Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga

A. GONZÁLEZ[1] Y J. GUIMERÁ[2]

[1] *Dto. de Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza. 50009 Zaragoza.*
[2] *Dep. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Univ. de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona.*

Resumen: La Zona de Enlace entre la Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana se caracteriza por un sistema de cabalgamientos imbricados, de orientación E-W y vergencia al N. En una de las láminas de cabalgamiento más occidentales (la de la Muela de Montalbán) se sitúa la cubeta de Aliaga. El análisis tectosedimentario del relleno de la cubeta ha permitido identificar seis unidades tectosedimentarias (UTS), y el análisis de los dispositivos geométricos de estas unidades en relación con las estructuras tectónicas permite establecer una cronología relativa de la deformación y muestra cómo, aunque las diferentes estructuras se iniciaron sucesivamente, las primeras en formarse continuaron su actuación durante y después de la formación y desarrollo de las estructuras posteriores. Las estructuras principales que determinan la evolución y los límites finales de la cubeta son un monoclinal producido por adaptación de la lámina de cabalgamiento a dos rampas del bloque inferior (al N y NE), un pliegue de propagación de un cabalgamiento de zócalo que no aflora (al S y SW) y un pliegue N-S que divide la cubeta de Aliaga en dos cuencas: las de Cirugeda al E y la de Hinojosa de Jarque al W. La sedimentación tuvo lugar inicialmente en la primera cuenca (unidades 1 a 4) desplazándose posteriormente a la segunda (unidades 4 a 6). Como resultado de la cinemática de dichas estructuras se produjo, durante la evolución de la cuenca, una reducción de sus dimensiones, principalmente en el margen N, en el que los materiales terciarios eran transportados pasivamente a través del monoclinal y levantados y erosionados junto con el substrato mesozoico. Esto debió producir la destrucción de las discordancias que pudieran haberse formado en este borde y que, finalmente, se obtenga una secuencia granocreciente.

Palabras clave: Sedimentación sintectónica, análisis tectosedimentario, lámina de cabalgamiento, cuenca "piggy-back", Terciario, Cadena Ibérica.

Abstract: The Linking Zone between the Iberian Chain and the Catalan Coastal Chain is an E-W-trending N-verging imbricate thrust system. The Aliaga Tertiary basin is on one of the western thrust-sheets of this system, the Muela de Montalbán thrust-sheet. The analysis of the Aliaga basin fill allows us to distinguish six tectonosedimentary units. The relationships between the geometrical characteristics of these units and the structures allow us to establish the relative chronology of deformation and show that even though the different structures generated successively, those which formed first continued developing during and after the formation and development of the later structures. The main structures which controlled the basin evolution and the final boundaries of the basin are monoclines formed by the adaptation of the thrust-sheet to the foot-wall ramps (N and NE boundaries), to a propagation fold above a blind basement thrust (S and SW boundaries) and to a N-S fold which divided the Aliaga basin into two subbasins: those of Cirugeda in the E and Hinojosa de Jarque in the W. Sedimentation took place initially in the first one (units 1 to 4) and then to the second one (units 4 to 6). A reduction of the basin dimensions took place, mostly in the northern margin, as a result of the kinematics of these structures. Tertiary rocks were passively transported through the monocline and uplifted and eroded together with the Mesozoic substratum. This evolution destroyed the unconformities which would be formed in this northern boundary and, finally, a coarsening-upward sequence resulted in the syntectonic Tertiary beds.

Key words: Syntectonic sedimentation, tectonosedimentary analysis, thrust-sheet, piggy-back basin, Tertiary, Iberian Chain.

González, A. y Guimerà, J. (1993): Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Rev. Soc. Geol. España,* 6: 151-165

La Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana determinan el borde sur de la cuenca del Ebro. Están compuestas por un zócalo hercínico sobre el que se dispone, discordantemente, una cobertera mesozoica y cenozoica de composición carbonática y siliciclástica. Desde el punto de vista regional estas cadenas se encuentran relativamente bien conocidas, ya que numerosos autores se han ocupado de su estudio. Así Alvaro *et al.* (1979) sintetizan su evolución geológica alpina, y Guimerà (1984) y Guimerà y Alvaro (1990) su estructura.

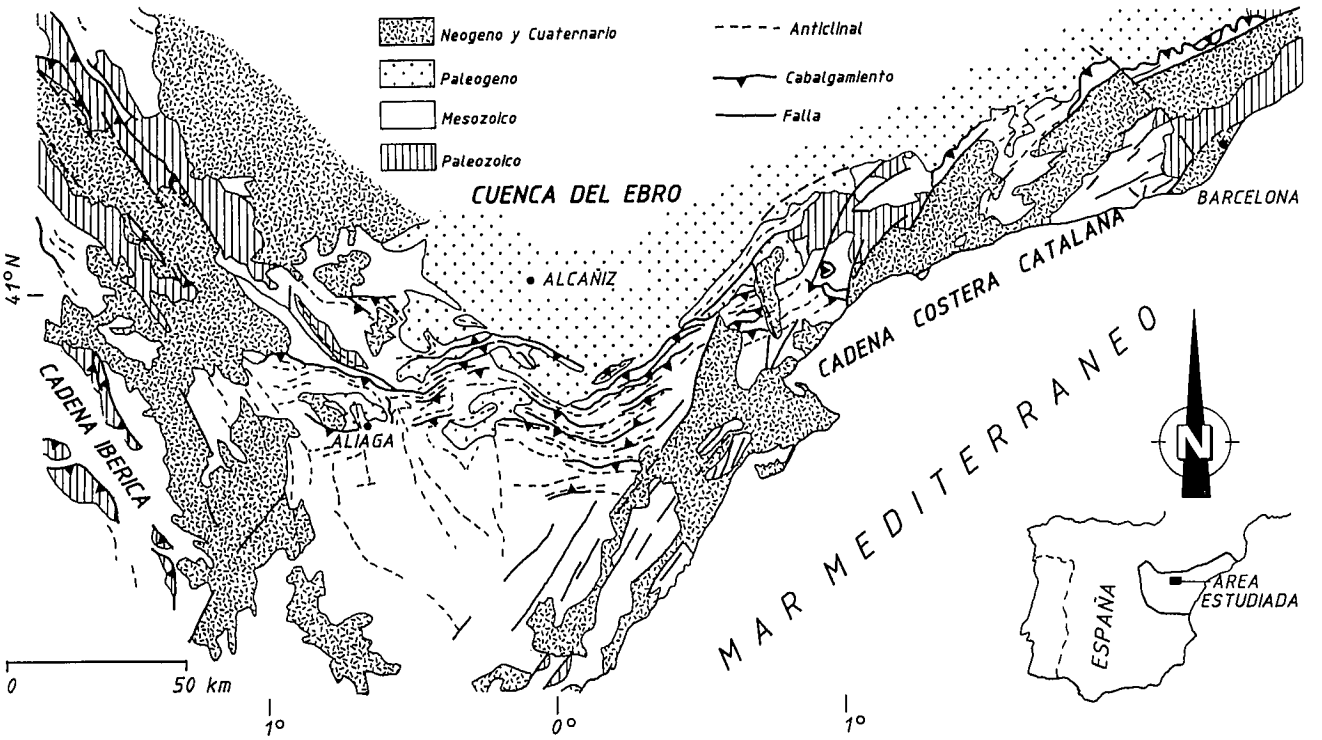

Fig. 1.–Mapa geológico de la parte oriental de la Cadena Ibérica y de la Cadena Costera Catalana, que muestra las principales estructuras geológicas de la región y la localización en ella de la cubeta de Aliaga.

En conjunto, su estructura alpina viene determinada por la coexistencia de sistemas de cabalgamientos y de fallas direccionales de direcciones similares que actuaron simultáneamente. En la Cadena Ibérica ambos tipos de estructuras tienen una orientación aproximada NW-SE; los cabalgamientos (que son las estructuras dominantes) tuvieron una doble vergencia centrífuga (hacia el N y NE o hacia el SW) y las fallas direccionales tuvieron un movimiento dextro convergente. En la Cadena Costera Catalana las estructuras dominantes son las fallas direccionales, que se orientan NE-SW y tuvieron un movimiento sinistro convergente; los cabalgamientos y pliegues de idéntica dirección serían consecuencia de la componente convergente de las fallas direccionales.

La Zona de Enlace (Guimerà, 1983, 1984) es una unidad triangular desarrollada sobre la zona de interferencia entre las estructuras NW-SE ibéricas y las NE-SW catalanas, que determinan sus límites SE y SW respectivamente. Su límite norte viene dado por un sistema de cabalgamientos imbricados, vergentes hacia el norte, de dirección general aproximadamente E-W, que se extiende desde Portalrubio (extremo oeste) a Vandellós (extremo este); mediante dicho sistema, las láminas de cabalgamiento de la Zona de Enlace se disponen sobre la Cadena Ibérica, la Depresión del Ebro y la Cadena Costera Catalana. El desplazamiento de estos cabalgamientos varía entre 1 y 10 km.

La Zona de Enlace posee una cobertera mesozoica mucho más potente que la mayor parte de las Cadenas Ibérica y Costera Catalana: hasta 6.000 m. de materiales mesozoicos, 4.000 de los cuales son del Jurásico terminal y del Cretácico inferior (Salas, 1987).

Las edades de formación y desarrollo de las estructuras compresivas descritas están más exactamente delimitadas en la Cadena Costera Catalana, debido a la existencia de sedimentos marinos en la Depresión del Ebro que facilitan su datación. En esta cadena, la deformación compresiva descrita comenzó en el Eoceno inferior-medio y continuó, como mínimo, hasta el Oligoceno superior Anadón *et al.* (1985). En la Cadena Ibérica el inicio es incierto, reconociéndose con claridad deformaciones anteriores al Oligoceno inferior que continúan incluso en el Mioceno: cabalgamientos E-W de la Sierra de Cameros (Riba, 1964 y Colchen, 1974) y movimientos direccionales dextros en la falla de zócalo NW-SE de Daroca (Colomer y Santanach, 1988). Los cabalgamientos E-W de la Zona de Enlace actuaron desde, por lo menos, el Oligoceno inferior hasta el Oligoceno terminal o el Mioceno basal.

Así pues, las edades de la deformación a partir de la relación de las estructuras con los sedimentos terciarios muestran una simultaneidad en la actuación de las estructuras dominantes en las tres unidades estructurales consideradas. Las virgaciones de los cabalgamientos E-W en relación con las fallas de zócalo NE-SW también señalan la simultaneidad en el juego de ambas estructuras.

Los datos expuestos implican una dirección de acortamiento horizontal aproximadamente N-S durante el desarrollo de las macroestructuras descritas, dirección que se deduce del movimiento simultáneo de las fallas de zócalo NE-SW sinistras, de las NW-SE dextras y de los cabalgamientos E-W de la cobertera (Guimerà, 1984 y 1988).

Sincrónicamente con la deformación alpina que estructura la Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana se produce la sedimentación de los materiales terciarios presentes en las mismas, por ello sus características evolutivas están condicionadas, fundamentalmente, por dicha deformación. Estas características evolutivas, ligadas a la deformación alpina, han sido utilizadas por González (1989) y Pérez (1989) para diferenciar en los materiales terciarios aflorantes en la Zona de Enlace y borde meridional de la Depresión del Ebro seis unidades tectosedi-

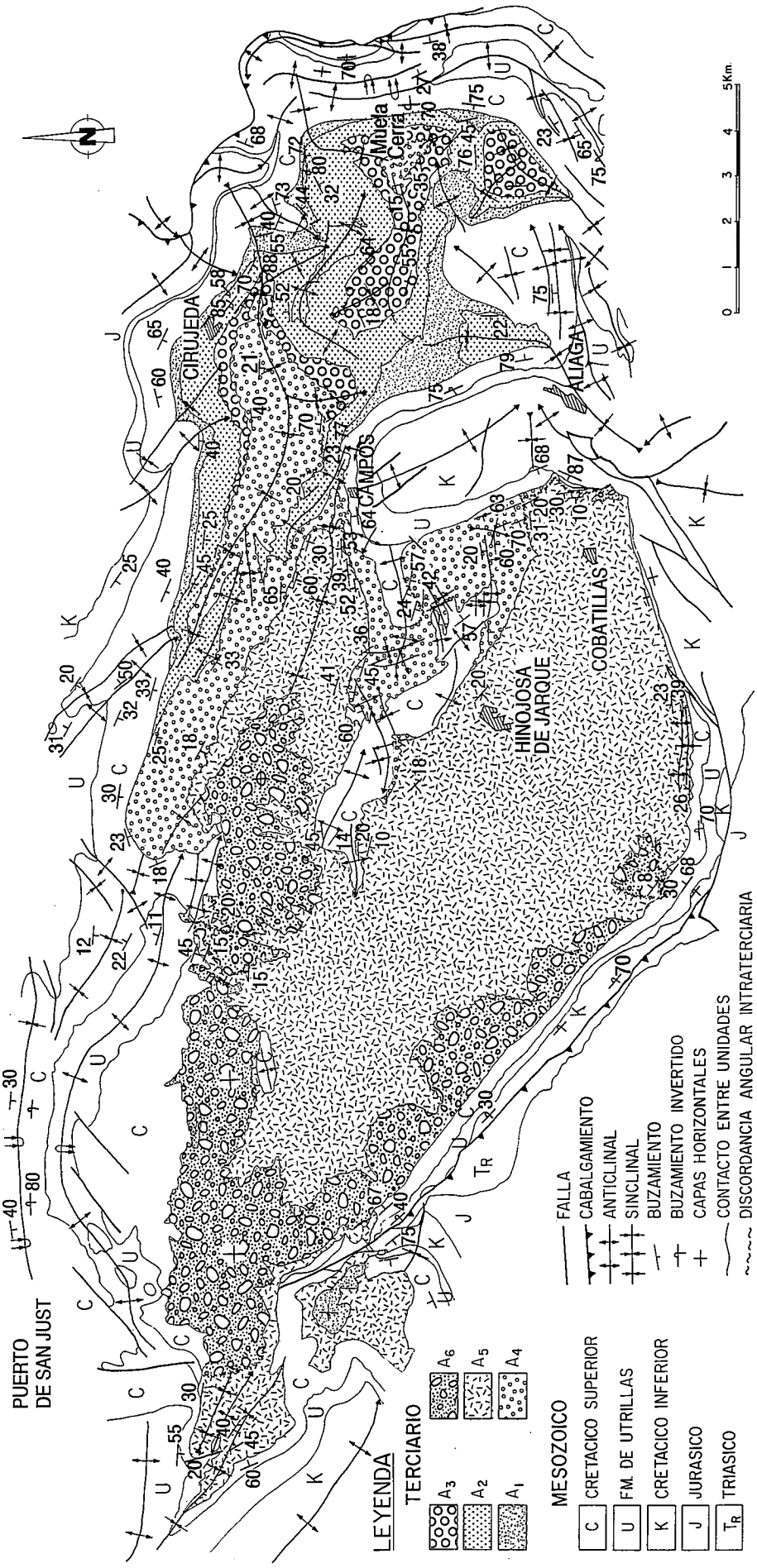

Fig 2.–Mapa geológico de la cubeta de Aliaga. Se muestra la cartografía de las seis unidades terciarias diferenciadas en su relleno, así como las estructuras en su interior y alrededor de sus límites. Para su localización, ver la Fig. 1.

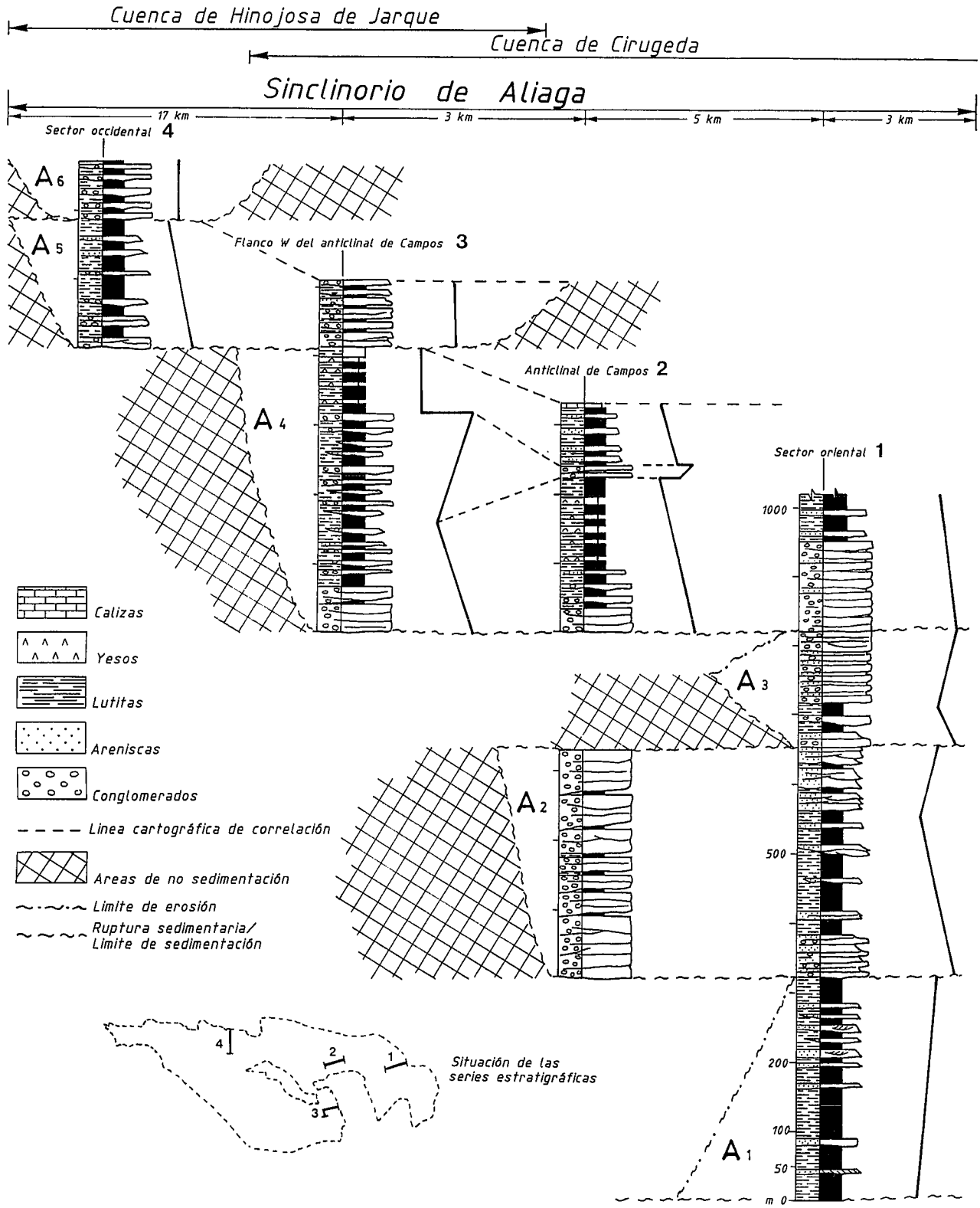

Fig. 3.–Síntesis litostratigráfica y evolución megasecuencial de las seis unidades tectosedimentarias, a partir de cuatro perfiles estratigráficos en diferentes sectores de la cubeta.

mentarias (UTS). Estas unidades, de algún modo, reflejan la evolución de la actividad tectónica que ha estructurado estas cadenas.

En el interior de la Zona de Enlace existe un conjunto de depresiones geográficas relativas que desde el punto de vista estructural constituyen sinclinorios con un núcleo de materiales terciarios. A estos sinclinorios González (1989) los ha denominado cubetas ibéricas marginales.

La cubeta de Aliaga es la más occidental de todas las cubetas ibéricas marginales, situándose en el extremo occidental del cinturón de cabalgamientos frontal de la Zona de Enlace (fig. 1). Se encuentra en la lámina de cabalgamien-

to de la Muela de Montalbán -la más septentrional de la Zona de Enlace en este sector- que tiene un desplazamiento mínimo hacia el norte del orden de 6 km. Es, por tanto, una cuenca transportada pasivamente sobre la lámina de cabalgamiento al menos durante una parte de su evolución.

El afloramiento terciario de Aliaga (fig. 2) constituye un complejo sinclinorio de orientación general ESE-WNW, con su flanco septentrional de dirección E-W y su flanco meridional orientado NW-SE en el sector occidental y ESE-WNW en el oriental, presentándose la mitad oriental del sinclinorio afectada además por pliegues de dirección N-S, pliegues, que según Simón (1980), serían anteriores a las estructuras E-W).

La finalidad del presente trabajo es el estudio de las estructuras que afectan a la lámina de cabalgamiento de la Muela de Montalbán y de las unidades terciarias sintectónicas que se sedimentaron en la cubeta de Aliaga. Para ello describiremos las relaciones geométricas entre las diversas unidades sedimentarias distinguidas en la cubeta y las estructuras individuales y deduciremos las relaciones temporales que de ellas se desprenden. A partir de todo ello propondremos una evolución espacial y temporal de la cubeta y de las estructuras que la determinan, en la que se muestra que, aunque el inicio de las diferentes estructuras sea sucesivo en el tiempo, tiene lugar una clara simultaneidad en su desarrollo, y no un desarrollo sucesivo, o sea, que el inicio de una nueva estructura es acompañado por la continuación del desarrollo de las estructuras formadas anteriormente.

Estratigrafía

En la cubeta de Aliaga se han reconocido seis rupturas sedimentarias de tipo 1 ó 3 en el sentido de González *et al.* (1988) que permiten diferenciar seis unidades tectosedimentarias caracterizada cada una de ellas por una evolución vertical determinada e invariable en el ámbito de la cubeta. Estos hechos configuran a dichas unidades como unidades tectosedimentarias fundamentales.

Unidad A_1

Aflora en el sector oriental del sinclinorio, adosada a sus flancos mesozoicos (fig. 2). Litológicamente está constituida por una alternancia de lutitas de color anaranjado y rojizo y areniscas amarillentas y beiges; su evolución vertical muestra una ligera tendencia granocreciente que viene dada por el predominio de lutitas hacia su base y por el incremento de areniscas hacia techo (fig. 3). Su potencia máxima es de 300 m. y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el S y el SW.

Límite inferior: Esta unidad se apoya sobre un conjunto de margas y calizas de tonos beiges y blancogrisáceos con restos de fauna marina, que ha sido atribuido por Canérot *et al.* (1978) al Campaniense-Maastrichtiense. A escala de afloramiento su límite inferior se manifiesta como una ruptura sedimentaria que viene dada por el salto secuencial que representa la aparición de lutitas rojas con areniscas microconglomeráticas sobre las margas y calizas infrayacentes con restos de fauna marina. A mayor escala este límite se reconoce como una disconformidad, ya que la unidad se apoya sobre diversos términos del conjunto margoso subyacente.

Desde un punto de vista sedimentológico los materiales incluidos en esta unidad han sido interpretados por González (1989) como el depósito generado en una extensa llanura de barros surcada por canales dispersos con carga de fondo arenosa. Esta llanura de barros quedaría in-

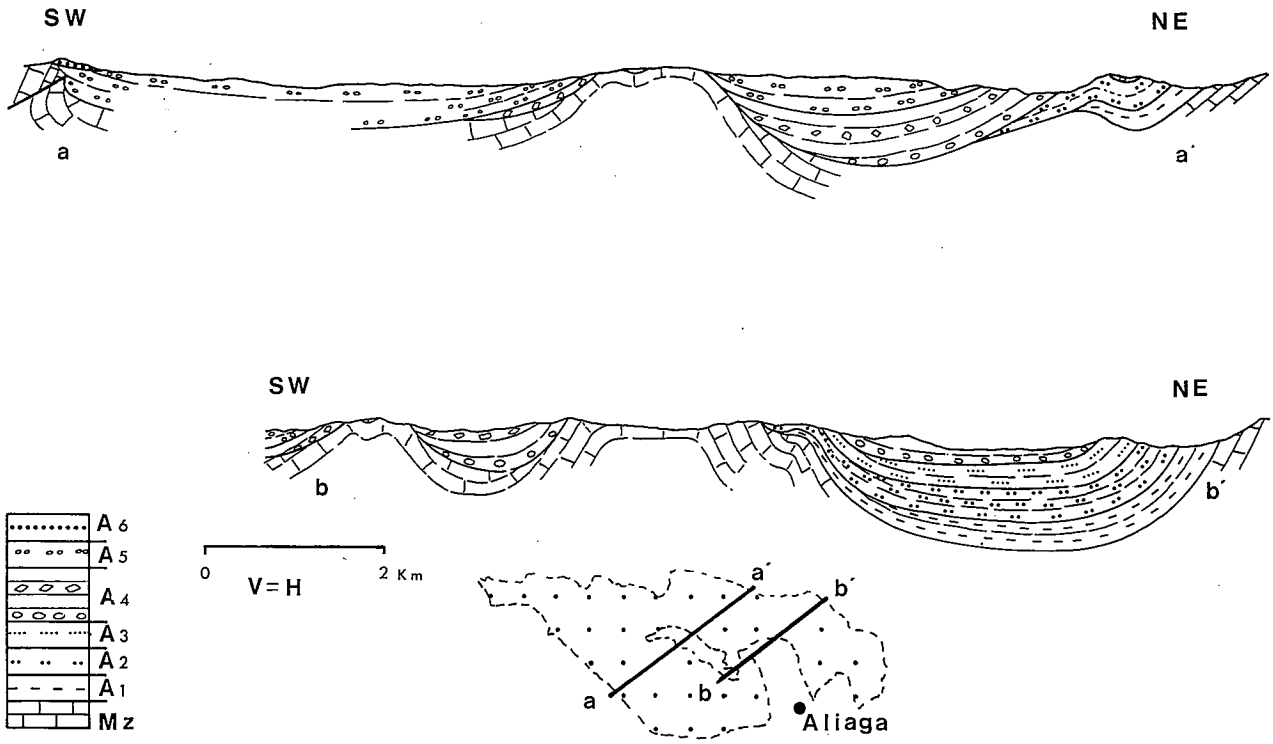

Fig. 4.–Cortes geológicos del Terciario de la cubeta de Aliaga, que muestran las relaciones geométricas entre las unidades terciarias y las estructuras tectónicas. A1-A5, unidades tectosedimentarias terciarias; Mz, rocas mesozoicas.

tegrada en un sistema aluvial cuyos sectores más proximales y distales no están representados en el actual afloramiento de la unidad. Si bien, como ya hemos comentado, la unidad A1 aflora exclusivamente en el sector más oriental de la cubeta de Aliaga, el hecho de que sólo se encuentre representada una parte del sistema aluvial nos lleva a considerar sus actuales límites de afloramiento como límites de erosión posterior a su depósito.

Unidad A_2

Aflora en la mitad oriental del sinclinorio (fig. 2). Litológicamente está constituida por un tramo basal de conglomerados de color gris o gris pardo de clastos calcáreos con intercalaciones de lutitas y areniscas de tonos rojos, un tramo intermedio de lutitas de tonos rojos y anaranjados con intercalaciones de areniscas y conglomerados y un tramo superior de areniscas amarillentas y rojizas que intercalan niveles conglomeráticos y lutíticos. Hacia el W, estos tres tramos litológicos pasan lateralmente a conglomerados blancogrisáceos, también de clastos calcáreos, con intercalaciones ocasionales de lutitas y areniscas de tonos rojos (fig. 3). La unidad presenta una evolución megasecuencial cíclica asimétrica, con el hemiciclo inferior granodecreciente y el superior, con menor desarrollo vertical, granocreciente (fig. 3). Su potencia máxima es de unos 300 m. y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el SW y localmente desde el N.

Límite inferior: a escala de afloramiento este límite se reconoce como una ruptura sedimentaria que se manifiesta por un salto en la tendencia evolutiva de los materiales (fig. 3), salto que se acompaña de una inversión en el signo de la tendencia evolutiva (ligeramente negativa para la unidad A1 y positiva para la base de la unidad A2). A escala cartográfica, este límite representa una discordancia, ya que la unidad se apoya sucesivamente sobre términos cada vez más antiguos conforme nos desplazamos hacia el W (figs. 2 y 4). En esta misma dirección, al menos la base de la unidad, manifiesta un carácter expansivo y geometría en onlap.

Sedimentológicamente estos materiales representan, según González (1989), los depósitos generados en sectores proximales, medios y distales de abanicos aluviales de procedencia suroccidental y occidental. Las facies proximales de estos abanicos -que engloban olistolitos de materiales cretácicos- se encuentran adosadas al flanco oriental del anticlinal de Campos por lo que esta estructura constituía el área fuente que los alimentaba extendiéndose la cuenca hacia el N, S y E más allá de los límites actuales de la cubeta de Aliaga.

Unidad A_3

Aflora en el sector oriental del sinclinorio (fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados grises de clastos calcáreos con alguna intercalación de lutitas y areniscas rojas que integran una evolución vertical cíclica granodecreciente-granocreciente (fig. 3). Su potencia máxima es de 175 m. y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el W, S y N.

Límite inferior: A escala de afloramiento su límite inferior se reconoce como una ruptura sedimentaria que se manifiesta por un salto en la evolución secuencial, salto que se acompaña de una inversión en la tendencia evolu-

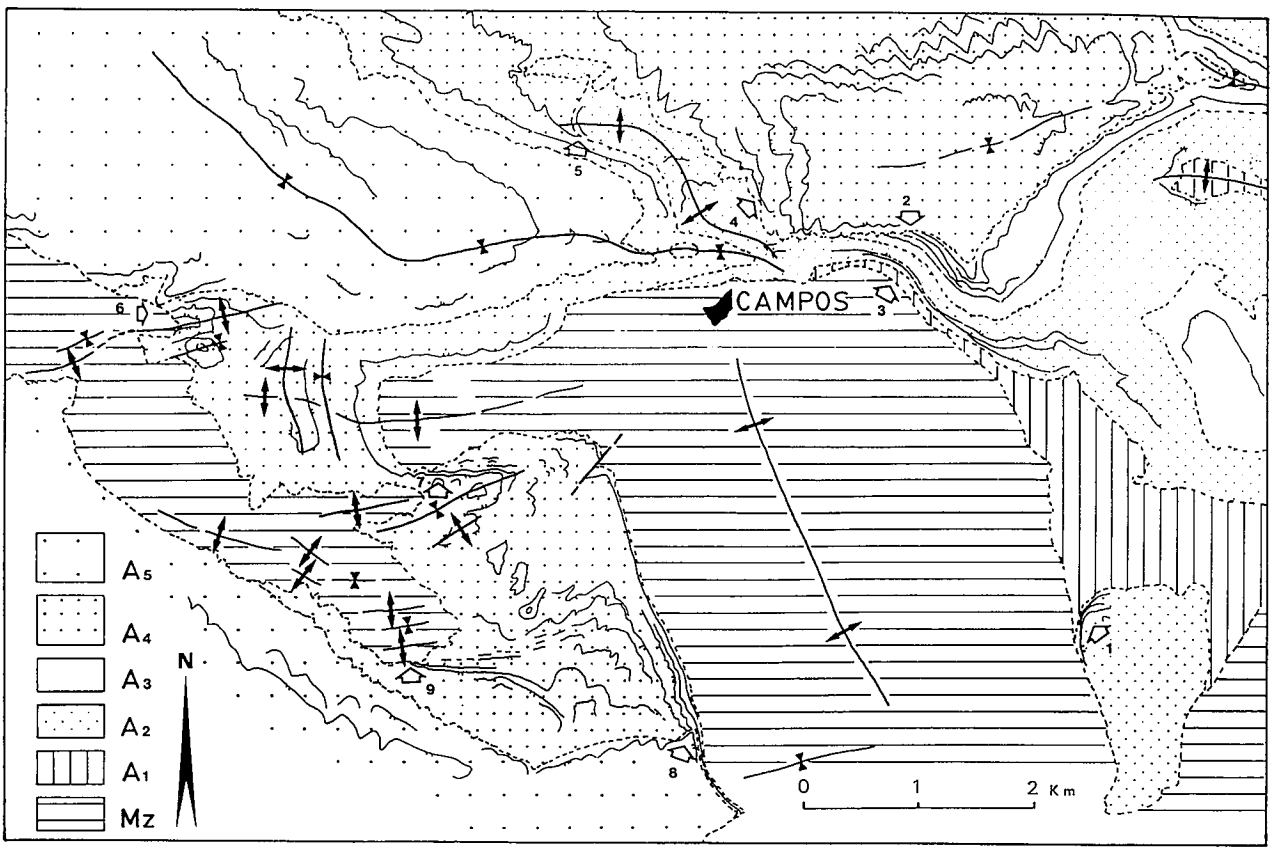

Fig. 5.–Esquema fotogeológico de los alrededores del anticlinal de Campos. A1-A5, unidades tectosedimentarias terciarias; Mz, rocas mesozoicas.

tiva (negativa para el techo de la unidad A2 y positiva para la base de la unidad A3) (fig. 3). A escala cartográfica este límite se manifiesta como una discordancia ya que la unidad se apoya sobre diferentes términos de la unidad A2 (fig. 4, corte b-b').

Desde un punto de vista sedimentológico, González (1989) interpreta estos materiales como el depósito generado en sectores proximales y medios de abanicos aluviales. En concreto, para el lapso de tiempo representado por la unidad A3, se reconocen dos sistemas de abanicos aluviales, uno de procedencia meridional y otro de procedencia septentrional; las facies proximales de estos sistemas de abanicos se encuentran adosadas respectivamente a los flancos meridional y septentrional de la cubeta, flancos que, para este momento, constituirían los márgenes N y S de la cuenca. Su margen occidental coincidiría aproximadamente con el flanco oriental del anticlinal de Campos y hacia el E la cuenca se extendería más allá del límite oriental de la cubeta de Aliaga.

Unidad A_4

Aflora en la mitad oriental del sinclinorio, ocupando su núcleo (fig. 2). Litológicamente está constituida por un tramo basal de conglomerados de color pardo grisáceo de clastos calcáreos y cuarcíticos, al que se superpone un tramo de lutitas rojas con intercalaciones de yesos, de areniscas o de conglomerados; sobre éste se presenta un tramo de conglomerados grises de clastos calcáreos y por último se reconoce un tramo superior constituido por lutitas rojas y asalmonadas con intercalaciones de calizas, margas y con menor frecuencia de yesos. Estos tramos litológicos integran una evolución megasecuencial compleja, constituida siempre por un ciclo asimétrico (granodecreciente-granocreciente) al que se superpone una secuencia sin evolución vertical definida (fig. 3). Su potencia máxima es de unos 450 m. y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el W y NW.

Límite inferior: La unidad se apoya en discordancia cartográfica sobre cualquier término subyacente, si bien en algunos puntos se apoya, a escala de afloramiento, en concordancia, o en discordancia angular, sobre la unidad A3 (figs. 2 y 4). Cuando es concordante, su límite inferior se reconoce como una ruptura sedimentaria definida por un cambio de signo en la tendencia evolutiva (negativa para el techo de la unidad A3 y positiva para la base de A4) (fig. 3).

Estos materiales representarían, según González (1989), el depósito generado en sistemas de abanicos aluviales de procedencia occidental y en sistemas lacustre-palustres lateralmente relacionados con ellos. Las facies proximales de estos abanicos se ubican en el límite occidental de afloramiento de la unidad, por lo que tal límite constituía el margen occidental de la cuenca, margen cuya orientación es aproximadamente NW-SE, mientras que hacia el N, S, y E la cuenca se extendería más allá de los actuales límites de la cubeta de Aliaga. Debemos resaltar que para esta unidad la cuenca presenta un carácter expansivo respecto a las unidades A2 y A3, desplazándose hacia el W su margen occidental, rebasando la sedimentación el anticlinal de Campos, anticlinal que había constituido el margen occidental del área de sedimentación tanto para la unidad A2 como para la unidad A3. Sobre este anticlinal y su prolongación hacia el NW, la unidad muestra un claro y marcado dispositivo geométrico en onlap (fig. 5).

Unidad A_5

Aflora en la mitad occidental del sinclinorio rebasando sus límites (fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados grises con clastos dominantemente calcáreos, lutitas asalmonadas y rojizas, areniscas beiges y amarillentas y calizas beiges y blancas. La evolución vertical de la unidad refleja cierta tendencia positiva (granodecreciente) integrada por varias secuencias de orden menor de evolución variable (fig. 3). Su potencia máxima observable es de unos 400 m. y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el S, E, W y N.

Límite inferior: La unidad se apoya generalmente en aparente concordancia sobre la unidad A4, unidad con la que se articula localmente (en relación con estructuras de orientación submeridiana) mediante una discordancia sintectónica, superponiéndose en discordancia angular sobre los términos basales de la citada unidad (fig. 5, pto. 8) y yaciendo siempre en discordancia angular sobre diversos términos de la serie mesozoica.

Estas facies representan, según González (1989) y Arenas *et al.* (1989), la sedimentación en sistemas de abanicos aluviales de procedencia septentrional, meridional y oriental, sistemas en cuya terminación distal se desarrollan áreas palustre-lacustres. Las facies proximales de estos abanicos se encuentran adosadas a los bordes N y S de la cubeta de Aliaga así como al flanco occidental del anticlinal de Campos, por lo que los actuales límites de afloramiento de la unidad coincidirían aproximadamente con los márgenes de la cuenca en la que tuvo lugar su sedimentación.

Unidad A_6

Aflora en la mitad occidental del sinclinorio extendiéndose más allá de los límites de éste (fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados blanco grisáceos de clastos dominantemente calcáreos con intercalaciones de areniscas rojas y asalmonadas, su evo-

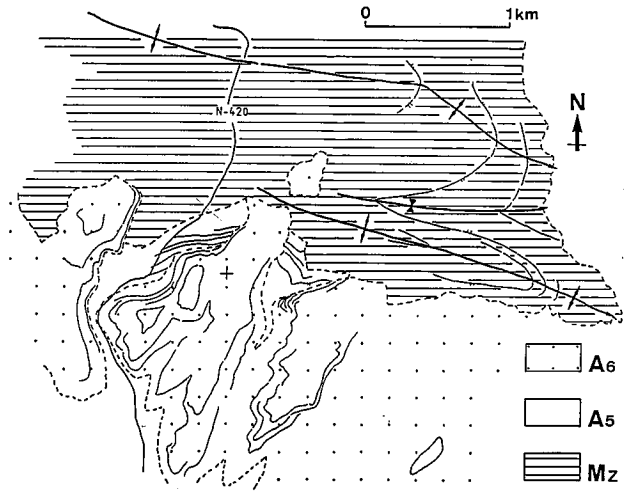

Fig. 6.–Esquema fotogeológico del puerto de San Just. Puede observarse la discordancia que limita las unidades tectosedimentarias A5 y A6. Mz, rocas mesozoicas.

lución vertical no está claramente definida (fig. 3); su potencia máxima observada es de 100 m. y las paleocorrientes indican aportes desde el N, S y W.

Límite inferior: Esta unidad se apoya generalmente en aparente concordancia sobre la unidad A5, manifestándose su límite inferior como una ruptura sedimentaria que viene dada por un brusco salto en la evolución secuencial (fig. 3). Localmente descansa sobre la unidad A5 en discordancia angular (fig. 4, corte a-a' y fig. 6), manifestando un carácter expansivo al rebasar los límites del sinclinorio apoyándose sobre los materiales mesozoicos que lo flanquean.

Límite superior: No se observan en la cubeta materiales que se sitúen estratigráficamente por encima de la unidad A6.

Según González (1989), sus facies representan los depósitos de sectores proximales, medios y distales de abanicos aluviales.

Durante el tiempo de depósito de la unidad A6 se mantienen los rasgos paleogeográficos señalados ya para la unidad A5; las únicas diferencias apreciables consisten: en la sustitución de las áreas palustres por una llanura de barros y en la sustitución de los aportes de procedencia oriental por aportes de procedencia occidental.

Una vez caracterizadas las UTS diferenciadas en la cubeta de Aliaga, en función de su distribución espacial y de la posición de los límites de sedimentación reconocidos para cada una de ellas, podemos concluir que la sedimentación terciaria se produjo en varias cuencas sedimentarias. Inicialmente, una cuenca en la que se depositó la unidad A1, de la que desconocemos sus límites, que se extendía por amplios sectores de la Cadena Ibérica y la Cuenca del Ebro (González, 1989); con la sedimentación de la unidad A2 comenzó la diferenciación de la cubeta de Aliaga, con la formación sucesiva de dos cuencas, una situada al E del anticlinal de Campos, a la que denominaremos cuenca de Cirugeda, funcional durante el depósito de las unidades A2, A3 y A4 y otra situada al W del anticlinal de Campos, cuenca de Hinojosa de Jarque, funcional durante el depósito de las unidades A5 y A6 (figs. 2, 3 y 4, cortes a-a' y b-b').

Estructura de la cubeta

En el área en que se localiza la cubeta de Aliaga entran en contacto las estructuras NW-SE ibéricas -que, localmente, llegan a orientarse N-S- y las estructuras aproximadamente E-W de la Zona de Enlace. Son estos dos conjuntos de estructuras los que determinan sus límites y su evolución.

La cubeta de Aliaga está dividida en dos por el anticlinal de Campos, de orientación N-S. Al este se encuentra la cubeta de Cirugeda y al oeste la de Hinojosa de Jarque (fig. 2). Los límites actuales de ambas cubetas están determinados por un conjunto de estructuras de orientaciones y de características diversas, desarrolladas durante la compresión alpina. Dichas estructuras afectan a los materiales de la cobertera mesozoica y, de maneras diferentes, a las unidades terciarias que las rellenan.

El borde norte tiene una orientación general aproximadamente E-W. Entre Cirugeda y el puerto de San Just vie-

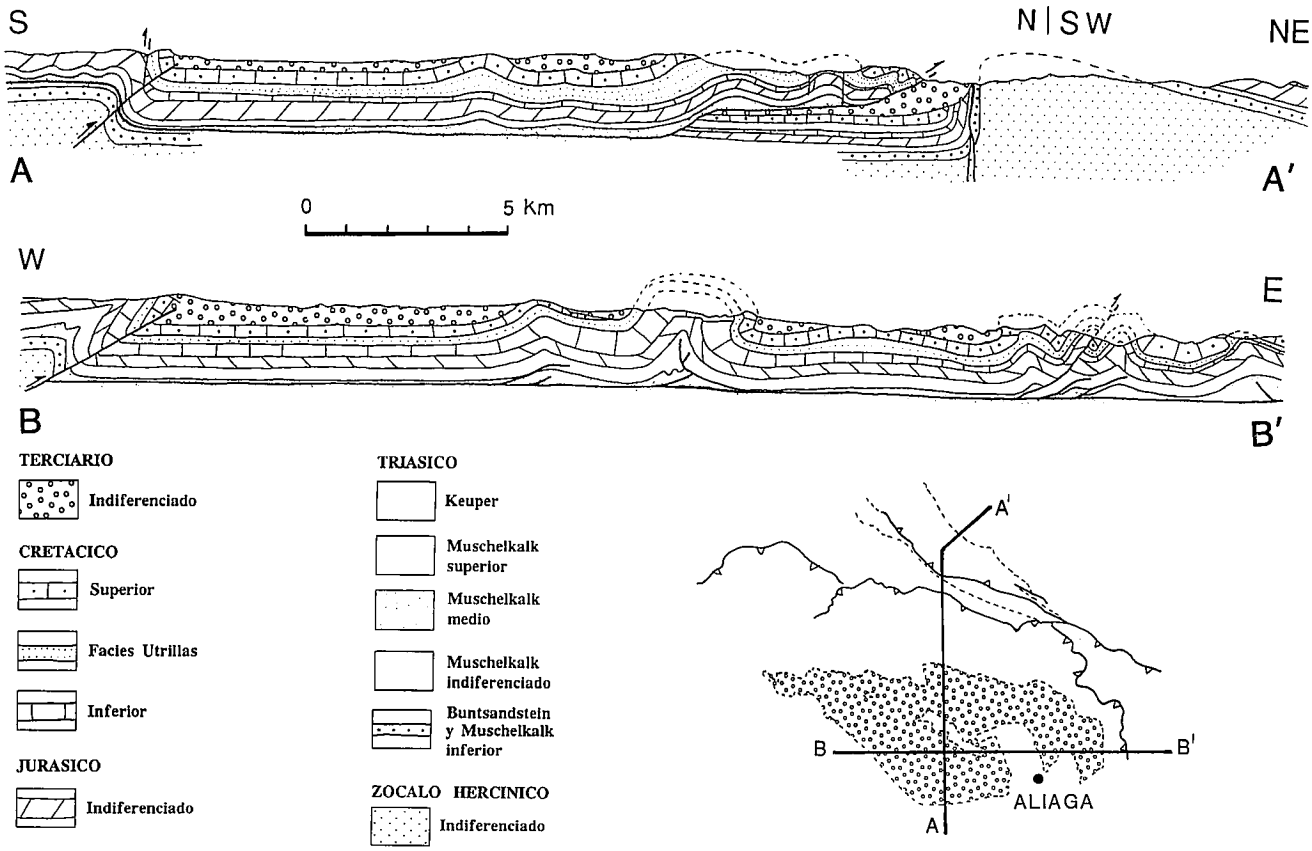

Fig. 7.–Cortes geológicos que muestran la relación de la cubeta terciaria de Aliaga con las estructuras que la rodean.

ne determinado por una flexión monoclinal, de dicha orientación, en los materiales mesozoicos y en las unidades terciarias inferiores; esta flexión es producto de la adaptación de la lámina cabalgante de la Muela de Montalbán a la rampa del bloque inferior del cabalgamiento subyacente (fig. 7). Al oeste del puerto de San Just la flexión se adentra en los materiales mesozoicos y ya no constituye directamente el límite de la cubeta, que viene dado en superficie por el contacto discordante de los materiales de la unidad terciaria más superior (A6) sobre los mesozoicos. Al sur de la flexión mencionada, y paralelamente a ella, se encuentra un conjunto de pliegues (fundamentalmente un sinclinal y un anticlinal), desarrollados en los materiales de las unidades terciarias inferiores al este del puerto de San Just y en los mesozoicos al oeste.

El borde este está determinado en superficie por pliegues y flexiones de orientación aproximadamente N-S que enlazan hacia el NE y el SW con las estructuras que definen los bordes septentrional y meridional. A unos dos kilómetros al este de dicho borde oriental aflora una superficie de cabalgamiento que es paralela a él. Interpretamos la estructura de este borde oriental como el resultado de una rampa oblicua a lateral en el bloque inferior del cabalgamiento, que explicaría la formación de las estructuras N-S de dicho borde, aproximadamente perpendiculares al trazado de los cabalgamientos dominantes.

Los bordes sudoeste y sur al oeste de Cobatillas están definidos por una flexión monoclinal muy marcada en los materiales mesozoicos. En el borde sudoeste la flexión está orientada NW-SE y limitada por el sudoeste por un cabalgamiento igualmente orientado que separa los materiales cretácicos invertidos, al NE, de los triásicos, al SW. Hacia el sudeste el eje del monoclinal se inflexiona y toma una orientación ENE-WSW que se prolonga hasta el sur de Cobatillas, constituyendo el límite sur de la cubeta de Hinojosa de Jarque. Es importante remarcar que la inflexión en la orientación del monoclinal desde NW-SE a ENE-WSW se realiza sin pérdida de su continuidad, siendo, por tanto, una virgación en la misma estructura. El monoclinal que constituye la estructura de este borde meridional lo interpretamos como un pliegue de propagación de un cabalgamiento en el zócalo, que no llega a aflorar como tal en superficie. La suposición de la existencia de dicho cabalgamiento en el zócalo se basa en la diferente cota en que se encuentran los mismos niveles mesozoicos en el bloque superior y en el inferior (cubeta de Hinojosa de Jarque) (fig. 7, cortes A-A' y B-B') y en el hecho de que en el bloque superior no se observe una flexión que pueda interpretarse como debida a la adaptación a una rampa del bloque inferior sino que los materiales mesozoicos se mantienen en una cota similar durante algunas decenas de kilómetros al sur de la flexión que limita la cuenca por el sur y suroeste; esta disposición obliga a suponer que el mismo salto de cota que se observa en los niveles mesozoicos debe producirse en el techo del zócalo y, por tanto, la falla afecta al zócalo.

Al este de Cobatillas y de Cirugeda, los límites de la cuenca de Cirugeda los determinan pliegues de orientación próxima a N-S (como el anticlinal de Campos), que acaban enlazando en Cirugeda con la flexión E-W descrita al principio. Dichos pliegues, al sur de Aliaga, muestran una inflexión en los ejes, tomando una orientación NE-SW en una banda orientada ENE-WSW que se encuentra a continuación de la flexión que limita por el sur la cuenca de Hinojosa de Jarque. La banda así definida se ha interpretado (Simón, 1984; Guimerà, 1988) como la respuesta de la cobertera a una falla de zócalo de igual orientación, con un componente inverso (que elevaría el labio sur) y otro direccional dextro, deducido a partir de la inflexión de los ejes de los pliegues.

La estructura interna de la cubeta viene determinada por estructuras de plegamiento de las mismas orientaciones que las que constituyen sus límites. En la cubeta de Cirugeda son pliegues NW-SE a N-S y ENE-WSW que se interfieren. Los primeros son, en la mayor parte de los casos anteriores a los segundos (Simón, 1980), pero la existencia de sinclinales triangulares (en la Muela Cerrá y al sur de ella) indica que se formaron por acortamiento horizontal simultáneo en todas las direcciones y no por interferencia de pliegues sucesivos N-S y E-W (Guimerà, 1988). Estas relaciones últimas pueden explicarse como el resultado de la interferencia de estructuras frontales y laterales simultáneas.

La cuenca de Hinojosa de Jarque presenta una deformación interna menor que la de Cirugeda, concentrada al norte de Hinojosa de Jarque (pliegues ENE-WSW y NW-SE) y en los bordes sudoeste y sur, a causa del monoclinal que la limita. En la mayoría de su parte interna las capas permanecen horizontales.

No se han encontrado indicadores cinemáticos claros sobre las superficies de los cabalgamientos principales. A falta, por tanto, de datos precisos, suponemos que la dirección de transporte tuvo lugar perpendicularmente al trazado cartográfico del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (de dirección N 100 E); por tanto, suponemos que se produjo en sentido N 10 E.

Relaciones entre las unidades tectosedimentarias y las estructuras tectónicas que las afectan. Datación relativa de las estructuras.

Como ya hemos señalado en el apartado anterior las estructuras más significativas que afectan a la cubeta de Aliaga son:

-las estructuras de su margen septentrional
-las estructuras de su margen meridional
-el anticlinal de Campos y su prolongación hacia el NW, estructuras que individualizan la cuenca de Cirugeda de la de Hinojosa
-los pliegues y cabalgamientos N-S de su flanco oriental
-las estructuras del interior de la cuenca de Cirugeda
-las estructuras del interior de la cuenca de Hinojosa

En este apartado intentaremos, a partir de los dispositivos geométricos reconocidos en cada una de las unidades y de las relaciones geométricas entre ellas, establecer en qué momentos de la sedimentación terciaria actúan las diferentes estructuras tectónicas (fig. 8).

Las estructuras del margen septentrional.

La flexión monoclinal de orientación general E-W que constituye el margen N de la cubeta de Aliaga, y por lo tanto constituye el margen N de la cuenca de Hinojosa y el margen N de la cuenca de Cirugeda, actúa como área fuente para las unidades A3 y A5, Guimerà *et al.* (1990),

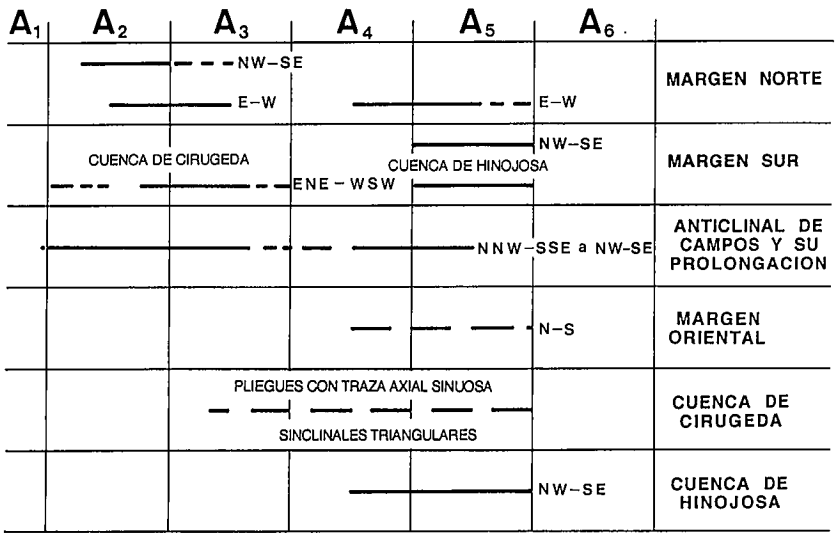

Fig. 8.–Relación temporal entre las estructuras tectónicas individuales y las unidades tectosedimentarias.

por lo que tal margen se estructura en dos etapas bien diferenciadas, la más antigua coincidiendo con el entorno temporal del límite entre las unidades A2 y A3 y la más moderna coincidiendo con el entorno temporal del límite entre las unidades A4 y A5.

En el margen N de la cuenca de Cirugeda se reconocen además sensibles variaciones de potencia y acuñamientos de capas en el seno de la unidad A2 e incluso en la unidad A3, identificándose surcos subsidentes y umbrales (fig. 9). Estos surcos subsidentes y umbrales coinciden respectivamente con ejes sinclinales y anticlinales de orientación NW-SE indicando simultaneidad entre el depósito de los materiales de dichas unidades y la generación de los pliegues, pliegues que sólo afectan ya ligeramente a la unidad A4.

Las estructuras del margen meridional.

Los datos estratigráficos utilizables para poder datar la actuación de estas estructuras son más bien escasos. Esta escasez viene condicionada por el hecho de que, como puede observarse en la Fig. 2, en la mitad oriental de la cubeta de Aliaga únicamente afloran, adosadas a su margen S, las unidades A1, A2 y A3, mientras que en su mitad occidental sólo afloran las unidades A5 y A6. En concreto la unidad A3 presenta adosadas al margen S de la cubeta, en el sector situado al E de Aliaga, potentes masas conglomeráticas con aportes de procedencia meridional. Este hecho indica la generación, en el límite entre las unidades A2-A3, de un área fuente de orientación E-W o bien ENE-WSW, que conformaría el margen sur de la cuenca de Cirugeda. Por otra parte, en este mismo sector, se observa una erosión de la unidad A1 bajo la unidad A2 según una línea de orientación NE-SW, esta línea es sobrepasada por la unidad A2 la cual se apoya sobre materiales cretácicos. Este hecho sugiere la actuación, en el límite A1-A2, de alguna estructura así orientada, que no constituye un área fuente pues la unidad A2 no recibe aportes desde este margen sur.

En el sector situado al W de Aliaga, (cuenca de Hinojosa de Jarque), los materiales de la unidad A5 adosados al margen sur de la cubeta se encuentran plegados (figs. 2 y 4, corte a-a') mientras que los materiales de la unidad A6 se disponen sobre ellos subhorizontales. De esto se deduce una etapa de deformación, en este margen meridional, datable como intra unidad A5. Debemos señalar que en este sector el margen mesozoico de la cubeta presenta una deformación considerablemente mayor a la que muestra la unidad A5, ello indica la existencia de otra u otras etapas deformativas anteriores al depósito de la unidad A5, etapas que no podemos datar al no aflorar en este sector materiales pre A5.

El anticlinal de Campos y su prolongación hacia el NW.

Contamos con numerosos datos estratigráficos que permiten situar cronológicamente, respecto a las diferentes unidades terciarias, la actuación de estas estructuras.

Así en las Figs. 2 y 4 puede observarse como los límites occidentales de afloramiento de las unidades A1, A2 y A3 presentan una orientación variable desde NNW-SSE a NW-SE. El juego de una o varias estructuras tectónicas coincidentes aproximadamente con los límites actuales de afloramiento de estas unidades se manifiesta, a) en la erosión de la unidad A1 bajo la unidad A2 según

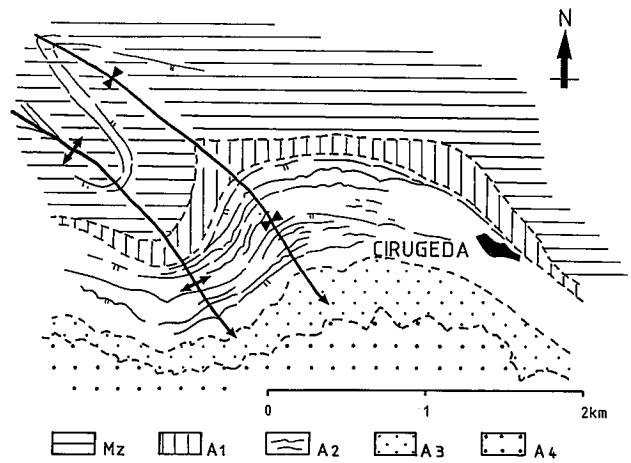

Fig. 9.–Esquema fotogeológico del sector de Cirugeda. Se observan abanicos de capas en los materiales de la unidad A2. A1-A5, unidades tectosedimentarias terciarias; Mz, rocas mesozoicas.

una línea de orientación NNW-SSE a NW-SE que la unidad A2 sobrepasa llegando a apoyarse sobre materiales mesozoicos, b) en la creación de un área fuente con idéntica orientación para la unidad A2, que presenta facies conglomeráticas con baja selección adosadas a su límite de afloramiento (fig. 3) y, c) por la discordancia angular de la unidad A4 sobre las unidades anteriores (fig. 4, corte b-b', y fig. 4, pto. 2). La actuación de esta alineación durante el tiempo de depósito de las unidades A2 y A3 se pone de manifiesto además por la existencia de dispositivos geométricos en onlap hacia el W durante el depósito de la unidad A2 (fig. 5, pto. 1) y por el espectacular acuñamiento de las unidades A1, A2 y A3 que se produce entre los puntos 2 y 3 de la Fig. 4. Hay que hacer notar que actualmente dichos límites de afloramiento vienen a coincidir aproximadamente con el anticlinal de Campos y su prolongación hacia el NW (figs. 2, 3 y 4). En el flanco W del mismo anticlinal las unidades A4 y A5 se articulan mediante una discordancia sintectónica (fig. 5, pto. 8). En resumen podemos concluir que el inicio de la actividad tectónica del anticlinal de Campos puede datarse como post A1 y pre A2, pues los depósitos basales de la unidad A2 provienen de él, y el fin de su actuación puede datarse como intra A5, (discordancia sintectónica de su flanco occidental) ya que la base de la unidad se encuentra afectada por él pero los tramos más altos de la misma muestra un onlap y llegan a disponerse, subhorizontales, en discordancia angular, sobre materiales mesozoicos (figs. 2 y 4).

No obstante la actuación de estas estructuras no es totalmente continua en el tiempo. En las Figs. 2 y 4 se ve con claridad cómo la unidad A4 presenta un dispositivo geométrico en onlap hacia el W (fig. 5, puntos 4, 5, 6, 7 y 9 y cortes a-a' y b-b'), apoyándose en esta dirección términos cada vez más altos de esta unidad directamente sobre materiales cretácicos. Esto sugiere un comportamiento pasivo de estas estructuras durante el tiempo de depósito de la mitad inferior de la unidad A4. También hay que resaltar que para las unidades inferiores (A1, A2 y A3) la estructura activa es el flanco oriental del anticlinal de Campos. Por el contrario para la unidad A5 la estructura activa (discordancia sintectónica de Cobatillas) es su flanco occidental.

Las estructuras del flanco oriental de la cubeta.

No contamos con ningún dato geométrico que permita situar temporalmente la actuación de los pliegues y cabalgamientos de orientación N-S que conforman este flanco. No obstante el desplazamiento, hacia el W, de la cuenca sedimentaria observado en el límite entre las unidades A4 y A5 podría ser debido a la deformación de este margen oriental de la cubeta.

Las estructuras del interior de la cuenca de Cirugeda.

En el sector oriental de la cubeta existe un conjunto de estructuras tectónicas muy características (cubetas sinclinales triangulares y ejes anticlinales sinuosos) que han sido intepretadas por Guimeré (1988) como el resultado de compresión simultánea en todas las direcciones. Los datos que poseemos para poder situar estratigráficamente la génesis de estas estructuras son más bien escasos ya que afectan a las unidades A1, A2, A3, y A4 basal y no conocemos qué materiales las fosilizan por lo que en principio su génesis sería post A4 basal. No obstante en algunos puntos (vertiente sur de Muela Cerrá, fig. 2) se observa una discordancia angular entre las unidades A3 y A4 en el flanco de una de estas cubetas sinclinales por lo que el inicio de su génesis podría situarse como intra unidad A3 prolongándose su actuación también a lo largo de, al menos, toda la unidad A4. No obstante dada la proximidad de esta discordancia al margen sur de la cubeta, también habría que considerar la posibilidad de que reflejara deformación en dicho margen.

Las estructuras del interior de la cuenca de Hinojosa de Jarque.

Las estructuras situadas en el interior de esta cuenca tienen todas dirección NW-SE y son (fig. 2):

-la depresión sinclinal de Cobatillas-Mezquita de Jarque

-el anticlinal mesozoico de Hinojosa de Jarque

-el sinclinal que flanquea al citado anticlinal por el NE

y todas ellas afectan a los materiales de la unidad A5 no así los materiales de la unidad A6 que presentan un dispositivo geométrico en onlap rebasando los límites actuales de la cubeta. La finalización de su actuación puede ser datada por lo tanto como intra unidad A5.

Además el anticlinal de Hinojosa de Jarque actúa como área fuente para el techo de la unidad A4, puesto que adosadas a él se encuentran facies de brechas monogénicas que proceden de materiales del cretácico superior. El inicio de actuación de estas estructuras puede datarse, por esto, como intra unidad A4.

Evolución de la cubeta de Aliaga durante el Terciario.

Los materiales de la unidad A1 reflejan exclusivamente las áreas más distales de un sistema aluvial, de ello puede deducirse, como ya hemos señalado, que la cuenca en la que se depositó esta unidad rebasaba ampliamente los límites de la actual cubeta de Aliaga. La evolución de la unidad es granocreciente, indicando una progradación del sistema aluvial.

En el límite de las unidades A1 y A2, se observan las primeras evidencias directas de deformación al generarse un área fuente de orientación NNW-SSE a NW-SE (Fig 9), que coincide con el flanco oriental del actual anticlinal de Campos; este área fuente alimenta el sistema aluvial reconocido para la unidad A2 y constituye, durante este período, el límite occidental de la cuenca de Cirugeda.

En el límite entre las unidades A2 y A3, la procedencia septentrional y meridional de los aportes indica la generación de áreas fuente de orientación E-W en los márgenes septentrional y meridional de la cuenca de Cirugeda. Esta paleogeografía podría indicar el inicio del desplazamiento de la lámina de cabalgamiento de la Muela de Montalbán con la formación de la flexión de la lámina sobre la rampa del bloque inferior.

En el límite de las unidades A3 y A4, la cuenca se extiende hacia el oeste, rebasando por primera vez el anticlinal de Campos, y adquiere una orientación NW-SE. Se desarrolla un sistema aluvial de procedencia WNW. Esta distribución implica que la flexión sobre la rampa del bloque inferior no actuaba como límite paleogeográfico, bien por una disminución o bien por la detención en el desplazamiento de la lámina.

Durante el tiempo de depósito de la parte superior de la unidad A4 y de la unidad A5 se produce el desplazamiento principal hacia el norte de la lámina de cabalgamiento de la Muela de Montalbán. Como consecuencia de este desplazamiento, se genera o se reactiva en la lámina de cabalgamiento, al adaptarse a la geometría de las rampas del bloque inferior del cabalgamiento:

1) Un pliegue monoclinal de orientación E-W producido por la rampa frontal de bloque inferior, que limita el área de sedimentación por el norte, 2) los cabalgamientos y pliegues NW-SE a N-S del margen oriental de la cuenca de Cirugeda, como consecuencia de una rampa oblicua. Estas estructuras provocan el desplazamiento de la sedimentación hacia el W: la cuenca de Cirugeda pasa a ser un área elevada que suministra aportes a una nueva cuenca, la de Hinojosa de Jarque, situada al W del anticlinal de Campos.

Al final de la unidad A5, la cuenca de Hinojosa de Jarque alcanzó la estructuración actual. El pliegue monoclinal E-W que limita la cuenca por el norte alcanzó su posición actual, indicando el fin del desplazamiento de la lámina cabalgante de la Muela de Montalbán. Durante este período se desarrolló el pliegue monoclinal NW-SE a ENE-WSW que limita la cuenca de Hinojosa de Jarque por el SW y el S. De estos márgenes provienen sistemas de abanicos aluviales que confluyen en una extensa playa central.

Modelización de la cubeta de Aliaga

La evolución propuesta implica una reducción notable de las dimensiones de la cuenca como consecuencia del desplazamiento de la lámina de cabalgamiento de la Muela de Montalbán y del desarrollo, en el borde SW y S, de la flexión NW-SE a E-W producida como consecuencia de la propagación de un cabalgamiento en el zócalo. Los dispositivos geométricos sedimentarios que indican una sedimentación sintectónica se reconocen siempre en relación con las estructuras del interior y del margen S de la cubeta. Estos dispositivos no se observan en relación con las estructuras de los márgenes septentrional y oriental de la cubeta, que fueron determinados por la flexión formada en la lámina de cabalgamiento sobre las rampas del bloque inferior.

El borde norte de la cubeta, como consecuencia del desplazamiento de la lámina de cabalgamiento hacia el norte, se encontró siempre en el monoclinal formado sobre las rampas del bloque inferior, pero fue variando su posición respecto a la lámina de cabalgamiento -desplazándose relativamente hacia el sur-, ya que los materiales de ésta pasaban a través del monoclinal. Esto produjo el levantamiento y erosión tanto de los materiales del substrato mesozoico como de los materiales terciarios sintectónicos

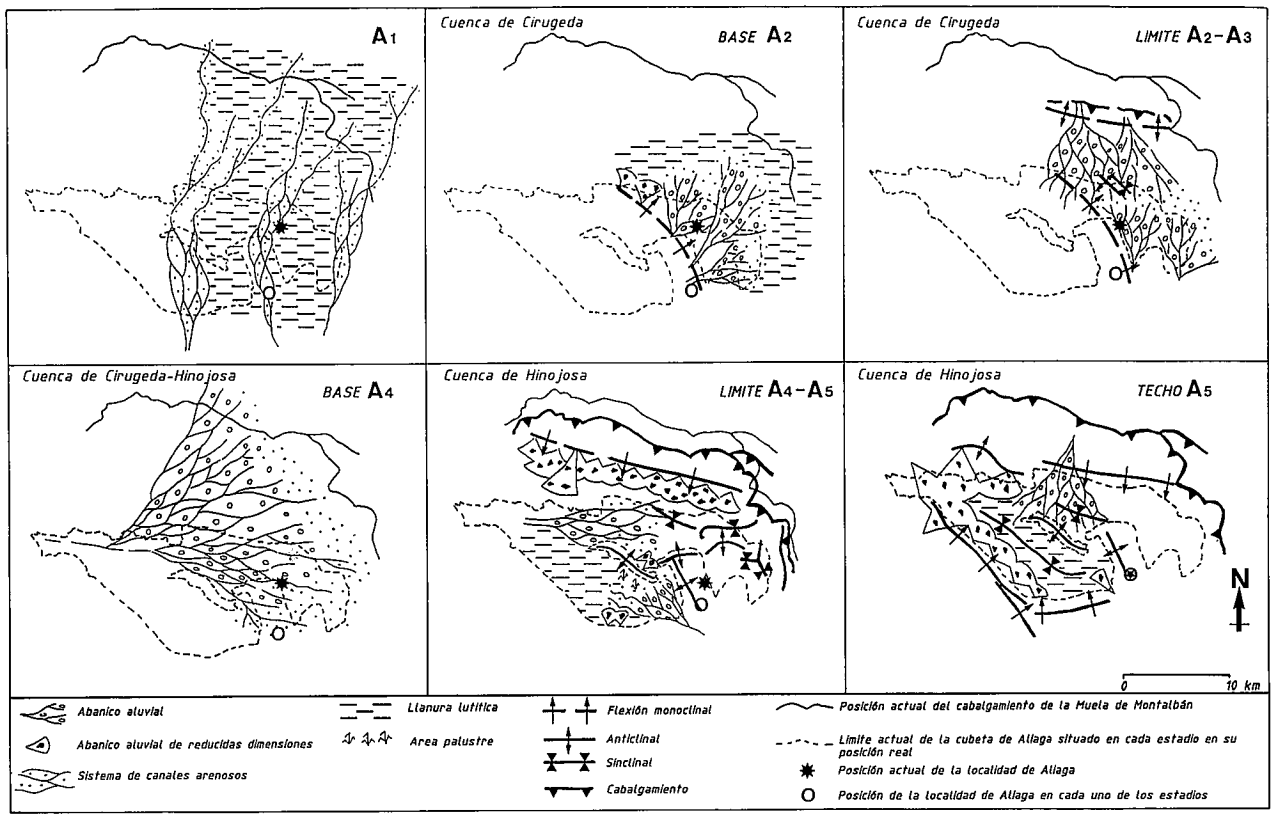

Fig. 10.–Seis estadios en la evolución de la cubeta de Aliaga, con los sedimentos depositados y las estructuras formadas en cada uno. Como referencia se muestra la posición actual del afloramiento del cabalgamiento de la Muela de Montalbán y la situación que tenían, en cada estadio, los límites actuales de la cubeta, con el fin de indicar el desplazamiento de la lámina de cabalgamiento.

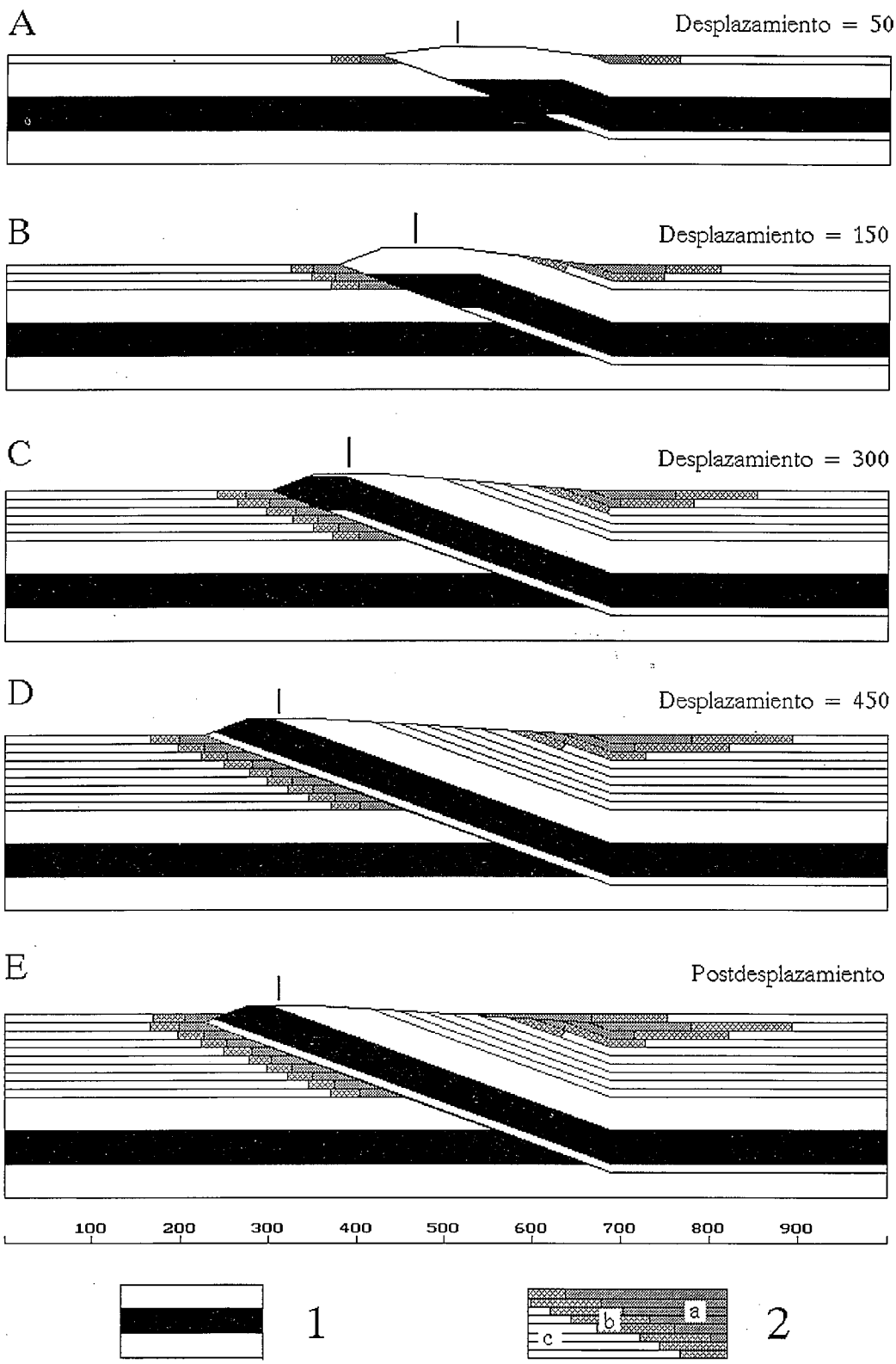

Fig. 11.–Cinco estadios en la evolución de un margen de una cuenca determinado por un monoclinal producido por la adaptación de una lámina de cabalgamiento a una rampa en el bloque inferior, sobre la que se desplaza (a la derecha), y del margen cabalgado de la cuenca de antepaís correspondiente (a la izquierda). La modelización se ha realizado mediante el programa Fault! de Wilkerson y Usdansky (1989); las dimensiones de los sistemas aluviales se han calculado mediante la fórmula de Bull (1964), suponiendo que, sobre los cortes, 100 unidades son igual a 1 km. La línea vertical sobre el anticlinal frontal indica el límite entre las áreas de drenaje de los dos sistemas aluviales. 1: Materiales anteriores al desplazamiento de la lámina. 2: Materiales sedimentados durante el desplazamiento de la lámina; 2a y 2b: facies proximales y distales de los sistemas aluviales que proceden del anticlinal frontal de la lámina de cabalgamiento; 2c: materiales que no provienen de dicho sistema aluvial. Notar como, en la cuenca sobre la lámina, se produce la destrucción por erosión de los materiales sedimentados en el flanco posterior del anticlinal frontal y se obtiene, finalmente, una secuencia granocreciente, mientras en el borde cabalgado del antepaís se produce una migración hacia el antepaís del sistema aluvial, que permanece siempre adosado a la lámina aflorante. Una vez finalizado el desplazamiento se produce y conserva una discordancia y se inicia la fosilización de la estructura en ambos márgenes.

depositados en los estadios anteriores de desplazamiento de la lámina, tal como ha sido puesto de manifiesto en varios trabajos recientes que modelizan situaciones similares (Medwedeff, 1989; Mount, Suppe y Hook, 1990 y Suppe, Chou y Hook, 1992).

La Fig. 11 ilustra un caso de evolución de un margen de una cuenca determinado por un monoclinal producido por la adaptación de una lámina de cabalgamiento a una rampa en el bloque inferior, sobre la que se desplaza, similarmente al borde norte de la cubeta de Aliaga y del cabalgamiento emergente sobre la cuenca de antepaís. Las condiciones impuestas al modelo son:

1) La modelización se ha realizado con el programa Fault! de Wilkerson y Usdansky (1989). Dicho programa construye los pliegues de adaptación en el bloque superior por cizalla vertical, lo que lo aparta de la geometría que presentan los pliegues de adaptación reales, pero permite la adición de capas y la erosión sintectónicas, con lo que pueden obtenerse geometrías similares a las reales.

2) En la sedimentación de los materiales sintectónicos se asume que se produce un desplazamiento instantáneo de la lámina de cabalgamiento (de 50 unidades cada vez), seguido de una erosión instantánea, que desmantela parte de los materiales del anticlinal del bloque superior, seguido de una sedimentación instantánea del nivel siguiente. El grosor de los materiales que se sedimentan en la cuenca de antepaís y en la cuenca transportada sobre la lámina es el mismo.

3) Se asume que el relleno de las cuencas se debe a sendos sistemas aluviales procedentes del anticlinal de bloque superior y a sistemas deposicionales provenientes de otras áreas fuente. Para calcular las dimensiones de los dos sistemas aluviales se ha utilizado la ecuación de Bull (1964): $Af=c\ Ad^n$, que relaciona la superficie del área de drenaje (Ad) con la superficie del abanico (Af), considerando que el límite entre las áreas de drenaje de los dos sistemas procedentes del anticlinal se encontraba en el interior de los materiales mesozoicos (ver fig. 11 para los límites supuestos en cada estadio); c y n representan la litología del área fuente y la pendiente del abanico y los valores tomados han sido c=1 (para un área fuente constituída por calizas, areniscas y conglomerados) y n= 0,9 (que representaría un abanico con una pendiente media) para la cuenca sobre la lámina de cabalgamiento y c=1 y n=0,85 (mayor pendiente) para la cuenca de antepaís.

De la evolución de dicho modelo se desprende que:

1) Debido al tránsito de los materiales de la lámina de cabalgamiento a través del monoclinal sobre la rampa del bloque inferior, parte de los materiales sedimentados en cada estadio, al borde de la cuenca, son destruídos en el estadio siguiente. Esto comporta que no se conserven las discordancias que pudieran haberse formado. Por tanto, los dispositivos geométricos que pudieran haberse formado en el borde norte de la cubeta de Aliaga, habría que buscarlos al norte sus límites actuales, donde han desaparecido por erosión. Los materiales de las diferentes unidades terciarias que actualmente se encuentran en la flexión que determina el borde norte actual de la cubeta, se depositaron en posiciones tanto más centrales de la cuenca cuanto más antiguos son, mostrando un paralelismo entre ellos.

2) Solamente puede conservarse una discordancia cuando no se ha producido desplazamiento después de la última etapa de sedimentación. La conservación de la discordancia de la base de la unidad A6 y el dispositivo geométrico en onlap que muestra esta unidad en el borde norte (fig. 6) indican que, durante su sedimentación, ya había finalizado el desplazamiento de la lámina.

3) Como la lámina de cabalgamiento se desplaza sobre los materiales de la cuenca de antepaís, el espacio de acomodación sedimentario en la cuenca sobre la lámina de cabalgamiento aumenta continuamente mientras el desplazamiento de la lámina no se detenga.

4) Se produce una disminución continuada de la dimensión de la cuenca sobre la lámina paralelamente a su dirección de desplazamiento.

5) En el margen de la cuenca determinado por el monoclinal, finalmente, se obtiene una secuencia granocreciente.

6) En el margen de la cuenca de antepaís se obtiene un sistema aluvial adosado a la lámina emergente que migra hacia el antepaís.

El desplazamiento de la sedimentación desde la cuenca de Cirugeda hacia la cuenca de Hinojosa de Jarque, que se observa durante la sedimentación de la unidad A4, puede ser explicado por una situación similar a la expuesta para el borde norte, como consecuencia de la rampa oblicua-lateral NW-SE a N-S de La Cañadilla. El desplazamiento del cabalgamiento es, sobre esta rampa, menor que en la rampa frontal, pero se produjo una deformación interna de la lámina de cabalgamiento -pliegues del área de la Muela Cerrá y Campos- que deformó y elevó la cuenca de Cirugeda e hizo desplazarse la sedimentación a la cuenca de Hinojosa de Jarque. En los flancos de estos pliegues sí que se conservan discordancias sintectónicas (Cobatillas) o abanicos de capas (figs. 4 y 5), debido a que no se produjo el tránsito de los materiales a través de ellos.

En la cubeta de Aliaga se observa un considerable grado de simultaneidad en el desarrollo de las diferentes estructuras que la conforman. Así, la deformación comenzó en el anticlinal de Campos (durante el depósito la unidad A2), siguió con el cabalgamiento de la Muela de Montalbán (durante el depósito de la unidad A3) y, posteriormente, con el pliegue monoclinal que limita la cubeta por el sur (previamente al depósito de la unidad A5). No obstante esta secuencia en el inicio de las estructuras, el desarrollo de las estructuras iniciales continuó durante la formación y desarrollo de las estructuras posteriores, ya que las tres estructuras finalizaron su desarrollo durante el depósito de la unidad A5.

Bibliografía

Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispanica,* 14: 172-177.

Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip tectonics and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. En K. T. Biddle, N. Christie-Blick, Eds., Strike-slip tectonics and sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.,* 37: 303-318.

Arenas, C., Pardo, G., González, A. y Villena, J. (1989): El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): Análisis de facies y evolución del estilo fluvial. *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 41-54.

Bull, W. B. (1964): Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap,* 352-E:89-129.

Canérot, J, Crespo, A. y Navarro, D. (1978): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.° 518 (28-20) (Montalbán). Memoria explicativa por A. Crespo , D. Navarro, J. Canérot, T. Del Pan Arana, M. C. Fernández-Luanco y F. Leiva, 31 p. (1979, *Instituto Geológico* y Minero de España, Madrid.

Colchen, M. (1974): Geologie de la Sierra de la Demanda, Burgos-Logroño (Espagne). *Mem. I.G.M.E.,* 85: 436 p.

Colomer, M. y Santanach, P. (1988): Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta,* 4: 29-31.

González, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales.* Tesis Univ. Zaragoza. 507 p.

González, A. Arenas, C, Pardo, G. y Guimerà, J. (1991): Control tectónico de las características sedimentológicas del sistema aluvial de Cobatillas (Provincia de Teruel). *Geogaceta,* 10:81-83.

González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas, *II Congr. Geol. España,* SGE, Granada, Simposios: 175-184.

González, A., Pardo, G., Villena, J. y Pérez, A. (1984): Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la cubeta de Alloza (prov. Teruel), *Bol. Geol. Min.,* 95: 407-428.

Guimerà, J. (1983): Evolution de la deformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C. R. Acad. Sc. Paris,* 297: 425-430.

Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.,* 121: 413-420

Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana.* Tesis Univ. Barcelona. 600 p.

Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. géol. France,* 8 ème sér., 6(2):339-348.

Guimerà, J., González, A. y Pérez, A. (1990): Evolución del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta,* 8: 47-49.

Mount, V. S., Suppe, J. y Hook, S. C. (1990): A Forward Modeling Strategy for Balancing Cross Sections. *The American Ass. Petr. Geol. Bull.,* 74 (5): 521-531.

Medwedeff, D. A. (1989): Growth Fault-Bend Folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. *The American Ass. Petr. Geol. Bull.,* 73 (1): 54-67.

Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 199-219.

Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde S. de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán.* Tesis Univ. Zaragoza, 525 p.

Riba, O. (1964): Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. *Aport. Esp. al Congr. Geogr. Int.,:* 127-138. Reino Unido.

Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà.* Tesis Univ. Barcelona, 353 p.

Simón, J. L. (1980): Estructuras de superposición de plegamientos en el borde N E de la Cadena Ibérica. *Acta Geol. Hispanica,* 15: 137-140.

Simón, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental.* Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.

Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science,* 283:684-721.

Suppe, J. Chou, G. T. y Hook, S. C. (1992): Rates of folding and faulting determined from growth strata. In K. R. McClay (ed.): *Thrust Tectonics,* p. 105-121. Chapman & Hall.

Wilkerson, M. S. y Usdansky, S. I. (1989): *Fault! A Cross Section Modeling Program for the IBM,* mem. 22 p. Inédito.

Recibido el 7 de agosto de 1992;
aceptado el manuscrito revisado el 5 de abril de 1993.