

Control tectónico y distribución de las facies en el tránsito Triásico-Jurásico en el sector de Oliete (Teruel)

Tectonic control and facies distributions in the Triassic-Jurassic transition in the Oliete area (Teruel)

A.P. Bordonaba; M. Aurell y A. Casas

Dpto. Geología, Univ. de Zaragoza, 50.009-Zaragoza

ABSTRACT

Facies and thickness distribution in the Cortes de Tajuña Fm. was controlled by extensional fault activity around the Triassic-Jurassic boundary in the Iberian basin. The analysis of the outcrops located South of Oliete (Teruel) allows the mapping of a East-West trending normal fault (inverted as a thrust during Alpine compression), which involved the presence of a thick carbonatic and evaporitic succession (up to 300 m) in the hanging wall. Thickness in the foot wall is reduced to a third. Two facies associations are found in the lower part of the unit. Relatively deep facies (intertidal to shallow subtidal) laterally grade into evaporites and lutites (supratidal sabkhas) in the areas where subsidence was lower. In the upper part are found massive dolomites and well-bedded limestones all across the study area.

Key words: facies analysis, extensional basin, Iberian basin, Jurassic.

Geogaceta, 25 (1999), 43-46

ISSN: 0213683X

Introducción

En las cuencas mesozoicas desarrolladas al Este de la Península Ibérica, se reconocen localmente facies evaporíticas (yesos o anhidritas en sondeo) en el tránsito entre el Triásico y el Jurásico. En afloramiento, dichas facies han sido citadas en diversas localidades de la Cordillera Ibérica, como al Este de la Sierra del Moncayo (San Román y Aurell, 1992) o la Sierra de Arcos (Giner, 1980; Gómez y Goy, 1998). La relación lateral que existe entre las facies evaporíticas y otros tipos de facies equivalentes laterales, tales como las dolomías oquerosas («carniolas») o las facies de brechas más características de la Fm. Cortes de Tajuña, ha sido abordada por diversos autores (Giner, 1980; San Román y Aurell, 1992; Campos *et al.*, 1996; Gómez y Goy, 1998). El hecho de que hasta el momento no se hayan descrito todos estos tipos de facies en un afloramiento continuo, impide conocer con precisión como se realiza el tránsito entre los diferentes tipos de facies mencionados.

En las proximidades de Oliete (Teruel), existen afloramientos continuos de las unidades del Triásico superior y Jurásico inferior (Fig. 1). Estos afloramientos exponen, en una transversal continua de más de 10 km, las diversas facies más representativas de la unidad basal del Jurásico (Fm. Cortes de Tajuña), de modo

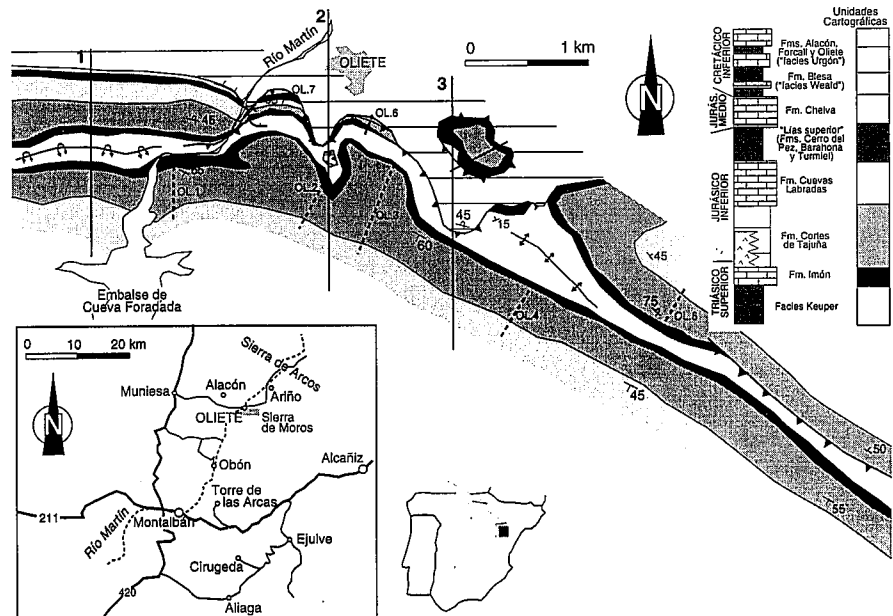


Fig. 1.- Localización geográfica y cartografía geológica de la zona de estudio, con indicación de los perfiles realizados.

Fig. 1.- Geographical location and geological mapping of the studied area. The location of the measured sections is indicated.

que se encuentran coexistiendo facies evaporíticas, brechoideas y dolomíticas. Además, es posible observar una serie de accidentes tectónicos, que controlaron los espesores de las unidades del tránsito Triásico-Jurásico. El objeto de este trabajo es mostrar los principales rasgos sedimentarios y tectónicos de la Fm. Cortes

de Tajuña, a partir del análisis de los afloramientos de las proximidades de Oliete.

Estructura

En la Fig. 1 se muestra la cartografía de la zona de estudio, y una columna sintética de las unidades del Triásico supe-

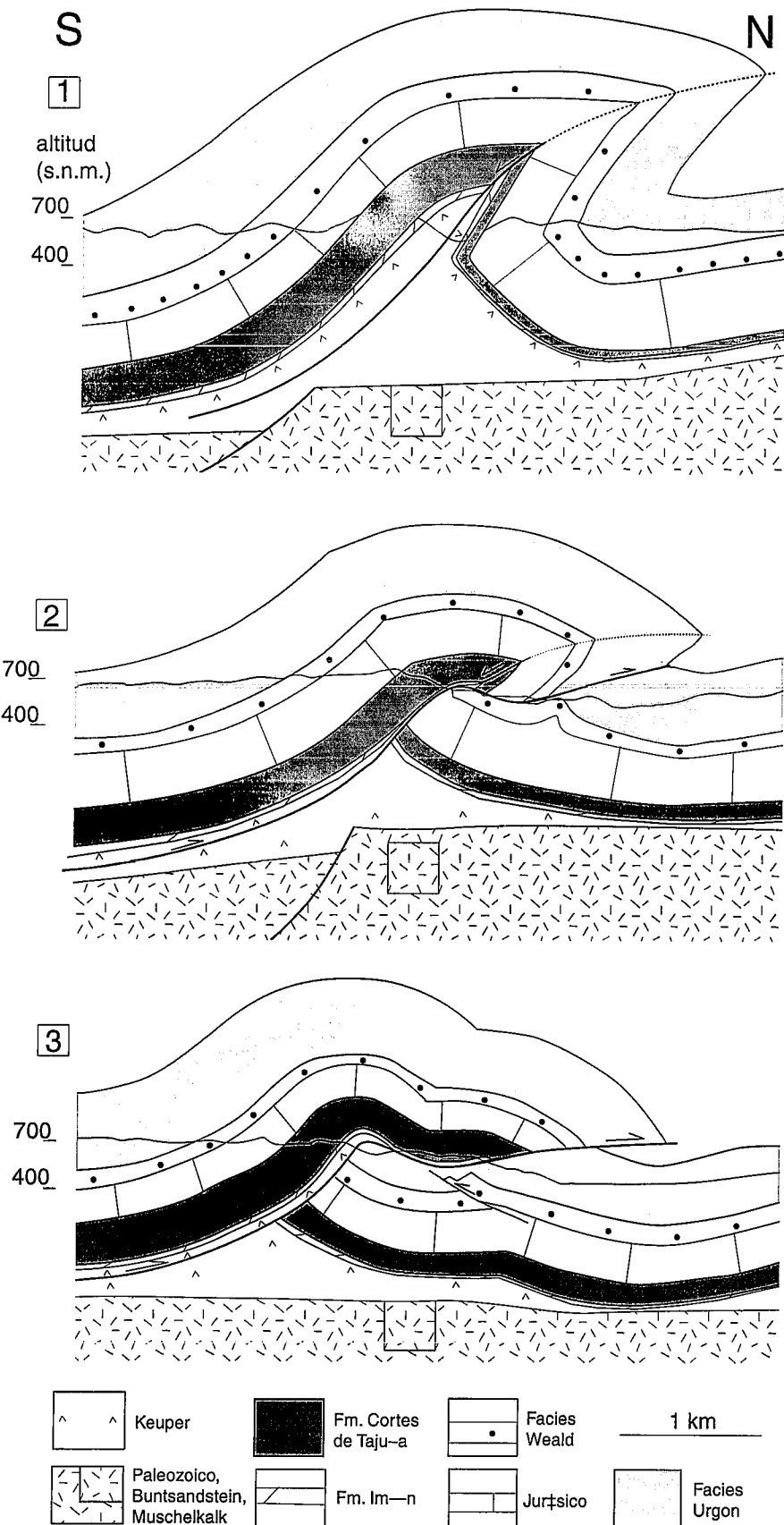


Fig. 2.- Cortes geológicos de dirección Norte-Sur (ver Fig. 1 para su localización)

Fig. 2.- North-South trending geological cross-sections (see Fig. 1 for location).

rior-Cretácico inferior. La estructura del sector de Oliete se muestra a partir de tres cortes geológicos de dirección Norte-Sur (Fig. 2). Dicha estructura está condicionada, fundamentalmente, por la estructuración compresiva oligocena, que enmascara todas las estructuras distensivas mesozoicas. El elemento estructural mayor es el anticlinal de Oliete-Sierra de los Moros, que puede seguirse a lo largo de unos 20 km. En sus flancos aflora la serie mesozoica desde las facies Keuper hasta el Cretácico Inferior en facies Urgon. El anticlinal presenta orientación Este-Oeste y vergencia Norte, con un flanco frontal vertical a invertido y un flanco trasero que presenta buzamientos en torno a 50°. Hacia el Sur las capas del Cretácico Inferior van perdiendo buzamiento hasta el núcleo del sinclinal de Cueva Foradada. La estructura de su flanco Norte varía a lo largo de la dirección, con acortamientos progresivamente mayores hacia el Este. Al Oeste del meridiano de Oliete, inmediatamente al Norte de la traza axial del anticlinal, las capas del Jurásico y Cretácico Inferior definen un sinclinal de plano axial subhorizontal (ver corte 1, Fig. 2), cuyo flanco Sur buza suavemente hacia el Norte. La zona de charnela del anticlinal con capas subhorizontales debe de ser relativamente amplia, como puede deducirse de la pérdida de buzamiento en la base de la serie carbonatada (Fm. Imón), que afloran próximas al núcleo. De acuerdo con la reconstrucción geométrica propuesta, el despegue principal se situaría en las facies Keuper. Aunque el anticlinal no presenta cabalgamiento en la zona de charnela, puede deducirse la existencia de una falla normal heredada de la distensión mesozoica a partir del cambio de potencia de la Fm. Cortes de Tajuña a un lado y otro de la traza axial.

Al Este del meridiano de Oliete, a partir del núcleo del anticlinal se desarrolla un cabalgamiento con vergencia Norte, que corta el flanco frontal del anticlinal y va ganando desplazamiento hacia el Este (de unos 800 m en el corte 2 a 1.5 km en el corte 3, Fig. 2). En el bloque superior del cabalgamiento la serie mesozoica se presenta invertida, con buzamientos en torno a los 20° (corte 2, Fig. 2), chocando en rampa de bloque superior contra el plano de cabalgamiento. En el bloque inferior afloran los materiales cretácicos en facies Weald y Urgon, que presentan varios pliegues de dirección Este-Oeste de escasa longitud de onda. Algunos de ellos podrían despegar las capas cretácicas del Jurásico infrayacente, de mayor competencia. La geometría general del bloque inferior es de rampa de bajo ángulo o rellano sobre las facies Urgon y rampa de fuerte ángulo (más de 40°) sobre las facies Weald y el Jurásico. Este fuerte ángulo

lo de rampa se debe a que el cabalgamiento se ha producido por la ruptura a lo largo de la charnela sinclinal de un pliegue previo (corte 1, Fig. 2). La superficie de cabalgamiento llega a buzarse hacia el Norte en algunos sectores. La posición subhorizontal del plano de cabalgamiento y su ligero plegamiento permiten que se desarrollen una *kli-pppe* y una ventana tectónica a lo largo de su traza. Al igual que ocurre en el corte descrito anteriormente, existe un cambio de potencia relativamente importante de la Fm. Cortes de Tajuña delimitado por la zona de charnela del anticlinal de bloque superior del cabalgamiento, y que por tanto marcaría la posición de una falla normal mesozoica no reactivada durante la compresión.

Al Este la geometría general es más sencilla, sin que llegue a aparecer un flanco invertido en el bloque superior (corte 3, Fig. 2). Existe un rellano de bloque superior relativamente amplio, delimitado por la Fm. Imón. Los pliegues de bloque inferior sobre los materiales cretácicos aparecen asociados a retrocabalgamientos de escasa entidad y están cortados por la superficie de cabalgamiento situada por encima de ellos.

Análisis de facies

Las unidades del tránsito Triásico-Jurásico muestran, al Norte de Oliete, unas características similares a las descritas por diversos autores (Giner, 1978; Orti, 1987; San Roman y Aurell, 1992; Gómez y Goy, 1998). En la Fig. 3 se muestra la distribución lateral y vertical de las facies diferenciadas a partir de dos cortes restituidos a la parte media de la Fm. Cuevas Labradas. La unidad basal o Fm. Imón presenta facies de dolomías tableadas, organizadas en secuencias de somerización de espesores próximas a 1 m. Su espesor total oscila entre 15 m y 25 m. Por encima de la Fm. Cortes de Tajuña, se reconocen las calizas micríticas y bioclásticas

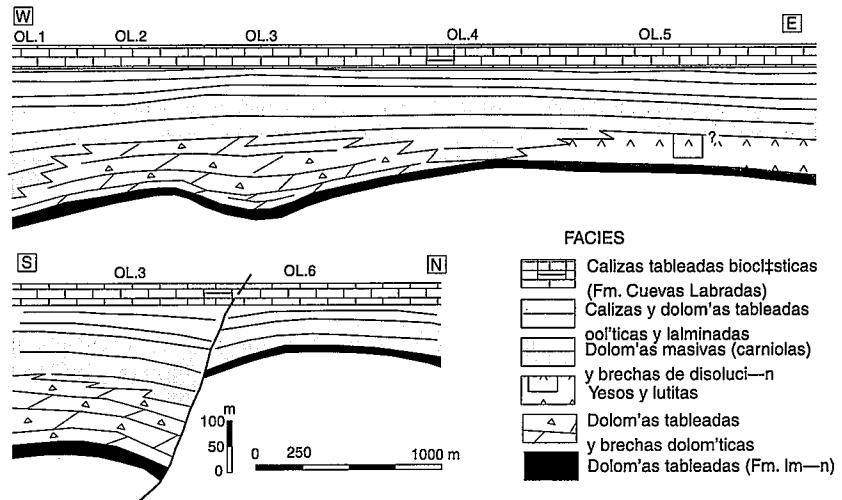


Fig. 3.- Distribución de facies (Fm. Cortes de Tajuña y parte inferior de la Fm. Cuevas Labradas). Ver Fig. 1 para la localización de perfiles.

Fig. 3.- Facies distribution (Cortes de Tajuña Fm. and lower part of the Cuevas Labradas Fm.). See Fig. 1 for location of measured sections.

subsidentes. Por encima, se reconocen, en todo el sector de estudio, las facies de dolomías masivas y brechas de disolución y las facies de calizas y dolomías tableadas oolíticas y laminadas. A continuación describimos las principales características de estas facies.

Yesos y lutitas

Debido a su carácter incompetente, la facies se encuentra con frecuencia cubierta. Su potencia máxima observada en afloramiento es de 40 m. En la zona más oriental, se ha estimado una potencia máxima próxima a los 70 m. La litología predominante es la de yesos laminados y lutitas verdes. Las láminas de los yesos vienen definidas por la alternancia de colores grises y blancos, y son de espesor milimétrico a centimétrico. En algunos casos, se encuentran nódulos de anhidrita

minos. Por un lado se encuentran dolomías tableadas, bien estratificadas en bancos de 0.3 a 1 m de espesor. La facies se organiza en una serie de secuencias de somerización, con un término inferior micrítico u oolítico, y un término superior con estructuras de laminación algal y porosidad fenestral, debida principalmente a la disolución de nódulos de anhidrita. Intercaladas con esta facies, se reconocen brechas dolomíticas, constituidas por clastos angulosos que flotan en una matriz carbonatada. Los clastos tienen una litología similar a la facies de dolomías tableadas y presentan tamaños variables, de 0.1 m a 0.5 m, si bien se distinguen bloques de varios metros.

El depósito de la facies de dolomías tableadas tuvo lugar en condiciones submareales someras, alternando con etapas de sedimentación en llanuras de marea. La composición similar de las brechas

sión del tránsito Triásico-Jurásico. Dicho proceso ha sido invocado por diversos autores en otros sectores de la Cuenca Ibérica (Giner, 1978; San Román y Aurell, 1992; Campos *et al.*, 1996).

Dolomías masivas (carniolas) y brechas de disolución

La facies se encuentra hacia la parte media de la Fm. Cortes de Tajuña, y su espesor oscila entre 50 m y 180 m. Se diferencian dos tipos de facies: brechas de disolución y dolomías masivas oquerosas. Entre ambas facies existe un tránsito gradual, y con frecuencia se observa la intercalación de los dos tipos de facies, si bien las brechas de disolución predominan hacia la parte inferior de la asociación. Las brechas de disolución están constituidas por clastos carbonáticos y evaporíticos angulosos y subangulosos mal clasificados, de tamaños centimétricos y decimétricos, y granos carbonatados tamaño limo y arena. La matriz está muy recristalizada y contiene frecuentes pseudomorfos de evaporitas y presenta porosidad móldica por disolución de evaporitas. Dominan los clastos de dolomicrita y doloesparita, si bien se encuentran otros de bioesparitas de algas, oomicritas y pelmicritas. Las dolomías masivas oquerosas están constituidas por dolomicritas y doloesparitas de recristalización muy porosas, con huecos milimétricos a centimétricos.

Las dolomías masivas oquerosas, se ha interpretan como originadas a partir del lavado de los componentes más solubles bajo ambientes deposicionales o diagenéticos tempranos, generándose procesos de dolomitización y disolución de evaporitas. La morfología y composición de los clastos en las facies de brechas asociadas, junto con la presencia de porosidad móldica y pseudomorfos de evaporitas, indica un proceso de disolución de evaporitas y brechificación por colapso de las facies carbonatadas. El depósito de la facies tuvo lugar en ambientes sub- a intermareales, con alternancia de episodios de sedimentación en condiciones supramareales, en los que tendría lugar el depósito de evaporitas y la posterior disolución por aguas meteóricas.

Calizas y dolomías tableadas oolíticas y laminadas

En el tránsito entre las Fms. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, se encuentran calizas y dolomías, que forman cuerpos tabulares de potencias comprendidas entre 0.8 y 2 m. El espesor total de la facies

es bastante homogéneo, y oscila entre 40 m y 60 m. Predominan niveles micríticos, que pasan hacia techo a niveles con laminación de origen algal y porosidad fenestral, y niveles de brechas de cantos planos. Además, en la parte inferior de la facies se encuentran niveles de grainstone oolítico con escasos bioclastos. El depósito de la facies tuvo lugar en una plataforma marina somera. Los niveles oolíticos y bioclásticos indican cierta agitación en el medio, mientras que los niveles con laminación algal se formarían en los dominios intermareales.

Discusión y conclusiones

El análisis de facies de la Fm. Cortes de Tajuña en el sector de Oliete permite establecer precisiones sobre el origen y la relación lateral entre los diversos tipos de facies más representativos de esta unidad, y la influencia que sobre las mismas tuvo la etapa tectónica distensiva del tránsito Triásico-Jurásico.

En el sector de estudio existen dos dominios de sedimentación bien diferenciados. Al Norte se encuentra el dominio correspondiente al bloque levantado de una falla normal, que actuó durante el depósito de la Fm. Cortes de Tajuña. Hay que notar que, a diferencia de lo observado en otros sectores de la Cordillera Ibérica (Giner, 1980; San Román y Aurell, 1992; Aurell *et al.*, 1992; Campos *et al.*, 1996), en el caso del sector de Oliete no existen evidencias de la erosión de las unidades triásicas infrayacentes en estas zonas de bloque levantado. Esto podría ser debido a que dicho bloque se mantuvo siempre en condiciones submareales, lo que impidió su erosión subaérea.

En el bloque hundido se reconocen, al inicio del depósito de la Fm. Cortes de Tajuña, dos dominios de sedimentación. En las zonas más subsidentes se encuentran facies de plataforma somera, con niveles que indican su emplazamiento episódico dentro de los dominios de llanura mareal. En las zonas orientales, menos subsidentes, predominó la sedimentación en ambientes de *sabkhas* costeras, con inundaciones marinas episódicas. Existe por tanto un control tectónico sobre la batimetría de la plataforma desarrollada en la parte inferior de la Fm. Cortes de Tajuña. La presencia local de fallas de dirección Norte-Sur, como la que se encuentra en el Río Martín (ver Fig. 1), podría explicar el basculamiento del bloque hundido hacia el Oeste. Este modelo de distribución de facies, difiere del propuesto por San Román y Aurell (1992). En el sector de la Sierra del Moncayo, estos autores observan

que las facies evaporíticas se acumulan preferentemente en las zonas más subsidentes. La diferencia entre ambos modelos puede ser debida a la mayor batimetría de la cuenca de sedimentación que se desarrolló en el sector de Oliete.

En el sector estudiado, las fallas heredadas de la distensión del Triásico superior, y deducidas a partir de los cambios de potencia de la Fm. Cortes de Tajuña, no se han reactivado como fallas inversas durante la compresión terciaria. Constituyen la zona de charnela aguda del anticlinal de Oliete-Sierra de los Moros y muy posiblemente la localización de las estructuras compresivas terciarias (el propio anticlinal) está en relación con la falla normal situada en el zócalo infrayacente, relacionada con las variaciones de potencia del Triásico superior. En este sentido esta falla normal de zócalo, de buzamiento Sur, habría actuado como localizador de la deformación posterior, con estructuras compresivas de vergencia Norte, al igual que ocurre en otros puntos de la Cordillera Ibérica donde la potencia de la cobertera mesozoica es escasa (Liesa *et al.*, 1997; Cortés *et al.*, 1998).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto P35/97 de la Diputación General de Aragón, para el análisis de las unidades del Mesozoico del entorno del Parque Cultural del Río Martín. A.P. Bordonaba disfruta de una beca pre-doctoral de investigación de la D.G.A., concedida en el contexto de dicho proyecto.

Referencias

- Aurell, A., Meléndez, A., San Román, J., Guimerá, A., Roca, E., Salas, R., Alonso, A. y Mas, R. (1992): *III Congreso Geológico de España (Salamanca)*, Actas, 1: 50-54.
- Campos, S., Aurell, M. y Casas, A. (1996): *Geogaceta*, 20 (4): 887-890.
- Cortés, A.L., Liesa, C. y Soria, A. R. (1998): *Geodinámica Acta* (en revisión).
- Giner, J. (1978): *Estudios Geol.*, 34: 529-533.
- Giner, J. (1980): *Tesis Doctoral*, Universitat de Barcelona, 315 pp.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1998): *Geogaceta*, 23: 63-66.
- Liesa, C., Cortés, A. L. y Soria, A. R. (1997): *Geogaceta*, 22: 109-112.
- Ortí, F. (1987): *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 837-858.
- San Roman, J. y Aurell, M. (1992): *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 99: 101-117