

## **SEDIMENTACION SINTECTONICA ASOCIADA A UNA SUBIDA RELATIVA DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL CRETACICO SUPERIOR (FM. TREMP, PROVINCIA DE LERIDA)**

M. Díaz Molina (\*)

### **RESUMEN**

La Fm. Tremp es el equivalente lateral continental de la Fm. Arenisca de Arén. Ambas formaciones forman parte de secuencias deposicionales de carácter regresivo, en régimen de subida relativa del nivel del mar.

En el cierre periclinal del anticlinal de Isona y en el flanco S del anticlinal de Sant Corneli, dentro de la Fm. Tremp, se identifican cuatro unidades estratigráficas cuya evolución sedimentaria estuvo ligada a reactivaciones tectónicas y a la desaceleración del diastrofismo.

Los sucesivos ambientes de sedimentación que se infieren en sentido vertical para estas unidades son: ambientes de «lagoon» y/o llanura fluvial, llanura fluvial, llanura de marea y/o lacustre-palustre.

En la base y/o en el interior de algunas de estas unidades existen discordancias progresivas, la desaceleración máxima del diastrofismo se correspondería con la sedimentación en ambientes de llanura de marea y/o lacustre.

### **ABSTRACT**

The Tremp Formation is the continental lateral equivalent of the Arén Sandstone Formation. Both formations are part of regressive depositional sequences, formed during a relative sea level rise.

At the top of the Isona anticline and in the south flank of the Sant Corneli anticline, four lithostratigraphic units are distinguished in the Tremp Formation. The sedimentary evolution of each of these units is related to tectonic reactivation and a slow down of the diastrophism.

The successive sedimentary environments inferred for these units are the following: lagoon and/or fluvial plain, fluvial plain, tidal flat and/or lacustrine-palustrine.

At the base and/or within some of these units there are progressive unconformities. The maximum slow down of the diastrophism would correspond to sedimentation in the tidal flat and/or lacustrine environments.

### **Introducción**

El objetivo de este trabajo ha sido resolver el marco estratigráfico y la interpretación ambiental de un intervalo de la sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp en el que son frecuentes los restos de arcosaurios.

El área en la que se ha realizado el estudio está situada en la provincia de Lérida (fig. 1) y abarca parte de las Hojas del Mapa Topográfico Nacional

números 33-12 (Isona) y 33-11 (tremp). Este sector incluye los afloramientos de la Fm. Tremp de las localidades de Isona, Abella de la Conca, Barranco de Gasó-Tosal Dobé, Orcau, Suterraña y Talarn (figs. 1 y 2).

La sucesión estratigráfica Campaniense terminal-Maestrichtiense del área de Tremp ha sido objeto de numerosos estudios estratigráficos, sedimentológicos y tectónicos, de carácter regional o puntual. Entre los más recientes están los realizados por Garrido (1973),

---

(\*) Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica, C.S.I.C. Facultad de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

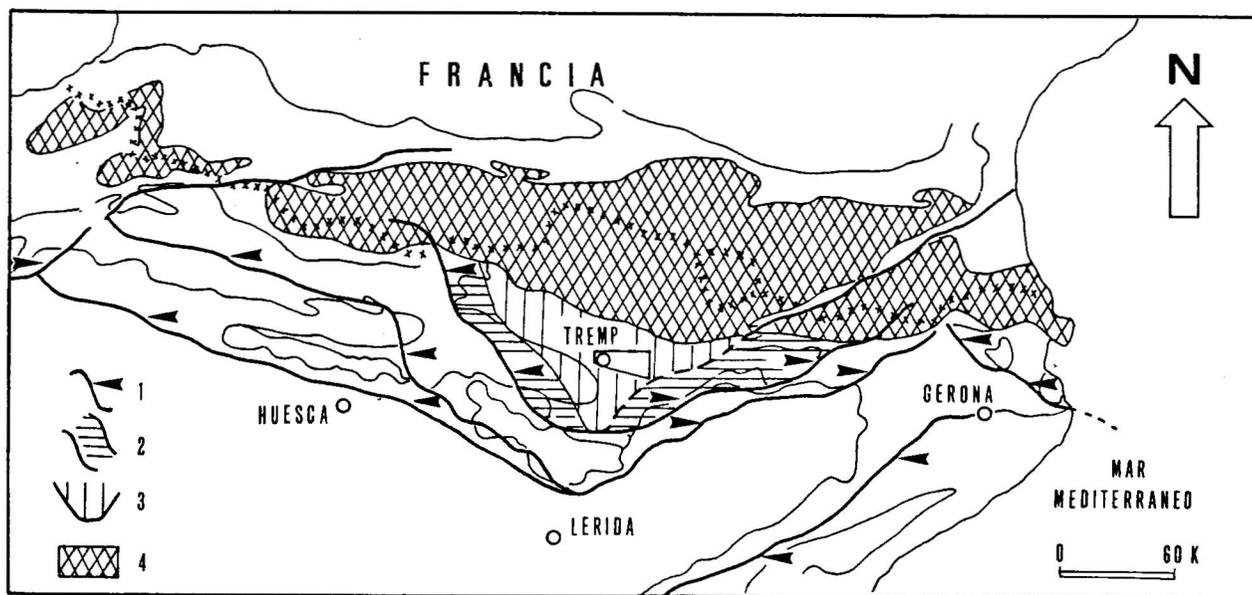


Fig. 1.—Situación geográfica y geológica del área de estudio indicada sobre el esquema estructural de la fase pirenaica eocena realizado por Megías (1982 a).

Ghibaudo *et al.* (1973), Liebau (1973), Nagtegaal *et al.* (1983), Sgavetti *et al.* (1984), Eichenseer y Krauss (1985), Simó y Puigdefábregas (1985) y Simó (1986). La mayor parte de estos autores tienen trabajos en curso de realización en este área.

Los resultados estratigráficos que se presentan en este trabajo han sido obtenidos a partir del análisis de facies, las correlaciones realizadas sobre el terreno y la cartografía geológica. La cartografía fue realizada a escala 1:15.000 en el sector de la Hoja de Isona y 1:25.000 en el de la Hoja de Tremp. Los afloramientos de la Fm. Tremp no tienen continuidad lateral, a causa de la gran acumulación de sedimentos cuaternarios en este área (terrazas fluviales, abanicos aluviales y coluviones); por esta razón las correlaciones de las columnas obtenidas en la Fm. Tremp tuvieron que ser realizadas por sus bases, aprovechando los buenos afloramientos de la Arenisca de Arén. Para ello se midieron los espesores de los diferentes cuerpos de la Arenisca de Arén y se siguieron lateralmente las interdigitaciones entre la Arenisca de Arén y la Fm. Tremp. Entre Isona y Abella de la Conca no se ha podido realizar una correlación siguiendo algún nivel de referencia; no obstante, otros criterios parecen indicar que la sucesión de la Fm. Tremp en Isona está estratigráficamente por debajo de los limos violetas y brechas que dicha formación presenta en la localidad de Abella de la Conca.

Las columnas de Salás de Pallars y Montesquiu, que representan la sucesión estratigráfica del Campaniense terminal-Maestrichtiense por debajo de la Arenisca de Arén, se han obtenido con el propósito de

presentar un marco estratigráfico general como base del estudio sedimentológico.

En la Fm. Tremp hay una gran variedad de ambientes litorales y continentales. Un análisis de facies exhaustivo implicaría un texto muy extenso y se ha preferido una exposición resumida, partiendo en algunos casos de la interpretación.

### Estratigrafía

La sucesión estratigráfica del Campaniense terminal-Maestrichtiense se apoya sobre una ruptura sedimentaria intracampaniense que se manifiesta en este área mediante una discordancia (Garrido, 1973). A partir del análisis de la geometría de las unidades estratigráficas Garrido (*op. cit.*) dedujo los siguientes hechos: que el actual anticlinal de Sant Corneli-Boixols sufrió una estructuración precoz de edad intracampaniense, que el eje de sedimentación experimentó una clara traslación hacia el S y que la Arenisca de Arén escasamente llegaría a rebasar el eje de la estructura. Posteriormente Nagtegaal *et al.* (1982), Sgavetti *et al.* (1984) y Simó y Puigdefábregas (1985) consideran que ha habido movimientos en el anticlinal de Sant Corneli durante la sedimentación de la sucesión Campaniense terminal-Maestrichtiense.

En la figura 3 se han representado todos los sedimentos de edad Campaniense terminal-Maestrichtiense que constituyen el flanco S del anticlinal de Sant Corneli. La sucesión estratigráfica ha sido dividida en cuatro unidades, en las que se han distinguido varios

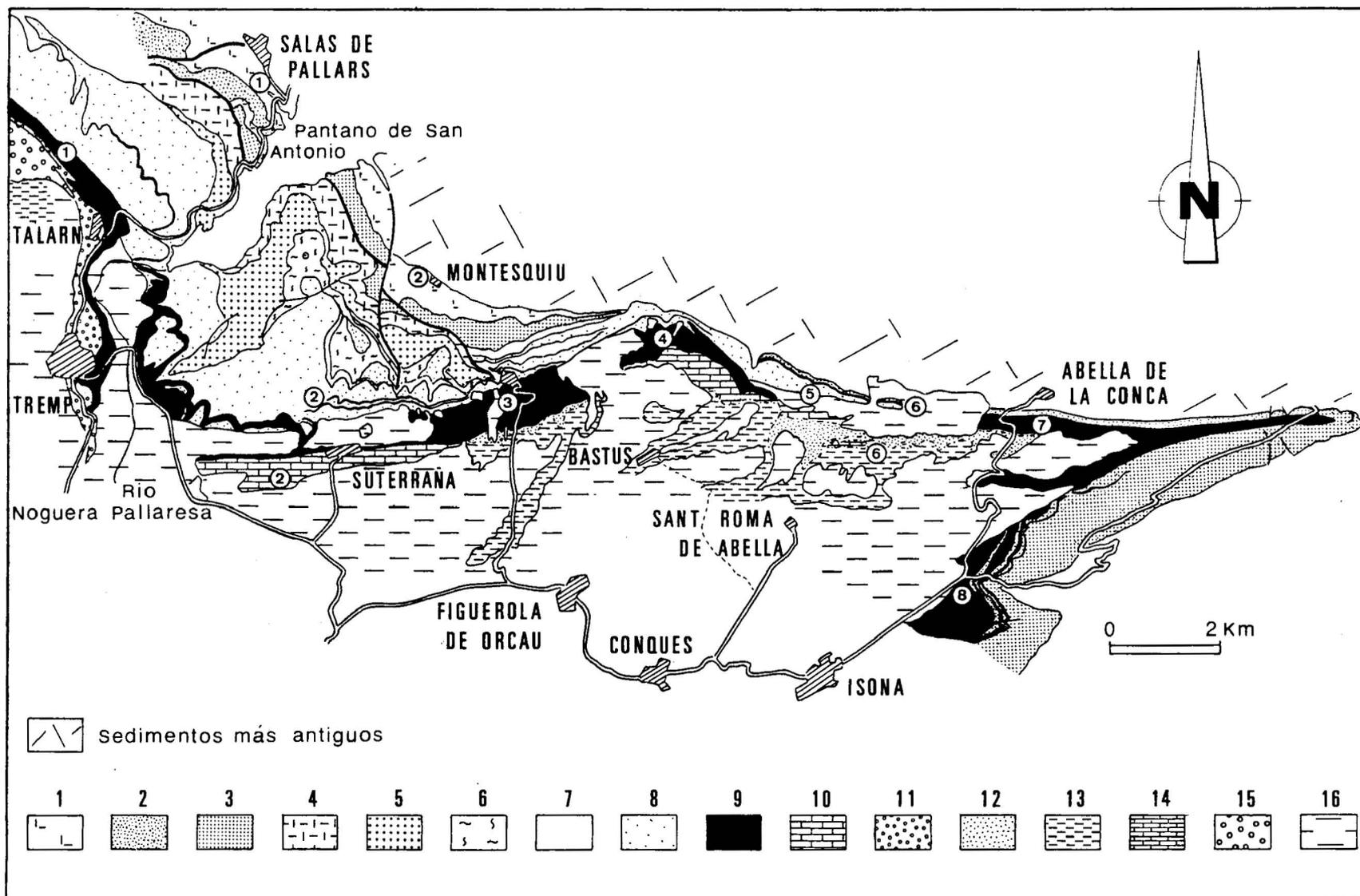


Fig. 2.—Síntesis cartográfica realizada a partir de cartografía a escalas 1:15.000 y 1:25.000. 1, margas; 2, capas de calizas bioclásticas; 3, conglomerados, areniscas, calizas bioclásticas y margas; 4, margas; 5, margas, microconglomerados, areniscas y areniscas calcáreas; 6, margas; 7, margas y capas de calizas bioclásticas; 8, calizas bioclásticas, areniscas calcáreas, areniscas y conglomerados; 9, arcillas, margas, limos arcillosos, limolitas, areniscas y conglomerados; 10, limos arcillosos, calizas y areniscas; 11, conglomerados y areniscas; 12, areniscas, limolitas y limos arcillosos; 13, ídem y calizas; 14, calizas y margas; 15, conglomerados paleógenos; 16, depósitos cuaternarios. 1 a 13 Campaniense terminal-Maestrictiense.

términos o subunidades. Las unidades y sus términos han sido diferenciados en base a criterios sedimentológicos. Los sedimentos marinos y litorales (Arenisca de Arén) constituyen los términos «a» de las unidades. Los términos «b» y «c» forman parte de la sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp, siendo el término «b» esencialmente terrígeno y el «c» de características mixtas terrígeno-carbonatadas. Las unidades que se han distinguido no coinciden con las propuestas por otros autores.

En el interior de la Fm. Tremp existen tres discordancias, en principio locales, una de las cuales se detecta cartográficamente. La posición de estas discordancias no siempre coincide con los límites de las unidades estratigráficas distinguidas.

Los niveles estratigráficamente más bajos de la Fm. Tremp de este área tienen una edad Maestrichtiense Inferior en el afloramiento de Isona (Liebau, 1973; Pons, 1977; Feist y Colombo, 1983). La base de las calizas de nuestra unidad 3 (fig. 3), de acuerdo con las dataciones realizadas por Feist y Colombo (*op. cit.*), a partir del contenido en Charáceas, tiene una edad Maestrichtiense terminal.

Los restos de arcosaurios aparecen en las sucesiones de la Fm. Tremp, que forman parte de la unidad 1, son sólo fragmentos de cáscaras de huevos y de huesos, y de la unidad, 2, donde algunos de estos restos se encuentran en el techo de la Arenisca de Arén.

### Unidad 1

La sucesión estratigráfica de la unidad 1 (fig. 3) ha sido descrita por Rosell (1967), Garrido (1973), Nagtegaal *et al.* (1983) y Boer (1985). En Salás de Pallars y Montesquiu muestra los siguientes rasgos generales:

— Un tramo basal que alcanza 230 m de potencia, formado por sedimentos de plataforma, talud y cuenca. En el afloramiento de la carretera de Salás de Pallars a Tremp el contacto con el tramo superior se realiza mediante una falla sinsedimentaria (fig. 2). Este tramo es esencialmente margosos, aunque existen intervalos con intercalaciones de capas de calizas bioclásticas (pst y gst) y niveles del mismo tipo de sedimentos removilizados por deslizamientos gravitacionales en masa («slumping»).

— Un tramo superior de espesor algo variable que en los distintos afloramientos cambia de composición. La composición varía entre conglomerados, areniscas y calizas bioclásticas (pst y gst). Este tramo ha sido interpretado como sedimentos litorales, si bien hasta el momento el afloramiento de la «Arenisca de Arén» de Isona no se había considerado parte de la unidad 1 (fig. 3). Los diferentes afloramientos de este tramo superior no los consideramos equivalentes laterales, probablemente guardan entre sí una relación semejante a la que existe entre los diferentes cuerpos de la Arenisca de Arén de la unidad 2.

### Unidad 2

La unidad 2 es también de tendencia regresiva e incluye una parte de la Fm. Tremp (fig. 3). La sedimentación de esta unidad ha sido afectada por fallas sinsedimentarias, citadas en el trabajo de Simo y Puigdefábregas (1985), una de las cuales podría haber originado la sedimentación de un potente tramo en el que predominan los sedimentos transportados por flujos gravitacionales.

Entre Salás de Pallars-Talarn y Montesquiu-Suterraña este ciclo comprende, desde su base, en primer lugar un tramo de 110 m de espesor de margas grises, que a veces contienen nódulos de carbonato y capas de areniscas. A este tramo margoso sucede un tramo formado por margas, microconglomerados, areniscas y areniscas calcáreas. Los sedimentos detríticos rellenan canales, tienen geometría de capas o bien bases planas y techos ligeramente convexos. Los canales se presentan aislados entre las margas o bien amalgamados y están rellenos por microconglomerados o areniscas masivas («debris flow») con una gran cantidad de cantos blandos y de bioclastos. En el afloramiento de la carretera de Salás de Pallars a Talarn estos sedimentos han sido interpretados como turbiditas (Sgavetti *et al.*, 1984). Este tramo tiene un espesor variable, pero se adelgaza progresivamente hacia el SW donde acaba desapareciendo (fig. 2). Su desaparición coincide con la presencia de una falla sinsedimentaria, FS2 (figs. 2 y 3) ya citada por Simo y Puigdefábregas (1985). Esta falla sinsedimentaria está fosilizada por el cuerpo superior, siliciclástico, de la Arenisca de Arén en Orcau (figs. 2 y 3). Los depósitos de gravedad podrían provenir de la caída de masas a partir del escarpe de la falla. Interpretamos como un canal formado por la erosión remontante del escarpe de la falla FS2 el que se encuentra intercalado en la unidad 2a en Orcau, entre dos cuerpos, uno bioclástico y otro siliciclástico, de la Arenisca de Arén (fig. 3).

Al E de la falla sinsedimentaria, entre Montesquiu y Orcau (fig. 3), sobre el ciclo 1 se encuentra un tramo de margas con intercalaciones de capas de calizas bioclásticas que en sentido lateral y vertical pasa a un cuerpo de composición bioclástica de la Arenisca de Arén.

Una nueva falla sinsedimentaria, FS3, va a deformar a parte del conjunto. Los sedimentos posteriores a este evento se apoyan discordantemente sobre los afectados por la falla sinsedimentaria, que también ha producido flexiones en los sedimentos situados detrás del escarpe.

Hacia el NW, en la carretera de Talarn a Salás de Pallars, la Arenisca de Arén se apoya directamente sobre el potente tramo de margas y «debris flows», como resultado de la deformación y erosión sufrida por el bloque deslizado a favor de la falla sinsedimentaria FS3 (fig. 3).

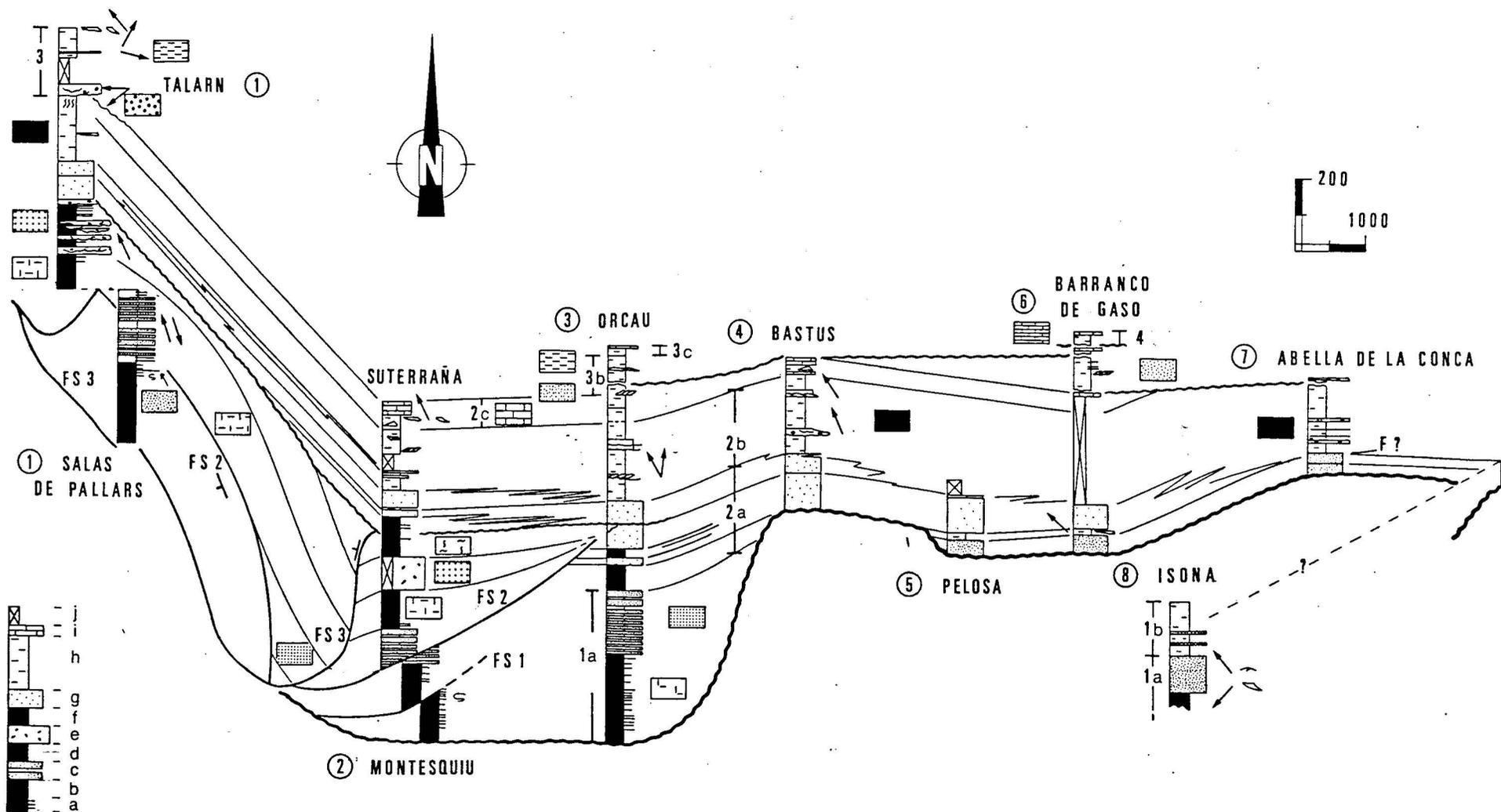


Fig. 3.—Sucesión estratigráfica del Campaniense terminal-Maestrichtiense sobre la ruptura intracampaniense terminal, a, b, d y f, tramos margosos (plataforma o plataforma, talud y cuenca); c y g, sedimentos litorales (3 y 8 en la figura 2); e, en parte depósitos de flujos gravitacionales; h, sedimentos de «lagoon», de llanuras fluviales, lacustres y de llanura de marea (ver símbolos adicionales en la figura 4); j, cubierto, c y g, Arenisca de Arén; h e i, Fm. Tremp.

La arenisca de Arén es una unidad estratigráfica que fue definida por Mey *et al.* (1968). Está constituida en este área por una superposición lateral de cuerpos sedimentarios de composición siliciclástica, bioclástica y mixta, con una progradación hacia el W, ya citada por diferentes autores y cartografiada por Nagtegaal *et al.* (1983) y Sgavetti *et al.* (1984). Estos cuerpos sedimentarios de la Arenisca de Arén se superponen directamente o bien tienen interestratificados entre ellos sedimentos de la Fm. Tremp (figs. 2 y 3). Hacia el SE la mayor parte de los diferentes cuerpos sedimentarios de la Arenisca de Arén pasan a la Fm. Tremp. La disposición vertical y lateral de estas unidades (fig. 3) muestra una tendencia general regresiva, pero asociada a una subida relativa del nivel del mar. La regresión, por lo tanto y de acuerdo con los modelos de la estratigrafía sísmica (Vail *et al.*, 1977), sería el resultado de una gran cantidad de aportes de terrígenos de origen continental. Es decir, la tasa de sedimentación fue superior a la tasa de subida relativa del nivel del mar (Megías, 1982b).

La relación lateral entre la Arenisca de Arén y la Fm. Tremp había sido inferida por la mayor parte de los autores ya citados en el texto. Esta inferencia estaba basada en datos paleontológicos, ambas formaciones son sucesivamente más jóvenes hacia el NW, y en las interdigitaciones que ambas formaciones presentan en algunos afloramientos como es en el Isona. Quien más claramente se ha referido a la relación entre ambas unidades ha sido Garrido (1973), quien afirma que su estudio es inseparable.

Los niveles basales de la Fm. Tremp muestran una gran variedad de asociaciones de facies, pero con una característica común y es que se corresponden a ambientes de «lagoon» y llanuras costeras (Eichenseer y Kraus, 1985).

El término superior de la unidad 2 (subunidad 2c) está formado por sedimentos de llanura de marea y calizas lacustres (subunidad 2c). La invasión marina podría haberse producido por una disminución en los aportes de sedimentos terrígenos, por lo que consideramos que probablemente se trata de una unidad relativamente atectónica.

#### Unidades 3 y 4

Las unidades 3 y 4 parecen análogas a la unidad 2, al menos en lo que se refiere a la Fm. Tremp. Ambas están formadas por una subunidad que se interpreta como acumulaciones de sedimentos de llanuras fluviales, seguida de otra subunidad o término caracterizado por la presencia de calizas lacustres y palustres o de sedimentos de llanura de marea.

#### La Formación Tremp

La Fm. Tremp fue definida por Mey *et al.* (1968). En este área, la Fm. Tremp se superpone a la Fm.

Arenisca de Arén y pasa en sentido vertical a la Fm. Calizas de Alveolinas del Cadi. Se le ha calculado un espesor de 700 m en la cuenca de Tremp (Eichenseer y Kraus, 1985).

Las unidades de la Fm. Tremp (fig. 3) se han distinguido en base a sus características sedimentológicas, y no por criterios estrictamente litológicos o por la presencia de discordancias, cuyo significado en el interior de estas unidades se discute más adelante en el texto. Sin embargo, en la cartografía geológica (fig. 2) se han diferenciado los intervalos de la sucesión estratigráfica que están limitados por discordancias y se han representado con la misma trama unidades sucesivas, por la imposibilidad de diferenciarlas a la escala a la cual se presenta esta cartografía. La correspondencia entre las unidades estratigráficas y la cartografía puede verse en la figura 3.

La sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp se describe por afloramientos, empezando por los niveles más antiguos de la localidad de Isona y terminando en Talarn. La descripción de los diferentes afloramientos se divide en subunidades que se corresponden con las diferenciadas para toda la formación. Las unidades 3 y 4 se describen de forma más resumida. Los restos de arcosaurios que han podido ser determinados se han encontrado exclusivamente en la unidad 2.

#### Fm. Tremp en Isona (Arroyo de Columera)

La sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp en Isona (figs. 4 y 5) la consideramos perteneciente a la unidad 1 y en parte equivalente lateral del tramo superior de la unidad 1a (fig. 3). Los restos de arcosaurios en este afloramiento son fragmentos de cáscaras de huevo y pequeños fragmentos de huesos (Liebau, 1973).

El afloramiento de Isona ha sido descrito e interpretado por Liebau (1973), Ghibaudo *et al.* (1973) y posteriormente por Pons (1977). La columna que representamos en la fig. 5 debe ser considerada una síntesis litológica; una información más detallada puede encontrarse en el trabajo de Liebau (*op. cit.*). En la fig. 5 se indica la equivalencia con algunos de los niveles distinguidos por Liebau (*op. cit.*).

Las facies litológicas que están presentes en esta sucesión estratigráfica pueden ser agrupadas en cuatro tipos: calizas, terrígenos finos, calcarenitas y areniscas y microconglomerados.

Las calizas son «wackestones» y «packstones» de ostrácodos y charáceas, que, en menor proporción, también contienen restos de gasterópodos y de bivalvos. Están bien estratificadas y en el interior de las capas con frecuencia se observan láminas que se han formado por la decantación de talos de charáceas. Estas facies están presentes a lo largo de toda la sucesión, pero su frecuencia disminuye en sentido vertical.

Los terrígenos finos son limos arcillosos y arcillas, a veces margosas y de color generalmente gris o negro.

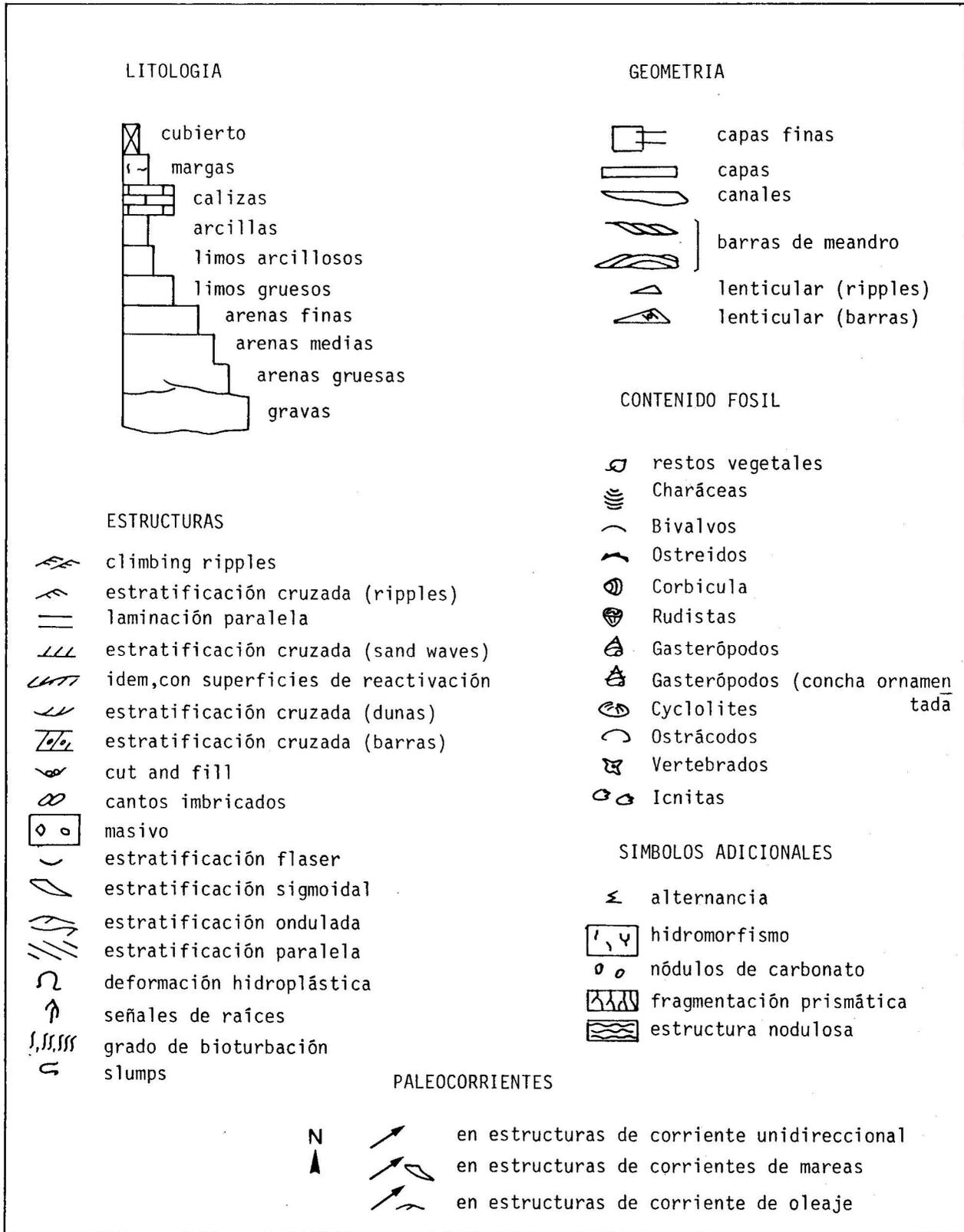


Fig. 4.—Leyenda para todas las figuras.

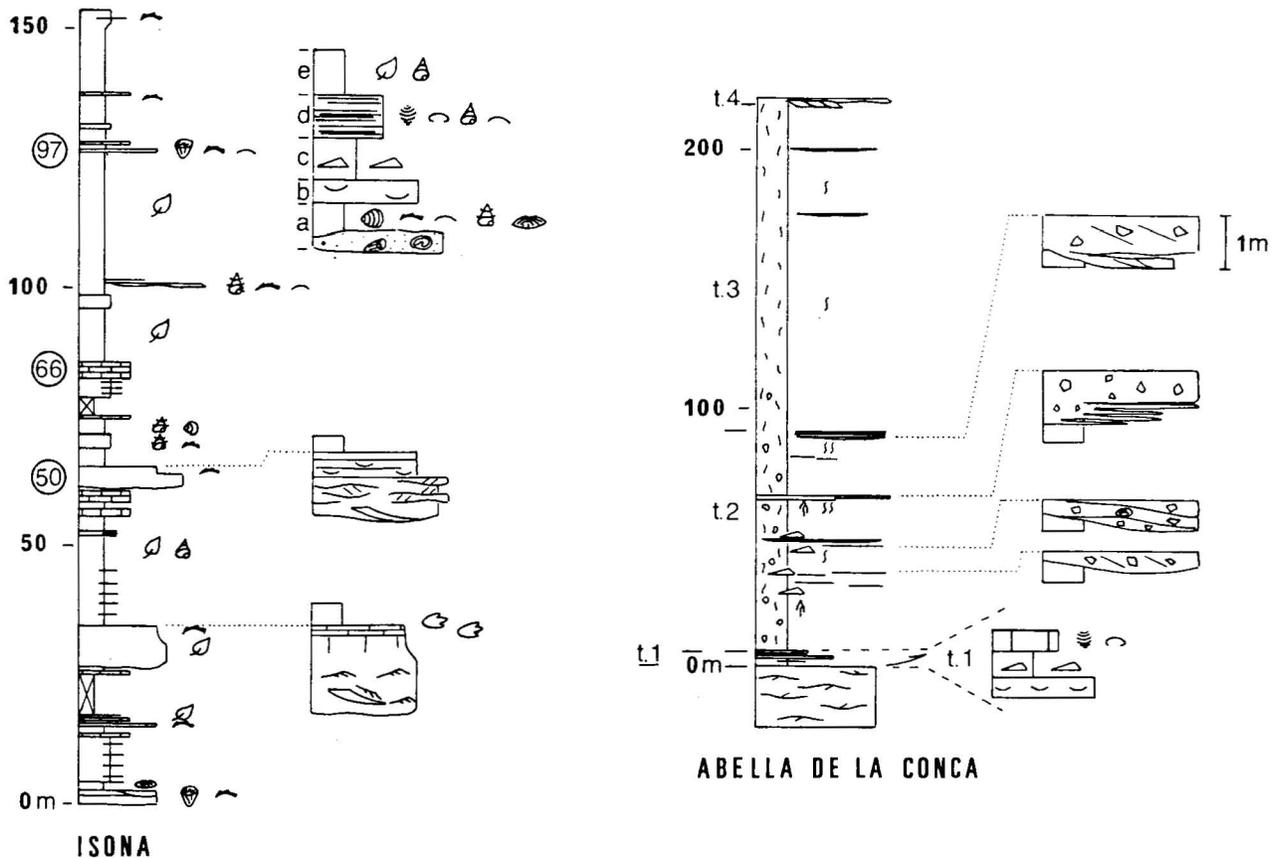


Fig. 5.—Representación resumida de las sucesiones estratigráficas de la Fm. Tresp en Isona y en Abella de la Conca. Los números en el interior de los círculos indican la equivalencia con la columna de Liebau (1973)

El contenido paleontológico de estas facies oscila entre fósiles de organismos de medios euhalinos y eurihalinos y se distinguen ambientes de aguas salobres, polihalinas y mesohalinas, y de aguas dulces (Liebau, 1973).

Las calcarenitas presentan estratificación lenticular, son capas con estratificación flaser, cuerpos tabulares de base erosiva o capas ligeramente irregulares de espesor superior a 0,60 m, que contienen fragmentos de rudistas y localmente rudistas en posición de vida («biostromos de Rudistas», Pons, 1977).

Las capas con estratificación flaser y la estratificación lenticular se interpretan como sedimentos de llanura de marea. Su relación secuencial con las calizas y los terrígenos finos se representa en la figura 5.

Las calcarenitas con fragmentos de Rudistas son «packstones», con un 30% de cuarzo, con rudistas, foraminíferos, equinodermos, ostreidos y rodofíceas. Más información sobre el contenido fósil de estos niveles puede encontrarse en los trabajos de Liebau (1973) y de Pons (1977). Su posición secuencial se corresponde con la del término basal de las secuencias representadas en la figura 5.

Los sedimentos representados secuencialmente en la

figura 5 se pueden interpretar, de acuerdo con el trabajo realizado por Liebau (1973), como correspondientes a un «lagoon» de salinidad variable, limitado hacia el continente por una llanura de marea que pasaría a un área de sedimentación continental con ciénagas. Estas secuencias, formadas por terrígenos finos con faunas de medios euhalinos y eurihalinos, sedimentos de llanura de marea y sedimentos continentales, aparecen sucesivamente con la mayor parte de sus términos. En la mitad superior de la sucesión no se han encontrado las capas con estratificación flaser ni la estratificación lenticular, y las capas de calizas son muy poco frecuentes. De este cambio en los términos que forman las secuencias se puede inferir que los sedimentos de «lagoon» pasan lateralmente a las zonas de ciénagas sin desarrollo de llanura de marea.

En la sucesión se intercalan dos cuerpos tabulares, de base erosiva, uno formado por calcarenita y otro por arenisca y microconglomerado, que deben ser descritos individualmente. El cuerpo tabular de calcarenitas tiene una base ligeramente erosiva y un espesor de hasta 8 m. En su mitad inferior presenta estructuras de corrientes de marea y de corriente uni-

direcciona. En su mitad superior se hace más calcáreo y sólo localmente se pueden observar «ripples» de corriente. Las estructuras de marea son estratificación cruzada de gran escala en las que las láminas se disponen en haces («tidal bundles», Berg, 1981; Terwindt, 1983) o estratificación sigmoidal (Allen *et al.*, 1984); los haces de láminas pasan a «bottom sets» de gran desarrollo con «ripples» de corriente. También sobre los haces de láminas existen «ripples» de corriente, dirigidos hacia el «bottom set». Sobre el techo de este cuerpo tabular existen pisadas de arcosaurios.

El cuerpo tabular formado por arenisca y microconglomerado tiene un espesor de 3 m. De base a techo se distinguen, en primer lugar areniscas, con estratificación cruzada de gran escala con haces de láminas, y areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada de gran escala de tipo «ondulado», que se interpreta como una estratificación producida por la migración de formas del lecho asimétricas, formadas por corrientes inducidas por oleaje. Este cuerpo se puede interpretar como un cordón litoral (barrera) que ha migrado sobre un «tidal inlet», y que cerraría parcialmente un lagoon.

Los dos cuerpos tabulares son interdigitaciones de la Arenisca de Arén. Del primero de estos cuerpos sólo puede afirmarse que en parte ha funcionado como un canal de marea; posiblemente formaba parte de otro sistema de cordón litoral.

### **Fm. Tremp en Abella de la Conca**

En Abella de la Conca las capas basales de la Fm. Tremp están verticales y han sufrido desplazamientos a favor de las superficies de estratificación. En la sucesión estratigráfica de este afloramiento distinguimos cuatro tramos. La correspondencia de estos tramos con los términos de las unidades puede verse en la figura 5.

Tramo 1. El intervalo o tramo inferior tiene 3,70 m de espesor y en él aparecen los términos b, c y d de las secuencias descritas para el afloramiento de Isona.

Tramo 2. El intervalo siguiente tiene características litológicas notablemente diferentes, está formado por limos arcillosos, arenas finas y brechas. Las brechas están formadas por cuarzo, fragmento de caliza, de areniscas y de rudistas, y pueden carecer por completo de matriz. Este tramo tiene un espesor de 90 metros.

Los limos arcillosos tienen estructuras biogénicas, nódulos de carbonato, señales de raíces y colores de hidromorfismo (motado de colores violeta y morado). Los nódulos de carbonato y los colores de hidromorfismo se interpretan como aspectos de origen edáfico (horizontes de suelos hidromórficos o gleys calcíticos; Freydet y Plaziat, 1982).

La arena fina presenta estratificación lenticular, y está incluida en los limos arcillosos. Esta facies es apenas reconocible debido a la bioturbación y a los procesos edáficos.

Las brechas son muy angulosas y en general masivas. Aparecen rellenando canales, cuyo espesor de relleno oscila entre 0,20 y 2 m, y como capas irregulares y discontinuas, de hasta 1,20 m de espesor.

Las brechas que rellenan los canales presentan superficies de agradación vertical, de acreción lateral (en cuyo caso se interpretan como barras laterales), o una laminación inclinada formada por láminas muy groseras. En el relleno de uno de estos paleocanales se ha observado arenisca fina con haces de láminas («tidal bundles»).

Las capas de brechas son irregulares y discontinuas. En sentido lateral pasan a limos arcillosos.

Tramo 3. A continuación se distingue un tramo de 110 m de espesor en el que las brechas son menos abundantes y no se observa estratificación lenticular.

Tramo 4. El último tramo está formado en primer lugar por 12,5 m de limo arcilloso con colores de hidromorfismo (verde y morado). A continuación hay 6 m en los que predominan los depósitos de canales fluviales. Estos depósitos están formados por arenisca fina y limolita o bien son conglomerados. En el primer caso tienen superficies de acreción lateral y secuencias texturales positivas y se interpretan como barras de meandro. Los procesos edáficos han destruido las estructuras primarias en la arenisca y en la limolita.

Este tramo se observa en aparente concordancia con el conjunto inferior. Sin embargo, de acuerdo con la cartografía realizada (fig. 2), al menos los canales fluviales situados al techo de este tramo pertenecen a la unidad 3 de la Fm. Tremp (fig. 3). También incluimos en la unidad 3 los 12,5 m de limos arcillosos de la base de este tramo por sus diferencias con los limos de la unidad infrayacente: ausencia de nódulos de carbonato y de bioturbación y cambio en los colores de hidromorfismo.

El tramo 1 presenta una asociación de facies que puede ser interpretada como sedimentos de llanura de marea y lacustres. El tramo 2 parece corresponder a la sedimentación en una llanura de marea y en una llanura aluvial, con aportes de sedimentos terrígenos gruesos que apenas han sufrido transporte y con desarrollo de suelos. Se ha estimado una paleocorriente con un sentido aproximado hacia el NW en estos depósitos.

Algunos de los depósitos de terrígenos gruesos, las capas de brechas, tenían su nivel de base en este área. Estos sedimentos se interpretan como coluviones o conos de deyección de torrentes (abanicos aluviales). Los paleocanales serían los colectores de la escorrentía superficial hacia un nivel de base más bajo.

En los paleocanales el fondo del lecho estuvo for-

mado por barras, a veces laterales, y por un depósito de carga residual («lag») formado por clastos sin imbricación ni orientación.

En el tramo 3 se infiere un contexto sedimentario semejante al del tramo 2. La sedimentación se realizaría en una llanura aluvial sobre la cual, muy esporádicamente, se encajarían canales de escasa profundidad. Canales de estos sistemas fluviales, de mayores dimensiones, se encuentran también hacia el W, en la parte inferior de la subunidad 2b, en Bastús y en Orcau.

El tramo 1, por sus características de facies, es semejante a la sucesión de la Fm. Tremp en Isona y posiblemente formó parte de la unidad 1 de la sucesión Campaniense terminal-Maestrichtiense.

Casi toda la sucesión del tramo 2 y parte de la del tramo 3 pasan lateralmente hacia el W a la Arenisca de Arén. Una intercalación de los sedimentos basales de este tramo, entre diferentes cuerpos de la Arenisca de Arén, puede seguirse hacia el W, hasta la localidad indicada en la fig. 3 con el nombre de Pelosa.

Entre la sedimentación de los tramos 1 y 2 de la sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp en Abella de la Conca se ha producido un rejuvenecimiento del relieve marginal y posiblemente hubo erosión de parte de los sedimentos de la unidad 1.

### *Fm. Tremp en Bastús*

La sucesión de Bastús tiene 275 m de espesor (fig. 6), e incluye las subunidades 2b y 2c de la unidad 2. Esta sucesión se apoya sobre areniscas rubefactadas (posiblemente un paleosuelo), del techo de la Arenisca de Arén, que contienen fragmentos de cáscaras de huevos de arcosaurios y fragmentos de huesos. Sobre las calizas del techo de esta sucesión estratigráfica (fig. 6) se apoyan discordantemente los sedimentos de la unidad 3 (figs. 2 y 3).

#### *Subunidad 2b*

La subunidad 2b tiene en este afloramiento un espesor de 215 m y está formada por limos arcillosos, brechas y areniscas.

Los limos arcillosos son de color violeta, solamente hacia el techo de la unidad presentan colores de hidromorfismo. En los tramos constituidos por esta litología aparecen niveles de carbonato limoso, continuos o nodulosos. El contacto inferior de estos niveles con los limos es gradual y tienen estructuras prismáticas y señales de raíces. Estas facies carbonatadas se interpretan como horizontes de suelos de tipo calcimorfo (Freytet, 1973). Los tramos de limos son relativamente potentes (fig. 6) y también aparecen con características semejantes en el afloramiento de Orcau.

La primera intercalación de terrígenos gruesos, paleocanales con brechas, se corresponde aproximadamente en posición estratigráfica con la aparición de

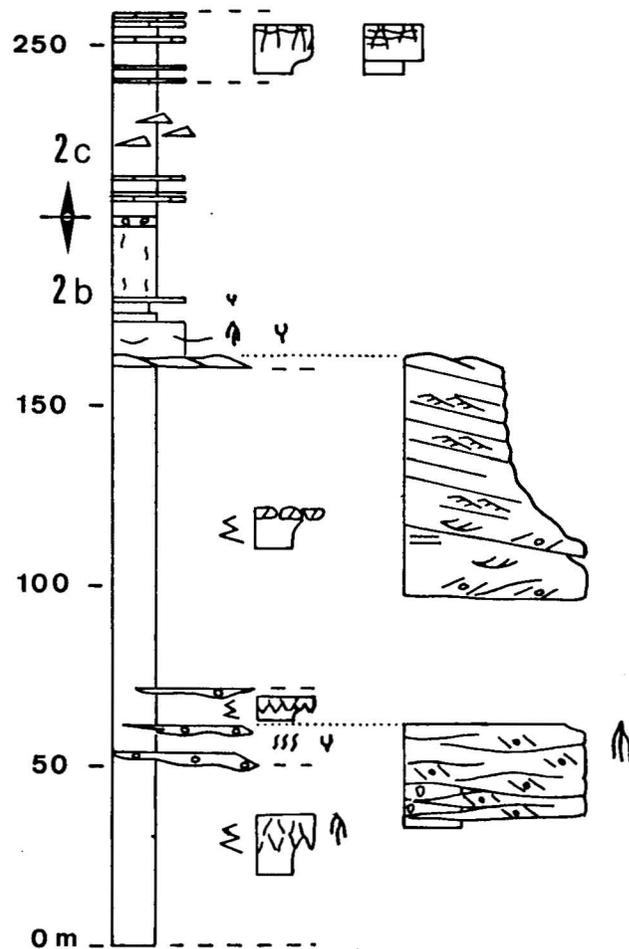


Fig. 6.—Sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp en Bastús.

los primeros paleocanales en la sucesión estratigráfica de Orcau (figs. 3, 6 y 7). Las brechas están formadas por clastos con la misma composición que las brechas del afloramiento de Abella de la Conca. El espesor de estos cuerpos oscila entre 3,40 y 2 m, están formados por canales imbricados cuyo relleno son depósitos de carga residual, estratificación de barras de gravas y estratificación cruzada de gran escala de surco en arena gruesa. Estos cuerpos se forman por agradación de canales a medida que se produce la agradación de la llanura fluvial, puesto que los canales se interdigitan lateralmente con limos arcillosos (fig. 6). Sobre el techo de estos depósitos hay cemento de carbonato y estructuras columnares que se interpretan como el resultado de procesos edáficos.

La siguiente intercalación de terrígenos gruesos (fig. 6) tiene 13 m de potencia, está formada por la superposición de dos cuerpos de características diferentes. El primero de estos cuerpos tiene un espesor de 6,70 m y una base erosiva. En su interior se observa una secuencia textural y estructural positiva. La secuencia estructural está formada por: barras de

gravas, estratificación cruzada de gran escala de surco, laminación paralela (probablemente secciones transversales de «sand waves») y «climbing ripples». En el interior de este cuerpo se identifican superficies de acreción lateral, algo convexas. Se interpreta como una sección algo transversal a una barra de meandro (Díaz Molina, 1984). A partir del análisis de la geometría del depósito y de las paleocorrientes se ha estimado una dirección hacia el NW del paleocanal meandriforme en este punto.

Sobre este cuerpo se encuentran 6,30 m de limolita y arenisca fina que rellenan pequeños canales imbricados (modelo fluvial trenzado) con «climbing ripples», restos vegetales, bioturbación, señales de raíces y colores de hidromorfismo. Este tipo de facies es frecuente en esta unidad de la Fm. Tremp y, por lo general, parecen ser depósitos relativamente tabulares. También está presente en los afloramientos de Orcau y de Talarn.

Los limos violetas sobre los que se desarrollaron paleosuelos, por sus colores de reducción y su contexto (la línea de costa estaba situada a una distancia máxima de 5 km al W), los interpretamos como sedimentos de «lagoon». Las secuencias de limos y paleosuelos podrían corresponder a la desecación, por colmatación por aportes de terrígenos, de este ambiente («CUPs» de Goodwin y Anderson, 1985).

Las entradas de terrígenos gruesos, la primera situada al mismo nivel estratigráfico en Bastús y en Orcau, pueden considerarse progradaciones de los sistemas fluviales que tendrían sus áreas fuentes situadas al S-SE.

#### *Subunidad 2c*

El límite inferior de esta unidad se ha hecho coincidir con la aparición del primer nivel de carbonatos. Esta subunidad consiste en arcillas margosas, calizas, limos arcillosos de color violeta y areniscas.

Las areniscas tienen estratificación flaser y estratificación lenticular. Ambas facies se presentan formando secuencias.

Las calizas aparecen en bancos de hasta 1,5 m de espesor, que se superponen o alternan con los limos arcillosos. Tienen estructuras columnares, prismáticas o nodulosas; en general mejor desarrolladas hacia el techo. Desde el punto de vista petrológico son «wackestones» con ostrácodos y gasterópodos, también contienen fragmentos resedimentados de ostreidos y señales de raíces. Se interpretan como sedimentos de origen lacustre-palustre.

hacia el W, en Sutterraña (fig. 3), al mismo nivel estratigráfico también aparecen sedimentos que pueden ser interpretados de llanura de marea y calizas lacustres. En una posición intermedia entre Bastús y Sutterraña se encuentra el afloramiento de Orcau, donde las facies son diferentes.

#### *Fm. Tremp en Orcau*

En la columna de Orcau (fig. 7) se representa la sucesión estratigráfica de las unidades 2 y 3 de la Fm. Tremp. Los sedimentos de la unidad 3 se describen en el apartado dedicado a las unidades 3 y 4.

#### *Subunidad 2b*

La subunidad 2b en Orcau tiene características muy semejantes a las que dicha unidad presenta en la localidad de Bastús, si bien disminuye la proporción de conglomerados.

En el torrente de Carante, al W de Orcau, sobre la Arenisca de Arén, hay 2 m de arcillas grises laminadas con intercalaciones de capas finas de limos con laminación criptagal. Sobre estos sedimentos se apoyan 10 m de arcillas grises con nódulos de carbonato («mudstones» con ostrácodos). Al E de este afloramiento, en el torrente de Riezo, directamente sobre la Arenisca de Arén, hay 1,45 m de «mudstone» con ostrácodos, bivalvos y gasterópodos. Capas con estas características y un contenido semejante al citado, además de charáceas, equinodermos, briozoos, foraminíferos y ostreidos aparecen en los 14 m basales de la sucesión estratigráfica del afloramiento del torrente de Riezo. En este mismo afloramiento y a 30 m de la base de la sucesión de la Fm. Tremp existe una capa de 1 m de espesor de biomicrudita («floatstone» de Rudistas). En el interior de la capa los Rudistas se encuentran en posición de vida y su presencia apoya la interpretación de sedimentos de «lagoon» realizada para los limos arcillosos violetas y grises de la base de esta unidad en Bastús y en Orcau.

Los limos arcillosos violetas de esta sucesión estratigráfica son semejantes a los descritos de la localidad de Bastús. La única diferencia entre ambas localidades es que en los limos carbonatados de Orcau son frecuentes los gasterópodos y presentan colores de hidromorfismo.

Del análisis del relleno de los primeros paleocanales que aparecen en la sucesión estratigráfica de Orcau se infieren modelos fluviales trenzado y meandriforme (fig. 7). Las características de estos depósitos son semejantes a las que presentan los depósitos fluviales en el afloramiento de Bastús.

Los paleocanales con relleno de arena media y limo grueso que se encuentran en el tercio superior de la unidad 2 (fig. 7) presentan bioturbación animal y señales de raíces, además de otros aspectos de los que se pueden deducir el desarrollo de suelos: nódulos de carbonato o cementaciones de carbonato con estructuras prismáticas y colores de hidromorfismo (naranja y violeta). Debido a la dificultad de reconocer las características primarias de estos depósitos sólo se han podido identificar en el relleno de los paleocanales depósitos de carga residual que no siempre está presente, un «coset» de estratificación cruzada de surco en arena

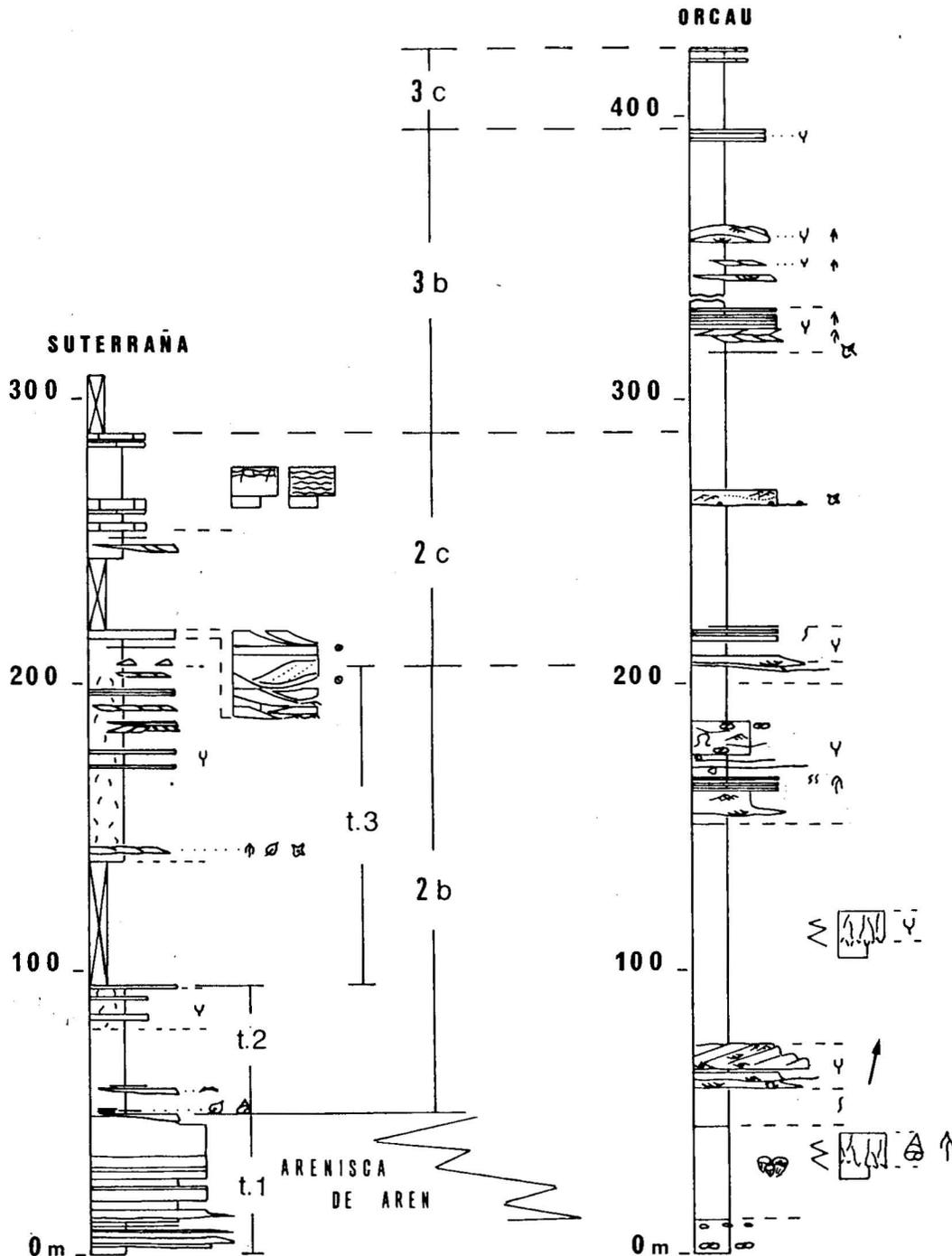


Fig. 7.—Resumen de las sucesiones estratigráficas de Orcau y de Suterraña.

media y un nivel relativamente potente (ver fig. 7) de limolitas o limolitas gruesas en los que ocasionalmente se distinguen «climbing ripples» y deformación hidropástica. Al techo de la unidad 2 (fig. 7) hay capas de arena fina con «climbing ripples» que podrían corresponder a depósitos de desbordamiento, «crevasses», o depósitos distales de los canales.

Las apariciones de los paleocanales en la sucesión estratigráfica las interpretamos como progradaciones de llanuras fluviales, que parecen haberse producido en dos ocasiones, tanto en el afloramiento de Bastús como en el de Orcau. Una parte de los sedimentos fluviales que se encuentran en el tercio superior de la unidad 2 en Orcau, podrían haber sido originalmente

barras de meandro. Todos los sedimentos finos de este intervalo estratigráfico muestran desarrollo de horizontes edáfico, por lo que se deduce la presencia de una cubierta vegetal sobre las llanuras de inundación. La vegetación también colonizaba los sedimentos de los canales, techos de barras de meandro o de canales abandonados. Los colores de hidromorfismo (naranja y violeta) indican oscilaciones periódicas del nivel freático, que cortaría la superficie topográfica de forma intermitente. El paisaje puede ser interpretado como una llanura fluvial costera con una cubierta vegetal seguramente permanente.

**Subunidad 2c**

Tiene una posición estratigráfica aparentemente equivalente a la de los sedimentos de llanura de

marea y calizas lacustres de Bastús y de Suterraña. En el afloramiento del torrente de Carante la sucesión estratigráfica consiste fundamentalmente en limos arcillosos marrones. También están presentes paleocanales de baja sinuosidad, uno de ellos con 5 m de espesor y relleno por pequeños canales imbricados con «climbing ripples».

**Fm. Tresp en Suterraña**

Los 100 m basales de la columna de Suterraña (fig. 7) representan a la Arenisca de Arén y a la Fm. Tresp. La columna integra las observaciones y medidas realizadas entre el arroyo Vicario y el barranco Abellé.

En Suterraña la Arenisca de Arén está constituida

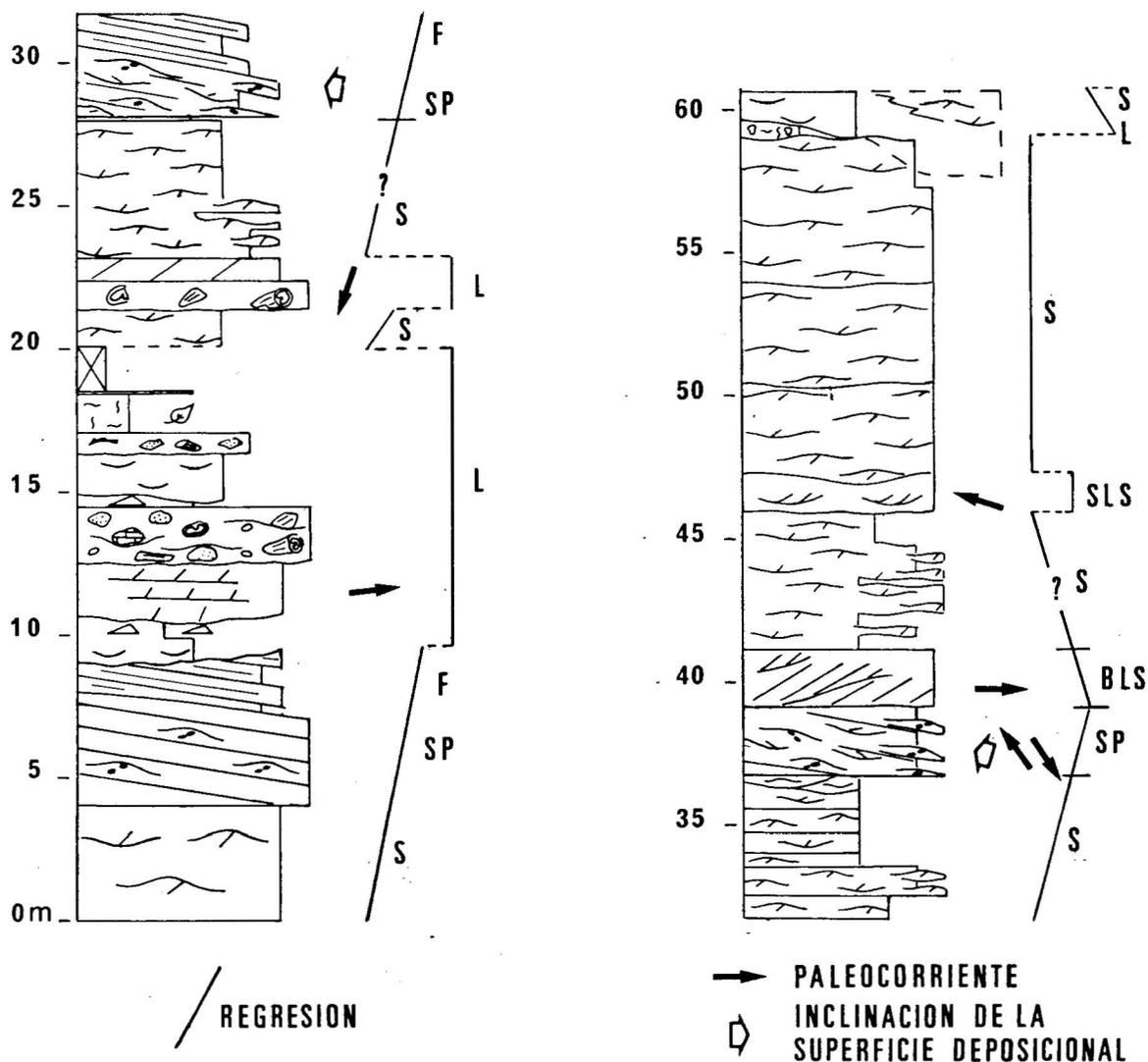


Fig. 8.—Facies e interpretación de las interdigitaciones entre la Arenisca de Arén y la Fm. Tresp en Suterraña. F, «foreshore»; S, «shoreface»; SP, «shoreface» proximal; BLS, barra de «longshore»; SLS, surco de «longshore»; L, «lagoon».

por la superposición de dos cuerpos sedimentarios, el inferior de composición mixta, bioclástica y siliciclástica y el superior, siliciclástica. El espesor de estos cuerpos es respectivamente de 20 y 60 m.

Los 50 m basales de la sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp en Orcau pasan en sentido lateral a la Arenisca de Arén siliciclástica de Suterraña (fig. 7). Es en esta localidad donde el tránsito entre los sedimentos de cordón litoral y de «lagoon» está mejor representado por la preservación de los sedimentos de «foreshore».

A 47 m de la base de la Fm. Tremp existe una intercalación de la Arenisca de Arén (figs. 2 y 3). Todo este intervalo de la sucesión estratigráfica pasa hacia el W a un cuerpo bioclástico de la Arenisca de Arén. Un poco más al W de Talarn, el paso lateral entre ambas formaciones está cubierto por los conglomerados paleógenos (fig. 2).

Esta sucesión estratigráfica ha sido dividida en cuatro tramos. El tramo 1 corresponde a los sedimentos de cordones litorales (Arenisca de Arén) y de «lagoon» (Fm. Tremp) de los 50 m basales de la columna estratigráfica (figs. 3 y 7), estos depósitos han sido interpretados por Simó (1986, fig. 11) como areniscas de estuario. El tramo 2 abarca hasta la siguiente intercalación de Arenisca de Arén, de 1,40 m de espesor. El tramo 3 incluye el resto de la sucesión estratigráfica, de características continentales, y el tramo 4 se corresponde con los sedimentos de llanura de marea y lacustres del techo de la sucesión estratigráfica (subunidad 2 c).

### Tramo 1

En este trabajo distinguimos un tipo de facies que consideramos de «foreshore» y un grupo de facies de «shoreface». En la figura 8 se indica la interpretación que se realiza de las facies y las tendencias regresivas, transgresivas o de estabilidad en la línea de costa que se deducen a partir de la superposición de ambientes. Los términos que se superponen dentro de una secuencia podrían corresponder a sistemas de características físicas diferentes y posiblemente no representen, por falta de preservación, todos los ambientes que se han distinguido en los sistemas de playa actuales.

#### — Sedimentos de «foreshore»

Tienen una pendiente deposicional inclinada hacia el W y están formados por estratificación paralela. Los estratos o láminas tienen un espesor comprendido entre 0,02 y 0,10 m (fig. 9) y pueden estar formados por grava fina, arena gruesa, arena media o arena fina. A veces se observa granoclasificación positiva, pero con mayor frecuencia se alternan láminas formadas por tamaños de grano diferentes. En sentido proximal (continental) estas facies se apoyan sobre una superficie erosiva y paralela a la pendiente deposicional que se observa en el interior de los depósitos.

#### — Sedimentos de «shoreface»

Están formados por gravas, microconglomerados y areniscas de tamaño de grano grueso a fino. Se han

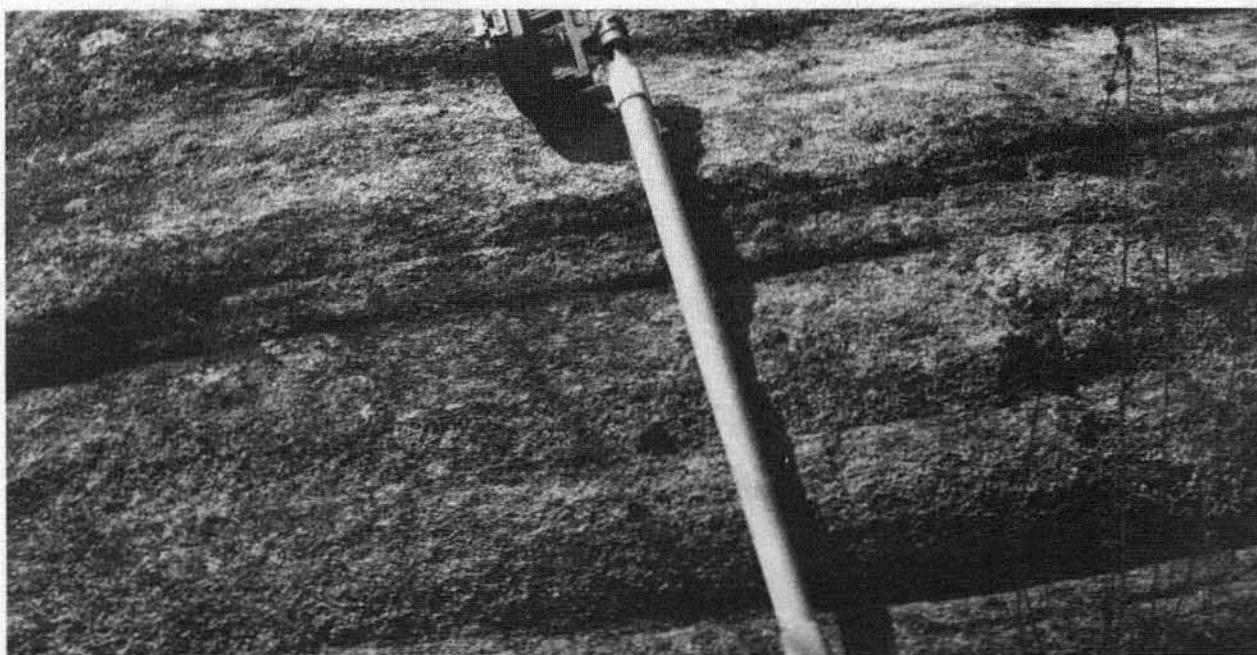


Fig. 9.—Sedimentos de «foreshore». Estratificación paralela inclinada. Espesor de los estratos o láminas entre 0,02 y 0,10 m.



Fig. 10.—Ejemplo de estratificación ondulada. Obsérvese la preservación de superficies cóncavas y convexas que limitan los «sets».

reconocido tres tipos de estratificación cruzada: ondulada, «foresets» con superficie de reactivación (barras) y de surco.

En la estratificación ondulada el espesor de los «sets» oscila entre 5 y 30 cm para la grava, la grava fina y la arena gruesa; en otros afloramientos de la Arenisca de Arén se han observado alturas de «sets» inferiores a 5 cm para la grava fina y la arena gruesa. En arena media la altura de los «sets» es generalmente inferior a 5 cm y en arena fina es siempre inferior a este valor. Desde el punto de vista geométrico estas estructuras se diferencian de las de corriente por la preservación de superficies cóncavas y

convexas limitando los «sets» (fig. 10), a veces simétricas. Un aspecto que destaca en los «cosets» formados por estas estructuras es la alternancia vertical de «sets», que se corresponden a la acumulación de sucesivos trenes de formas del lecho, formados por diferentes tamaños de grano. Esta alternancia en los tamaños de grano no está asociada a diferencias en las alturas de los «sets». La estratificación ondulada la interpretamos como el resultado de la migración y acumulación de formas del lecho asimétricas, producidas por corrientes inducidas por oleaje. La estratificación de los «ripples» de corriente de oleaje ha sido descrita por Allen (1982, pág. 432). Un aspecto que

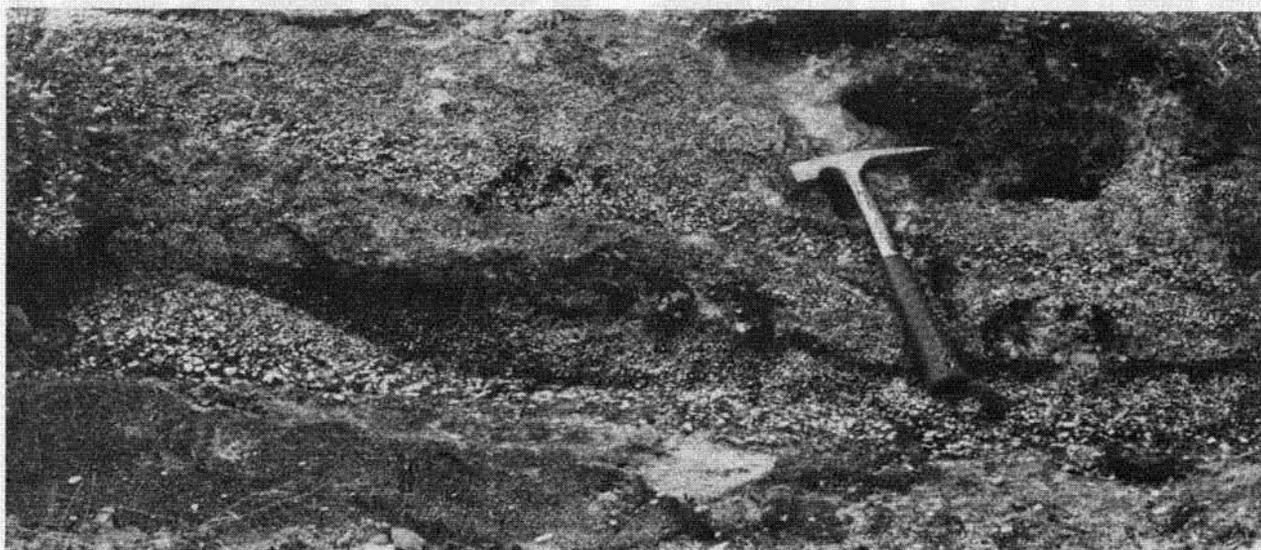


Fig. 11.—Estratificación ondulada en conglomerado y microconglomerado.



Fig. 12.—Ejemplo de la pendiente deposicional de la estratificación ondulada formada por gravas (SP). En la fotografía F son sedimentos de «foreshore».

acompaña a esta estratificación y que también la diferencia de la formada por corrientes es la falta de relación entre la forma de las láminas y las de las superficies, cóncavas o convexas, que limitan los «sets». Es muy frecuente observar láminas inclinadas y angulares sobre superficies cóncavas.

Cuando la estratificación ondulada está formada por grava (fig. 11) está asociada a una pendiente deposicional acusada (fig. 12) y en sentido vertical pasa a los sedimentos interpretados como correspondientes a la zona de «swash» («foreshore»). La pendiente de ambas facies está orientada hacia el W (fig. 8). La estratificación ondulada formada por grava alterna con el mismo tipo de estructura formada por arena gruesa o grava fina (fig. 11). En estas estructuras se han medido paleocorrientes bidireccionales (fig. 8), orientadas oblicuamente con respecto a las direcciones medidas en las superficies de «foreshore». Estas facies muestran características semejantes a las observadas por Clifton *et al.* (1971) en las «facies de inner rough» de algunas playas situadas al S de Oregón.

Los otros tipos de estratificación cruzada son ejemplos aislados. El «coset» de estratificación cruzada de surco se apoya sobre una superficie erosiva y se interpreta como la estructura interna de dunas lunadas. Los «foresets» con superficies de reactivación también se apoyan sobre una superficie erosiva y se interpretan como el resultado de la migración de la cara de avalancha de una barra. Las paleocorrientes de ambas estructuras, con respecto a la dirección y sentido de inclinación de las caras de «foreshore» (dirección N-S, NNE-SSW; e inclinación hacia el W), indican que las dunas lunadas se dirigían mar adentro y que la barra se dirigía hacia el continente (fig. 8),

por ello, y de acuerdo con los modelos de playas actuales, ambas facies podrían corresponder a sedimentos de surco y de barra de «longshore» (Hunter *et al.*, 1979).

En la arenisca fina y media, cuando las estructuras son de pequeña escala, no siempre se puede reconocer si se trata de formas del lecho simétricas o asimétricas. Estructuras de pequeña escala aparecen rellenando canales en la base de sedimentos de «foreshore» (fig. 8); estos depósitos también podrían corresponder a pequeños surcos de «longshore».

#### — Sedimentos de «lagoon»

Los sedimentos del «lagoon» están formados por conglomerados, areniscas, margas y caliza. La caliza es un nivel de 0,20 m de espesor, de «mudstone» con ostrácodos que se apoya directamente sobre la Arenisca de Arén. Los sedimentos terrígenos presentan estratificación lenticular, son capas con estratificación flaser, formadas por areniscas de tamaño de grano fino y medio, o bien rellenan canales.

Los canales están rellenos por microconglomerados y conglomerados. Los microconglomerados tienen estratificación cruzada de gran escala planar («sand waves»), con paleocorrientes hacia el E y SW. La paleocorriente hacia el E puede relacionarse con una corriente de flujo de marea. La paleocorriente con sentido al SW podría haber estado también asociada a una corriente de flujo de marea, en un canal oblicuo o localmente paralelo a la línea de costa; este tipo de orientación es frecuente en los canales de marea en el interior de un «lagoon». El conglomerado está formado por fragmentos de calizas, areniscas y rudistas en una matriz de microconglomerados. En

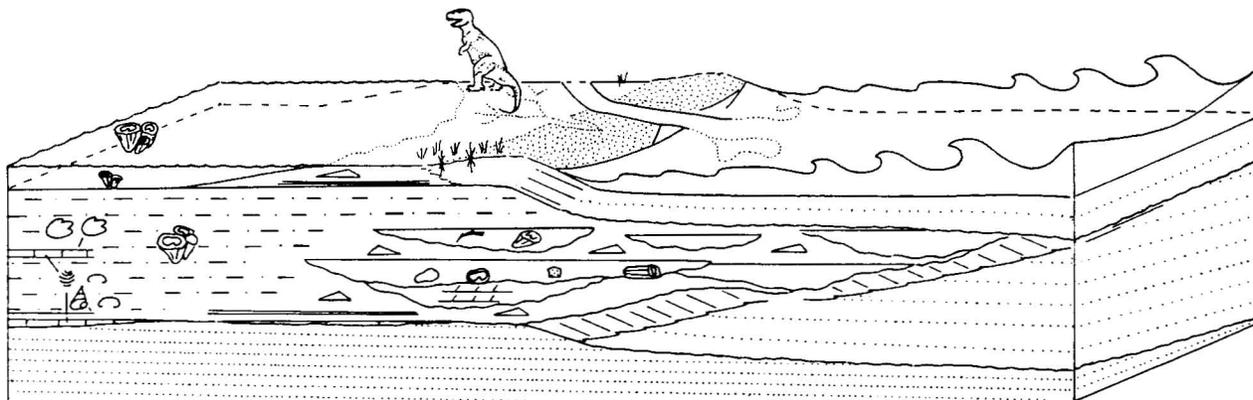


Fig. 13.—Reconstrucción del paisaje inferido del análisis de facies del tramo 1 de la columna de Suterraña y de su equivalente lateral en la sucesión estratigráfica de Orcau.

uno de los ejemplos este depósito podría haber estado formado por pequeños canales imbricados. Los conglomerados podrían ser el resultado de la acumulación producida por una corriente de refluo, las características texturales y su composición parecen indicar una procedencia ligada a la erosión de los sedimentos situados detrás de la barrera.

En la figura 13 se presenta un esquema paleoambiental que indica las relaciones entre los ambientes sedimentarios deducidos para la parte inferior de las sucesiones estratigráficas de Suterraña y de Orcau.

#### Tramo 2

En sus 30 m basales son limos arcillosos grises, suelos calcimorfos y areniscas de tamaño de grano medio y fino. En los limos basales hay abundantes restos vegetales, en láminas, y gasterópodos. En este intervalo existe un paleocanal que contiene ostreidos y una gran cantidad de restos de arcosaurios.

El resto del tramo, hasta la siguiente intercalación de Areniscas de Arén, está constituido por limos arcillosos con colores de hidromorfismo (naranja y violeta) y arenas medias a limos gruesos, masivos, con señales de raíces y colores de hidromorfismo.

La intercalación de Arenisca de Arén es una calcaarenita con algas rojas, equinodermos, miliólidos y bivalvos.

Los treinta metros basales los interpretamos como sedimentos de «lagoon». La parte superior como sedimentos de una llanura fluvial con una cubierta vegetal sobre la llanura de inundación y los depósitos de los canales.

#### Tramo 3

Es un tramo muy homogéneo, formado por limos arcillosos y cuerpos de areniscas, todos ellos con colores de hidromorfismo. Las areniscas son de tamaño de grano medio a fino, y o bien son depósitos de base

erosiva y con superficies de acreción lateral o tienen geometría de capa. Los procesos edáficos han destruido las estructuras primarias de estos depósitos. Este tramo se corresponde en posición estratigráfica con el tercio superior de la subunidad 2c en Orcau y se interpreta como una llanura fluvial con predominio de canales de tipo meandriforme.

#### Tramo 4

Este tramo tiene un espesor de 95 m. En sentido vertical se distinguen dos asociaciones litológicas. La asociación litológica inferior está constituida por arcillas, limos y areniscas de tamaño de grano fino y medio. Las areniscas tienen geometría de capa, lenticular, son «sets» de estratificación cruzada de gran escala con geometría sigmoidal e incluidos en una matriz de arcillas (fig. 14), o bien rellenan canales en los que también está presente la estratificación sigmoidal. Sus características se corresponden con las de los sedimentos de llanura de marea y de canales de marea.

La asociación litológica superior está formada por calizas y limos, estos últimos por lo general están muy cubiertos. Las calizas alternan con los limos en bancos o capas superpuestas (fig. 15); son en general homogéneas hacia la base y nodulosas o con estructuras prismáticas a techo, algunas capas son nodulosas de base a techo. Estas calizas son «mudstones», a veces con huellas de raíces; «wackestones», con ostrácodos y charáceas, y «grainstones», de peloides con orbitoides y gasterópodos. Se interpretan como calizas lacustres-palustres, aunque estos cuerpos de agua podrían haber estado conectados con el cuerpo de agua de una bahía, al menos ocasionalmente.

#### La Fm. Tremp en Talarn

La sucesión estratigráfica de Talarn la dividimos en cuatro tramos. El inferior corresponde a la unidad 2b,

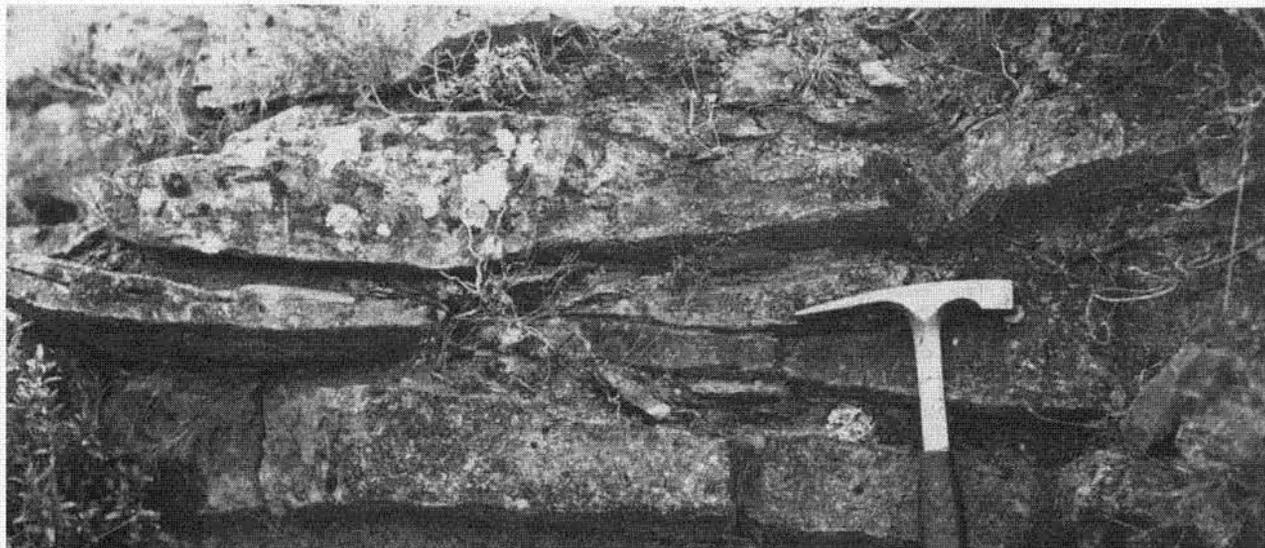


Fig. 14.—«Sets» de estratificación cruzada con geometría sigmoidal, incluidos en una matriz de arcillas.

el tramo 2 a la unidad 2c, el tramo 3 probablemente pertenece a la unidad 3 y el tramo 4 a la unidad 3 (fig. 16).

#### Tramo 1

Está formado por limos arcillosos, limolitas, areniscas y conglomerados.

Los limos arcillosos tienen colores de hidromorfismo, gris, violeta y naranja, en los 35 m basales, y violeta, verde y naranja en el resto de la sucesión. Estos sedimentos son masivos, pueden contener nódulos de carbonato, en cuyo caso se interpretan como

horizontes de suelos tipo gley calcítico, o bien presentan niveles de cementación por carbonato, con buen desarrollo de estructuras prismáticas y columnares, que son interpretados como paleosuelos de tipo calcimorfo (fig. 17).

Las limolitas son masivas. Se presentan en niveles tabulares de hasta 6 m de espesor, con un límite inferior neto o gradual, en capas delgadas o con estratificación lenticular. También tienen desarrollo de horizontes edáficos, acompañados de señales de raíces. En la base de los niveles tabulares ocasionalmente puede estar presente un depósito de carga residual, formado

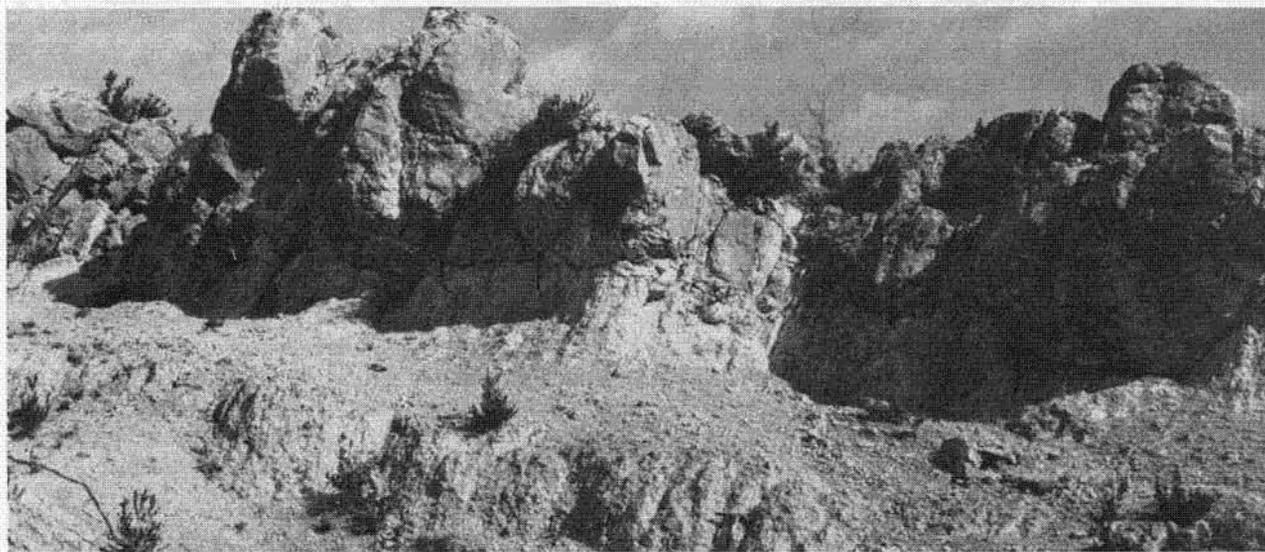


Fig. 15.—Aspecto de las calizas de la subunidad 2c en Suterraña.

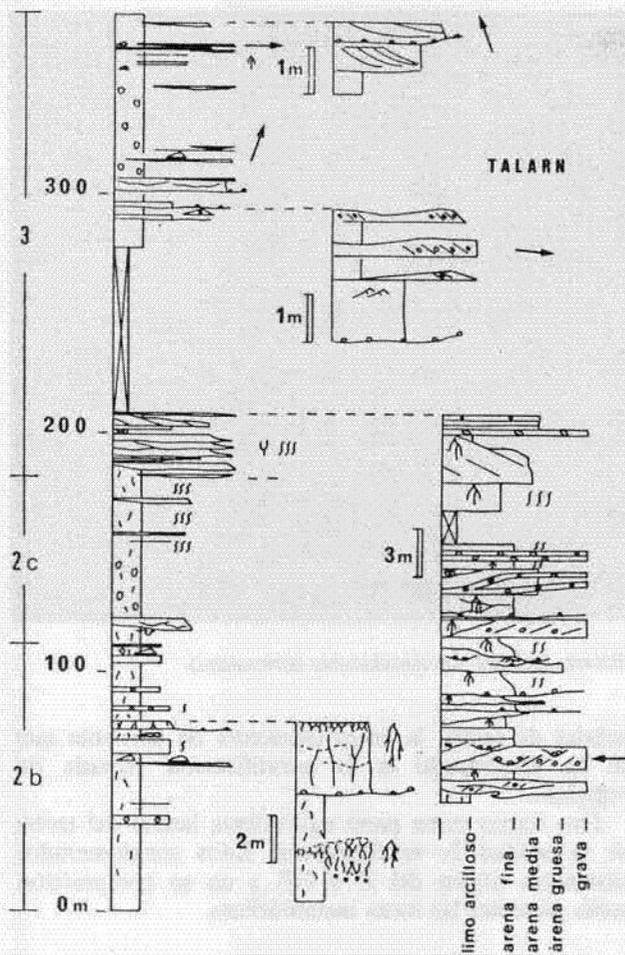


Fig. 16.—Resumen de la sucesión estratigráfica de la Fm. Trepn en Talarn.

por concreciones calcáreas rodadas y que ponen de manifiesto que al menos parte de los limos masivos edafizados eran originalmente depósitos de canales.

Las areniscas son de tamaño de grano fino y medio y rellenan paleocanales, cuyo espesor de relleno oscila entre 0,25 y 4,5 m. Estos paleocanales están a veces formados por canales imbricados en los que las únicas estructuras reconocibles son la estratificación cruzada de «ripples» y de «climbing ripples».

Los conglomerados también rellenan paleocanales. Tienen espesores comprendidos entre 0,25 y 0,30 m. Están formados por cantos de caliza, arenisca y cuarzo, o bien por concreciones rodadas de carbonato. Estos depósitos son masivos.

La interpretación de este tramo coincide con la de su equivalente lateral en Suterraña y con la del tercio superior del tramo 2b en Orcau. La estratificación lenticular se interpreta como una facies característica de llanura de marea.

### Tramo 2

Su posición estratigráfica es equivalente a la de la unidad 2c en Suterraña. Está formado por limos arcillosos y paleocanales con relleno de areniscas en general masivas, probablemente a causa de los procesos edáficos.

Destaca en este tramo la intensa bioturbación de los limos arcillosos y que se presenta junto con señales de raíces y colores de hidromorfismo (fig. 18). Un estudio de estas estructuras biogénicas podría proporcionar alguna evidencia sobre la posible preservación de ambientes de manglar.

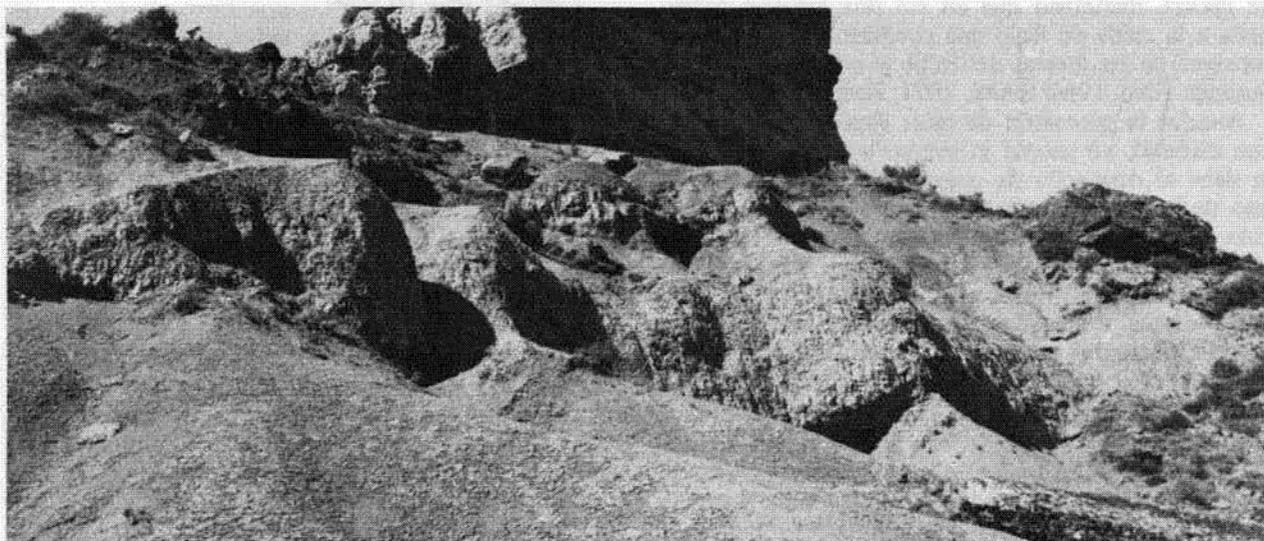


Fig. 17.—Ejemplo de suelo calcimorfo con estructuras prismáticas.



Fig. 18.—Bioturbación producida por organismos endobiontes (galerías aproximadamente horizontales).

### Tramo 3

Es un tramo que destaca por su composición conglomerática, no obstante también está formado por limos y areniscas de tamaño de grano de grueso a fino.

El tramo puede ser interpretado como una acumulación de paleocanales de modelo trenzado y ocasionalmente de modelo meandriforme. El modelo trenzado se interpreta a partir de la imbricación de canales que se distingue en el interior de los paleocanales y por la disección de los techos de las barras de gravas, fenómeno que en los ríos actuales acompaña a la caída de flujo que conduce a la exposición subaérea de las formas del lecho y a la configuración trenzada (Ore, 1964; Smith, 1971; Jones, 1977).

Aunque la geometría de estos depósitos se observa con claridad, no sucede lo mismo con las facies. Ello se debe al desarrollo de paleosuelos a techo de cada uno de los canales imbricados, unido a una bioturbación análoga a la que presenta el tramo anterior (fig. 18). Las areniscas y limolitas no conservan las estructuras de corriente. En los conglomerados se identifican depósitos de carga residual, estratificación cruzada de barras a veces con superficies de reactivación, imbricación de cantos y depósitos de «cut and fill».

En la parte superior de este tramo, en el interior del pueblo de Talarn, existe un cuerpo canalizado formado por arena fina hacia su base y limo hacia su techo, con superficies de acreción lateral. Por estas características este cuerpo se considera una barra de meandro. En el interior de este depósito, que muestra

señales de raíces, la única estructura de corriente que se ha identificado es la estratificación cruzada de «ripples».

Este tramo es en parte equivalente lateral del techo de la unidad 2c en Suterraña. Estos conglomerados tienen un origen del E y NE y en su composición están presentes las rocas metamórficas.

### Unidades 3 y 4

— Unidad 3 en los afloramientos de Orcau y del Barranco de Gasó

En estos afloramientos los sedimentos de la unidad 3 pueden ser divididos en dos tramos que tienen características análogas a las de las subunidades 2b y 2c de la unidad 2. En ambos afloramientos existe una discordancia angular en el interior de la subunidad 3b y su base también es discordante al E del Barranco de Gasó.

En Orcau el tramo inferior tiene un espesor de 170 m y está formado por sedimentos fluviales: limos arcillosos, capas de areniscas y paleocanales. Los limos arcillosos no tienen colores de hidromorfismo y la presencia de paleosuelos es muy escasa. Los paleocanales están rellenos por sedimentos con tamaños comprendidos entre la grava y el limo grueso. El modelo fluvial de estos canales es meandriforme, las secciones de las barras de meandro son longitudinales o transversales a los arcos de meandro y tienen señales de raíces a techo. Las estructuras de corriente están algo mejor preservadas que las de las barras de meandro de la subunidad 2b. Las capas de arenisca se

interpretan como depósitos marginales de desbordamiento («crevasses»).

En el Barranco de Gasó-Tosal Dobé este tramo tiene un espesor de 115 m. Se diferencia del tramo equivalente en Orcau en que las capas de arenisca son más abundantes y en que son más frecuentes los paleosuelos. En este afloramiento también existen depósitos de ríos meandriiformes (lóbulos de meandro), formados por barras de meandro adosadas y separadas por superficies de reactivación (Díaz Molina, 1984).

En Orcau el término superior (3c) está formado por limos violetas, margas y calizas, y tiene un espesor de 28 m. En el afloramiento de Tosal-Dobé está formado por margas y calizas y su potencia es de 12 m. En Orcau las calizas tienen facies análogas a las de la unidad 2c en Suterraña. Son «wackestones» de charáceas, ostrácodos y foraminíferos (escasos) y «packstones» de peloides con orbitoides y gasterópodos. En Tosal-Dobé las calizas son «mudstones» nodulosos con señales de raíces.

#### — Unidad 3 en Talarn

Los equivalentes laterales de la unidad 3 en Talarn muestran una gran variedad de facies y características diferentes de las que los sedimentos de esta unidad presentan hacia el E.

En esta localidad la unidad 3 está formada por limos arcillosos marrones sin colores de hidromorfismo, limolitas, areniscas, calcarenitas y conglomerados (fig. 16).

Las limolitas rellenan paleocanales que tienen un depósito de carga residual formado por concreciones calcáreas. El relleno es masivo y presentan estructuras biogénicas.

Las areniscas, de tamaño de grano medio y grueso, y los conglomerados rellenan paleocanales cuya geometría es tabular, a escala de afloramiento, o bien tienen una superficie inferior cóncava. En estos sedimentos se identifican: depósitos de carga residual, de barras de gravas y estratificación cruzada de dunas. Estos paleocanales tienen un relleno formado por una sola unidad de agradación, con secuencias positivas incompletas, o formado por canales amalgamados.

Los conglomerados también presentan geometría lenticular. Son barras de gravas en una matriz de limos (fig. 16) y que podrían ser depósitos de canales abandonados sin completar su relleno.

Las calcarenitas, con geometría de capas y señales de raíces, están presentes en los 25 m del techo de la sucesión estratigráfica, donde además es frecuente la estratificación lenticular. Petrológicamente se han caracterizado estos materiales como calcarenitas con *Microcodium*, y se han diferenciado los siguientes componentes intracuencales: restos de briozoos, algas rojas y foraminíferos. Al techo de este tramo existe

un paleocanal en cuyo relleno se han observado estructuras de marea.

Las paleocorrientes medidas en estructuras producidas por corrientes unidireccionales indican procedencias del W y SW. En el canal de marea situado al techo de la sucesión las paleocorrientes tienen un sentido hacia el NW.

#### — Unidad 4 en Tosal-Dobé

Está formada por 25 m de limos arcillosos y capas de limolitas cementadas por carbonato, con señales de raíces y colores de hidromorfismo. En el interior de estos depósitos existe una discordancia angular. Sobre este tramo se apoyan 7 m de margas y de «mudstones».

#### Relaciones laterales entre los ambientes sedimentarios

En este apartado se resumen y discuten los cambios laterales de los ambientes sedimentarios de las unidades 2a, 2b, 2c y 3b.

El paso lateral entre la Fm. Tremp y la Arenisca de Arén es un hecho que se resuelve con una cartografía detallada de ambas formaciones. Sin embargo, tanto en sentido lateral como vertical se observa que no hay una preservación completa de todos los ambientes. Al techo de la Arenisca de Arén generalmente faltan los sedimentos de «backshore», «foreshore» y, en ocasiones, de parte del «shoreface». La presencia de paleosuelos y costras ferruginosas sobre el techo, generalmente erosionado, de la Arenisca de Arén nos indica que la acumulación de sedimentos de la Fm. Tremp se ha producido después de un período de exposición subaérea. Por lo tanto, la regresión no se produce por la acumulación generalizada de los sedimentos de la Fm. Tremp sobre los de la Arenisca de Arén, sino que los sistemas fluviales producirían agradación en zonas preferentes, mientras que en otras sólo se produciría la progradación de la línea de costa y probablemente la formación de llanuras de «cheniers». Los controles extrínsecos e intrínsecos de los sistemas fluviales (Schumm, 1982), fundamentalmente el diastrofismo y las acumulaciones producidas hasta alcanzar un umbral de pendiente inestable, son los que probablemente controlaron la posición de los sistemas fluviales y sus cambios.

La distribución de los ambientes de «lagoon» también parece haber estado controlada por la instalación preferente de los sistemas fluviales. En el afloramiento de Bastús la mayor parte de la sucesión estratigráfica de la unidad 2b está constituida por sedimentos de «lagoon» y una gran parte de estos sedimentos pasan hacia el W, en Orcau y Suterraña, a llanuras fluviales. De esta distribución inferimos que hacia el W los sistemas fluviales han construido y mantenido una

superficie de acumulación subaérea, que estaría limitada hacia el E por ambientes de «lagoon». Es decir, la distribución de estos ambientes no se realizó en bandas paralelas a la línea de costa, sino que era irregular y estuvo condicionada por la posición de los sistemas fluviales y sus áreas (radios) más activas.

Los paleocanales de la subunidad 2b están rellenos por componentes de menor tamaño hacia el E, también en ese sentido se observa una mayor proporción relativa de depósitos de ríos meandriformes. En sentido vertical no se observa ninguna pauta en la distribución de los modelos fluviales. Independientemente de la distribución de los modelos de los paleocanales, las dimensiones de los cuerpos canalizados son muy variables, tanto en sentido lateral como en sentido vertical. Las medidas de paleocorrientes indican que los sistemas fluviales de la subunidad 2b, al menos en este área, se dirigían al N; por lo tanto los cambios que se observan en los modelos y dimensiones de los paleocanales en una dirección E-W se realizan en sentido perpendicular a los sistemas fluviales. Las variaciones laterales entre los canales son propias de los sistemas múltiples. Las diferencias en modelos y dimensiones de los canales seguramente reflejan las diferencias de posición topográfica y de caudal de los canales del sistema distribuidor. Ambos factores a su vez incidirían sobre el tipo de carga de sedimentos que era transportada y todos ellos sobre el modelo fluvial (Schumm, 1977). Estos sistemas múltiples los interpretamos como abanicos fluviales húmedos en el sentido de Schumm (*op. cit.*).

Destaca por una parte la escasa presencia de canales rectos, sólo algunos ejemplos que manifiestan una agradación vertical continua (columna de Orcau, fig. 7), y, por otra parte, la elevada frecuencia de canales trenzados rellenos por limo grueso con «climbing ripples».

Los paleocanales rellenos por limo grueso y con un modelo trenzado los interpretamos como tramos distales de al menos una parte de los canales del sistema distribuidor. Sin embargo, el modelo que se infiere no es el que en principio se esperaría asociado a una disminución del gradiente, puesto que a medida que el gradiente disminuye los canales pasan de trenzados a meandriformes y de meandriformes a rectos (Schumm, pág. 129, 1977). Estos canales trenzados podrían corresponder al desarrollo distal de parte de los canales meandriformes y ocupar el lugar que en el desarrollo longitudinal corresponde a los canales rectos. La alta relación anchura/profundidad que presentan estos canales trenzados nos sugiere que la aparición de los «climbing ripples» podría haber estado controlada por una importante disminución de la altura del flujo al aumentar considerablemente la anchura del canal (la expansión del flujo iría asociada a la pérdida de velocidad y por ello las estructuras dominantes serían los «climbing ripples»). La incisión

de canales sobre el lecho indica un régimen de caudal variable.

Al margen de los modelos citados existen también canales abandonados cuyo relleno está esencialmente formado por limos arcillosos, semejantes a los que constituyen las llanuras de inundación de los sistemas fluviales. Estos ejemplos manifiestan la dinámica de división de los canales de los sistemas distribuidores y las diferencias en posición topográfica y de conexión entre los «thalwegs» de los nuevos canales con los canales más activos de los sistemas fluviales.

La única medida de paleocorriente obtenida en la subunidad 2c, en un canal de marea, se dirige hacia el NW (columna de Suterraña, fig. 7) y la interpretamos asociada a una corriente de reflujo. Las calizas lacustres y palustres de esta unidad pasan en sentido lateral a sedimentos de llanura de marea y no se descarta la posibilidad de que estos sedimentos calcareos se hayan depositado en ambientes de bahía. Destaca en esta subunidad el color violeta que presentan los limos arcillosos, semejante al que presentan los limos arcillosos en la base de la sucesión estratigráfica de la subunidad 2b en Bastús. Estos limos fueron suministrados por sistemas fluviales y posiblemente se depositaron bajo cuerpos de agua dulce. En este área el radio más activo del sistema fluvial pasaba próximo al afloramiento de Orcau, donde la ausencia de calizas se interpreta debida a la entrada de sedimentos terrígenos finos.

La unidad 3b se caracteriza desde el punto de vista sedimentológico por la presencia de al menos 2, y posiblemente 3, sistemas fluviales, cuyos depósitos manifiestan un desarrollo longitudinal diferente (mayor o menor distancia de las áreas fuentes). En las columnas de Orcau y Barranco de Gasó esta unidad se caracteriza por el predominio de las barras de meandro, los ríos meandriformes de esta unidad podrían haber tenido su área fuente en el S. Hacia el W, en Talarn, existen aportes del E-NE y del SW, por lo que se infiere la presencia de dos sistemas diferentes. En conjunto la subunidad 3b podría estar formada por 3 sistemas fluviales contemporáneos y coalescentes.

### Discusión sobre el significado de las rupturas sedimentarias

En estos sedimentos del Campaniense terminal-Maestrichtiense existen una serie de rupturas sedimentarias de cuyo análisis pueden ser inferidas algunas relaciones entre los movimientos relativos del nivel del mar, el diastrofismo y la tasa de sedimentación. Estas rupturas sedimentarias se manifiestan en el área de estudio fundamentalmente como rupturas sedimentológicas y tectónicas. Aunque algunas de estas rupturas pudieran tener un rango cuencal, en este trabajo sólo se pretende un análisis local. Las unidades que delimi-

tan estas rupturas no pueden ser consideradas unidades tectosedimentarias, en el sentido de Megías (1982b), puesto que para la identificación de dichas unidades es necesario probar su validez a escala de la cuenca (Megías, *op. cit.*).

Entre las unidades 1 y 2 existe una ruptura sedimentaria que se infiere de la superposición de dos megasecuencias regresivas. La distribución espacial de los sedimentos de la unidad 2 (fig. 3) permite su equiparación con las secuencias deposicionales que se forman en régimen de subida del nivel del mar y una cantidad alta de aportes de terrígenos de origen continental (Vail *et al.*, 1977). El mismo modelo puede explicar la formación de una secuencia regresiva como la que presenta la unidad 1. La aparición de sedimentos detríticos groseros, de origen continental, en la sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp en Abella de la Conca indica un rejuvenecimiento o formación de relieves marginales asociado al límite entre ambas unidades. La ruptura sedimentaria entre las unidades 1 y 2 podría ser de origen tectónico: deformación del fondo de la cuenca y formación de relieve. Esta hipótesis se vería confirmada con la presencia de una discordancia entre las sucesiones estratigráficas de ambas unidades, al menos entre los sedimentos más alejados del centro de la cuenca. Aunque esta discordancia no ha sido observada, las condiciones de afloramiento tampoco permiten confirmar que exista una conformidad entre los sedimentos grises de las sucesiones estratigráficas de Isona y Abella de la Conca y los sedimentos aluviales de la sucesión de Abella de la Conca (tramo 2, fig. 5).

Entre los términos 2b y 2c de la unidad 2 se detecta una ruptura sedimentológica que se manifiesta en la aparición de sedimentos litorales y de calizas lacustres. La ausencia de calizas lacustres en Orcau y en Talarn parece relacionada con la entrada de sedimentos terrígenos; no obstante, en general, los sistemas fluviales han sufrido un retroceso. De las interpretaciones ambientales de la subunidad 2c inferimos que su sedimentación se realiza durante una etapa relativamente atectónica, al menos con relación a las áreas fuentes situadas al S y SE. La aparición de conglomerados en Talarn (fig. 3) puede ser interpretada de dos maneras: que los conglomerados pertenezcan a la unidad 3 y que su base sea erosiva sobre la unidad 2c, o bien que la reactivación tectónica se manifieste antes en los sistemas deposicionales que provienen del NE y E.

La unidad suprayacente, subunidad 3b de la unidad 3, se caracteriza por la generalización en el área de estudio de las llanuras fluviales. Entre esta unidad y la infrayacente no sólo existe una ruptura sedimentaria, sino también una ruptura tectónica, que se manifiesta en una discordancia al E del Barranco de Gasó (fig. 3). El cambio en los ambientes de sedimentación y la presencia de una discordancia en la base

de esta unidad son dos fenómenos que se pueden interpretar como el resultado de una reactivación tectónica que podría haber estado asociada a un cambio paleogeográfico importante (creación de relieves en el E-NE).

La discordancia progresiva que afecta a la sucesión estratigráfica de la unidad 3b confirma el carácter sintectónico de los sedimentos fluviales de esta unidad. Esta discordancia progresiva reflejaría la desaceleración del diastrofismo (Riba, 1973; Megías, 1982b), que culminaría en un cambio vertical en el tipo de ambientes de sedimentación (subunidad 3c).

La aparición hacia el techo de la unidad 3 de sedimentos de marea (Talarn), limos arcillosos de color violeta, margas y calizas lacustres como las de la subunidad 2c (Orcau y Barranco de Gasó), puede ser interpretada como el resultado de una nueva etapa relativamente atectónica.

Por su semejanza litológica y la presencia de otra discordancia angular en su interior, la unidad 4 puede ser comparada con la unidad 3. No obstante, en este trabajo sólo se presenta una columna de esta unidad, en la que no se han encontrado sedimentos litorales.

Las unidades 2 y 3 pueden ser consideradas como la respuesta sedimentaria a etapas de diastrofismo y su desaceleración. En este contexto de subida relativa del nivel del mar estas unidades están formadas por una secuencia regresiva-transgresiva, si bien la transgresión es episódica.

Este análisis podría tener una validez limitada a la cuenca de Tremp. Las unidades que se han distinguido pueden reflejar un diastrofismo local y de las áreas fuentes situadas al S.

## Conclusiones

En la sucesión estratigráfica de la Fm. Tremp. que forma el cierre periclinal del anticlinal de Isona (con algo más de 159 m de espesor) y el flanco S del anticlinal de Sant Corneli (con 600 m de espesor), se han distinguido cuatro unidades estratigráficas. El inicio de la sedimentación de estas unidades y su evolución sedimentaria estuvo ligada a reactivaciones tectónicas y a la desaceleración del diastrofismo.

La base de la Fm. Tremp del área geográfica comprendida entre Isona y Talarn pasa en sentido lateral a la Arenisca de Arén. En este área el tránsito entre ambas formaciones supone una subida relativa del nivel del mar de 290 m para la unidad 2, durante un intervalo temporal comprendido dentro del Maestrichtiense.

En algunas zonas el tránsito entre ambas formaciones se realiza mediante un sistema de cordones litorales y de «lagoons», mientras que en otras no ha habido una buena preservación de los ambientes litorales.

En la unidad 1 los sedimentos de la Fm. Tremp se corresponden a ambientes de «lagoon», que en sentido lateral estaban relacionados con llanuras de marea y/o llanuras continentales con lagos y ciénagas.

En la unidad 2 los sedimentos basales de la formación Tremp tienen asociaciones de facies propias de ambientes de «lagoon» más o menos someros, con desarrollo de suelos en las etapas de colmatación de estos ambientes, y de llanuras fluviales. La posición de los sistemas fluviales controló la distribución de los ambientes de «lagoon».

Las llanuras fluviales de la unidad 2 estaban formadas por sistemas de canales múltiples, con modelos de canales trenzado, meandriforme y recto (escasos). El «backfilling» de estos canales se produjo por la subida del nivel de base. El sistema deposicional fluvial se identifica como un abanico húmedo. Sobre los sedimentos de la llanura de inundación y de los depósitos de los canales se desarrollaba una cubierta vegetal.

En la unidad 2, y en sentido vertical, los ambientes fluviales se generalizan en todo el área (techo de la subunidad 2b); posteriormente se produce un retroceso de los sistemas fluviales y un cambio sedimentario que viene señalado por la aparición de sedimentos de llanura de marea y lacustres (subunidad 2c). Una evolución semejante, de llanuras fluviales a llanuras de marea y/o ambientes lacustres, se observa en las unidades 3 y 4.

La aparición de los sedimentos de llanura de marea en los términos c de las unidades puede ser interpretada como producida por la disminución de aportes de terrígenos de origen continental (etapas relativamente atectónicas), lo que facilitaría la transgresión marina. Además, la presencia de una discordancia progresiva en el interior de los sedimentos de llanura fluvial de las unidades 3 y 4 confirma una paulatina disminución del diastrofismo hacia el techo de estas unidades.

Las unidades 2, 3 y 4 reflejan una evolución sedimentaria relacionada con etapas de diastrofismo y su desaceleración.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido subvencionado por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica, proyecto 1.110.

Agradezco al doctor A. Garrido Megías sus útiles consejos durante la realización de este trabajo. Las láminas delgadas fueron estudiadas por los doctores J. Arribas, O. Kálin y A. Yébenes.

Las fotografías fueron reveladas por E. Martín.

## Bibliografía

- Allen, J. R. L. (1982): *Sedimentary structures. Their character and physical basis*. Developments in Sedimentology, 30 B, V. II. Elsevier, 633 pp.
- Berg, J. H. van den (1980): *Field course guidebook in the SW Netherlands*. Comparative Sedimentology Division. Rijksuniversiteit Utrecht, 67 pp.
- Clifton, H. E.; Hunter, R. E., y Phillips, R. L. (1971): Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *J. Sediment. Petrol.*, 41: 651-670.
- Díaz Molina, M. (1984): Geometry of sandy point bar deposits, examples of the Lower Miocene. Tajo Basin, Spain. *5th European Regional Meeting of Sedimentology*, Marsella. Abstracts, 140-141.
- Eichenseer, H. y Krauss, S. (1985): The Tremp Formation (Maestrichtian/Paleogene) and the lower Ager Group (Paleogene) of the northern flank of the Tremp-Graus embayment (NE Spain). *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, Lérida. Abstracts & Poster Abstracts, 149-151.
- Feist, M. y Colombo, F. (1983): La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Geol. Méditerranéenne*, 10: 303-326.
- Freytet, P. (1973): Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits. With particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sediment. Geol.*, 10: 25-60.
- Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Ed. B. H. Purser. E. Schweizerbart'sche. Verlagsbuchhandlung. Stuttgart. 213 pp.
- Garrido Megías, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral, t. 1, 234 pp. Universidad de Zaragoza. Inédito.
- Ghibaudo, G.; Morelli, E.; Mutti, E.; Obrador, A.; Pons, J. M.; Ramasco, M., y Rosell, J. (1973): Facies y paleogeografía de la «Arenisca de Arén» (nota preliminar). *Act. Geol. Hispánica*, 8: 13-15.
- Goodwin, P. W. y Anderson, E. J. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93: 515-533.
- Hunter, R. E.; Clifton, H. E., y Phillips, R. L. (1979): Depositional processes, sedimentary structures and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon Coast. *J. Sediment. Petrol.*, 49: 711-726.
- Jones, C. M. (1977): Effects of varying discharge regimes on bedform sedimentary structures in modern rivers. *Geology*, 5: 567-570.
- Liebau, A. (1973): El Maestrichtiense lagunar («Garumniense») de Isona. *XIII Col. Europ. Micropal.*, España, 87-112.
- Megías, A. G. (1982 a): Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico surpirenaico. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 1005-1016.
- Megías, A. G. (1982 b): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congr. Latinoamericano de Geol.*, Argentina. Actas 1: 385-402.
- Mey, P. H. W.; Nagtegaal, P. J. C.; Roberti, K. J., y Hartevelt, J. J. A. (1986): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidsche Geol. Meded.*, 41: 221-228.
- Mutti, E.; Allen, G. P., Rosell, J. (1984): Sigmoidal cross stratification and sigmoidal bars. depositional features diagnostic of tidal sandstones. *5th European Regional Meeting of Sedimentology*, Marsella. Abstracts, 314-315.
- Nagtegaal, P. J. C.; Vliet, A. van, y Brouwer, J. (1982): Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sediment. Geol.*, 34: 185-218.

- Ore, T. H. (1964): Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Wyoming Contr. Geol.*, 3: 1-14.
- Pons, J. M. (1977): Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudistidos del Cretácico Sup. del prepirineo de la prov. de Lérida. Univ. Autónoma de Barcelona. *Publ. Geol.*, 3: 1-105.
- Riba, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Act. Geol. Hispánica*, 8, 3: 90-99.
- Rosell, J. (1967): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (provincia de Lérida). *Pirineos*, 21: 9-225.
- Schumm, S. A. (1977): *The fluvial system*. Jhon Wiley & Sons. Londres, 338 pp.
- Schumm, S. A. (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM Spec. Publ.*, 31: 19-29.
- Sgavetti, M.; Mutti, E.; Rosell, J., y Legarreta, L. (1984): Tectonically controlled depositional sequences in the Upper Cretaceous Aren Sandstone, South-Central Pyrenees, Spain. *5th European Regional Meeting of Sedimentology*, Marsella. Abstracts, 406-407.
- Simó, A. (1986): Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, 129: 205-231.
- Simo, A. y Puigdefábregas, C. (1985): Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, Southern Spain. *6th European Regional Meeting of Sedimentology*. Lérida. Excursion Guidebook, 63-108.
- Smith, N. D. (1971): Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 82: 3407-3420.
- Terwindt, J. H. J. (1981): Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: «Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin». *I.A.S., Spec. Publ.*, 5: 4-26.
- Vail, P. R.; Mitchum, J. R. Jr., y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part. 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: «Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration». *A.A.P.G. Memoir*, 26: 63-81.