

LA SERIE URGONIANA DEL VALLE DE KARRANTZA (APTIENSE-ALBIENSE, BIZKAIA)

M.A. López-Horgue, (*)
P.A. Fernández-Mendiola (*)
y J. García-Mondéjar (*)

RESUMEN

Este trabajo consiste en un estudio estratigráfico detallado de los materiales aflorantes en el Valle de Karrantza, provincia de Bizkaia, los cuales son totalmente asimilables al episodio urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Se trata de facies generalmente carbonatadas, que comprenden calcarenitas de borde de plataforma-talud proximal, margas, turbiditas y brechas calcáreas; hacia la mitad de la serie hacen su aparición facies terrígenas, configurándose entonces, una sedimentación de tipo mixto. La evolución vertical de la secuencia en su conjunto define un tránsito de plataforma a talud.

El talud es carbonatado-terrágeno, estando influenciado por aportes de sedimento calcáreo de la plataforma carbonatada occidental y de sedimento terrígeno turbidítico procedente de sistemas deltaicos meridionales. Niveles de resedimentación carbonatada en masa con megabrechas de clastos de hasta 300 m de longitud revelan el comportamiento destructivo periódico del margen de plataforma carbonatado.

ABSTRACT

An Urgonian section from the Karrantza Valley (Bizkaia province) has been stratigraphically analyzed. The facies are mainly calcareous and range from platform-margin and upper slope calcarenites to basinal marls, turbidites and calcareous breccias. From the middle part of the log upwards terrigenous facies intercalate, giving rise to a mixed carbonate-siliciclastic system. The vertical sequential evolution suggests a platform-to-slope gradual change, which derives from different sources. The western carbonate platform provided debris to the basin and the siliciclastic materials came from southerly derived deltaic systems. Resedimented megabreccia olistoliths up to 300 m reveal the periodic instability of the carbonate platform margin.

LABURPENA

Karrantzako Aranean (Bizkaian) agertzen diren eta orain arte ezezagunak diren Aptiar-Albiar garaiko materiale urgoniarretan, lan estratigrafiko zehatz bat burutu da. Eskualde honetan ikus daitezkeen fazieak karetsuak dira nagusiki, plataforma-ertz-arrapala-ezponda hurbileko kalkarenitak, margak, kalkarenita turbiditikoak eta bretxak izanik garrantzitsuenak; seriearen erdialdera, kuartzoko karearriak tartekatzen dira, sedimentazio mixtoaren adierazgarriak direlarik. Litologia hauen eboluzio bertikala aztertuta gero plataformatik ezpondarako iragaketa beha daiteke. Ezponda, materiale karbonatatu eta silizeoz osotutako ezponda mixtoa dugu, berau, mendebaldeko plataforma karbonatatutik datozen materialeen eta hegoaldeko sistema deltaikoko karearri turbiditikoaren eraginpean dagoelarik.

Bestalde, bretxaz osotutako geruzetan, 400 metrotarainoko klastoak aurki daitezke; geruza hauek, plataforma karbonatatuan, aldizka gertatzen ziren apurketen adierazgarriak ditugu.

Eboluzio hau ikertu ahal izateko, 900 metrotarainoko eta eskala ezberdinetako zutabe estratigrafiko zehatzak eraikiak izan dira, Karrantza, Escaleras eta Cuadro ibaien ertzetako afloramenduetaz baliatuz.

(*) Universidad del País Vasco. Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias. Apartado 644. 48080 Bilbao.

MARCO GEOGRAFICO

La zona de estudio se sitúa en el margen occidental de la provincia de Bizkaia (fig. 1). Comprende varias localidades y

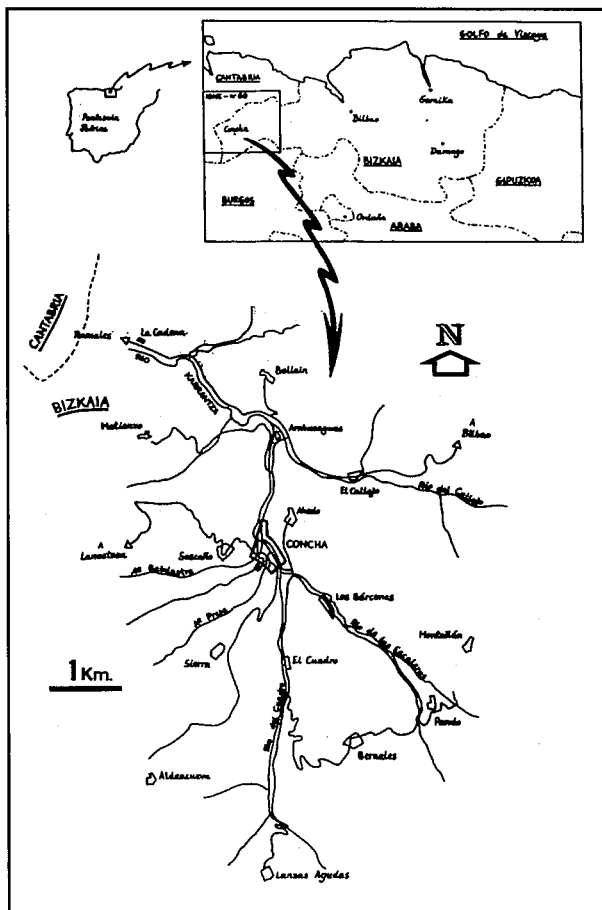


Fig. 1. Encuadre geográfico.

caseríos dispersos que configuran el municipio del Valle de Karrantza. El área queda topográficamente definida por los relieves calizos que se sitúan al norte, presentando cotas que rondan los 800 m, y por los montes de la Sierra de Ordunte situados al sur y formados por areniscas de edad supraurgoniana, con una cota máxima de 1.300 m.

En la zona centro se encuentra el valle propiamente dicho, con una cobertura vegetal bien desarrollada que dificulta las observaciones de afloramientos; no obstante, existe una amplia red fluvial representada por numerosos riachuelos tributarios al río Karrantza, que permiten la observación en sus cauces de una serie bastante continua.

La minería fue importante hasta hace una década, destacando las explotaciones de Pb-Zn de Matienzo (Gómez, 1989), hoy en día abandonadas. En Ambasaguas existe un horno de transformación de dolomita que se alimentaba en parte de unas canteras próximas.

La vía de acceso principal es la carretera comarcal 6.210, que discurre de este a oeste por la zona casi paralelamente al ferrocarril Santander-Bilbao; de Ambasaguas parte una carretera local que se ramifica en sentido sur distribuyendo la circulación a las distintas localidades del valle y al municipio de Lanestosa, colindante al oeste.

MARCO GEOLOGICO

Dentro del contexto general de la Cuenca Vasco-Cantábrica, delimitada por los macizos paleozoicos Asturiano, de la Demanda y Cinco Villas, el área de estudio se sitúa en un punto intermedio entre el dominio Peri-asturiano y el Arco Vasco (fig. 2).

Es en esta zona central de la Cuenca donde se desarrollaron los mayores depósitos mesozoicos y terciarios, estimándose para el Complejo Urgoniano una potencia máxima de unos 4.000 m, correspondientes a litologías diversas cuyas facies características son las calizas con rudistas requienidos del género *Toucasia* (Rat, 1959; IGME, 1973; García-Mondéjar, 1979; Pascal, 1985; Fernández-Mendiola, 1986).

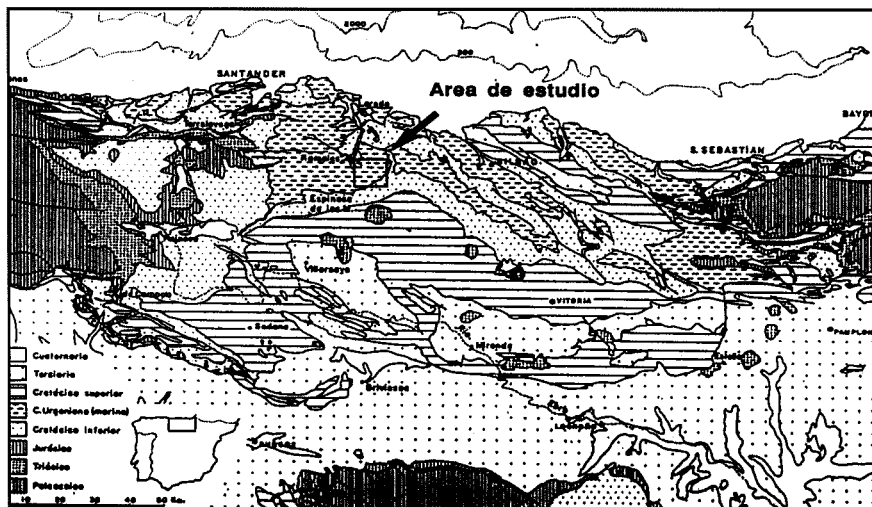


Fig. 2. Mapa geológico de la Cuenca Vasco-Cantábrica

El Valle de Karrantza corresponde geológicamente a una zona suavemente monoclinal sin apenas accidentes tectónicos, limitada al norte por materiales calizos de plataforma del Complejo Urgoniano y al sur por la serie lutítico-areniscosa del Complejo Supraurgoniano que adquiere hacia el sur mayores buzamientos y define importantes relieves (fig. 3). En el valle se pueden encontrar materiales del intervalo Aptiense superior-Albiense medio a superior que configuran una serie terrígeno-carbonatada de talud con importantes episodios de resedimentación. Esta serie va adquiriendo gradualmente carácter más terrígeno, y evoluciona verticalmente al Complejo Supraurgoniano netamente terrígeno.

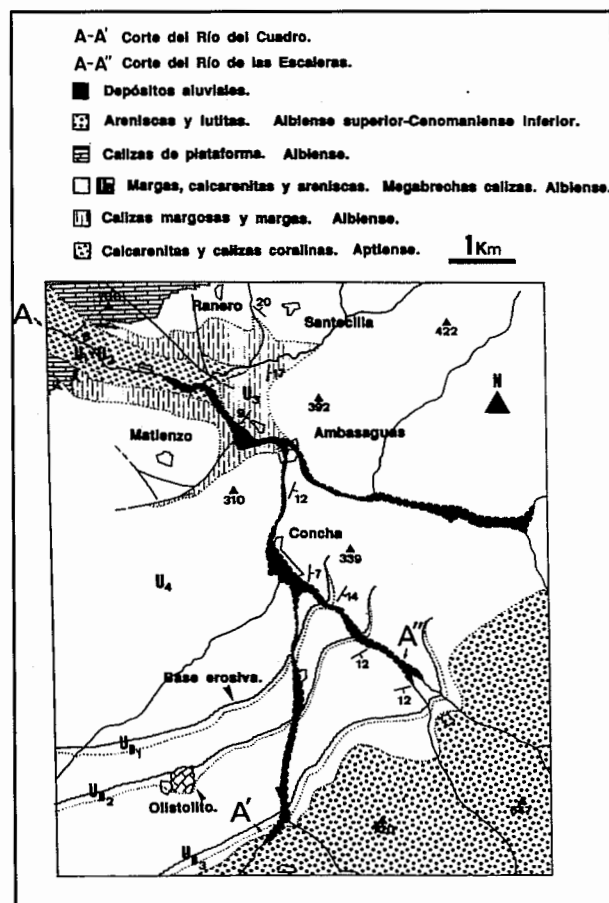


Fig. 3. Cartografía geológica del Valle de Karrantza.

ESTRATIGRAFIA-SEDIMENTOLOGIA

Los materiales aflorantes en el Valle de Karrantza corresponden al denominado Complejo Urgoniano (Rat, 1959). Posteriores estudios (García-Mondéjar, 1979) han revelado para este Complejo una diferenciación secuencial y una compleja paleogeografía. En nuestra área, el intervalo de tiempo en el que se desarrolló el episodio urgoniano comprende el Aptiense-Albiense superior, estando relacionado con un infra-

yacente Purbeck-Weald de ambientes continentales y de transición y a techo con la serie terrígena marina supraurgoniana.

La sedimentación urgoniana se desarrolló en un ámbito general de cuenca epicratónica con áreas ligeramente positivas causadas por movimientos tectónicos sinsedimentarios, todo ello ligado a una etapa general transgresiva asociada a la apertura del Golfo de Bizkaia.

El Valle de Karrantza sólo deja aflorar parcialmente la serie urgoniana, integrando materiales variados, tales como margas, areniscas, calcarenitas y brechas, relacionadas con un talud deposicional adyacente a un borde de plataforma carbonatada (fig. 4).

A pesar de la mala calidad de parte de los afloramientos, se ha podido realizar una división en cuatro unidades estratigráficas principales, bien diferenciadas litológica y sedimentológicamente.

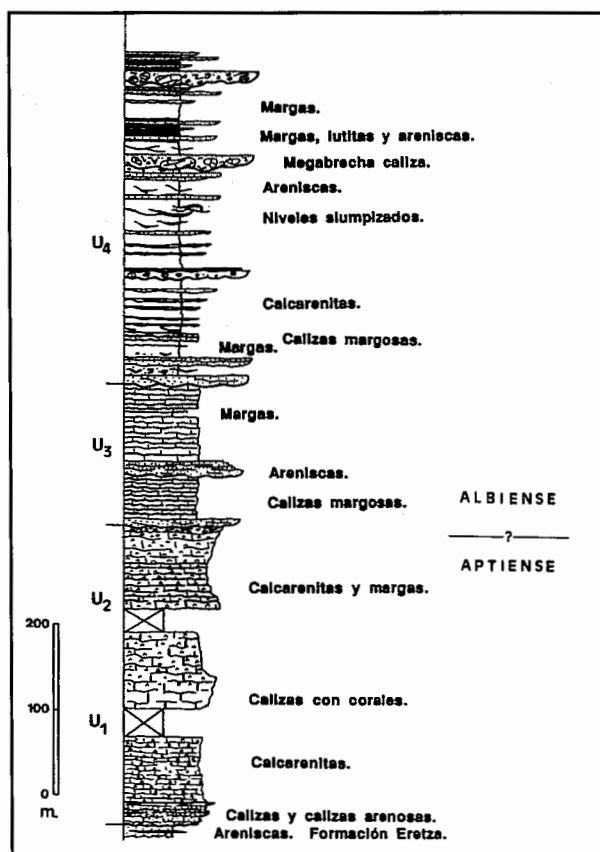


Fig. 4. Sección estratigráfica del Valle de Karrantza.

UNIDAD U₁

Está formada por una sucesión de 240 m de espesor de facies calcareníticas, generalmente de grano medio-grueso y algún episodio de calizas micríticas en facies packstone-wackestone (fig. 5).

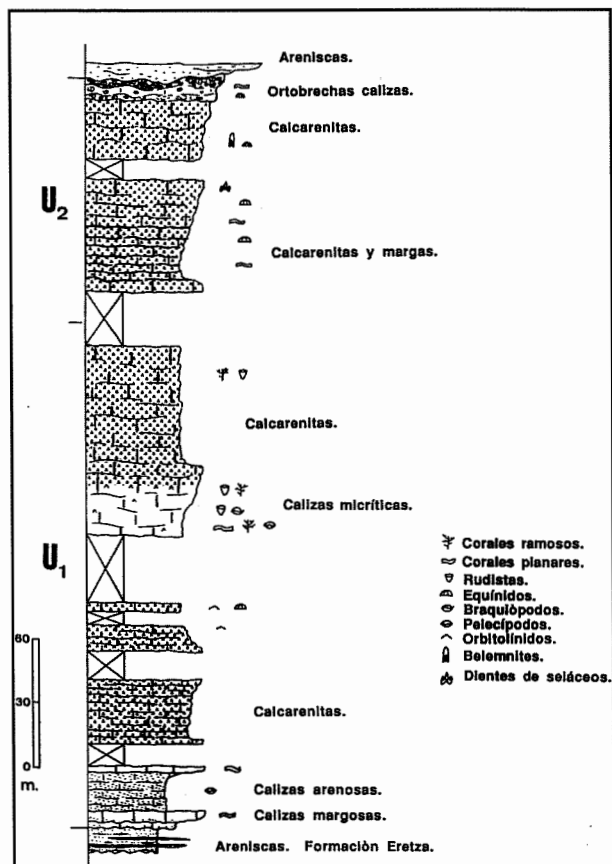


Fig. 5. Sección estratigráfica de las unidades U-1 y U-2. Corte del Río Karrantza entre Venta La Perra y Molinar.

Su infrayacente es una unidad terrígena de edad Barremiense-Aptiense inferior asimilable a la denominada Formación Eretza (García-Mondéjar, 1982). Esta unidad está caracterizada por facies areniscosas ricas en material arcilloso, con estructuras tractivas tales como estratificación cruzada y laminación de ripples. Se atribuye a un medio de plataforma marina abierta con áreas comparativamente más someras y, en general, de gran extensión superficial.

La serie carbonatada comienza con la implantación gradual de facies calizas ricas en matriz arcillosa, las cuales evolucionan hacia techo a calizas micríticas con corales. Asimismo, se encuentran intercaladas también calizas arenosas con estratificación cruzada, representando áreas todavía sometidas a la influencia de un dispositivo terrígeno semejante al de la unidad basal.

Los niveles calcareníticos no ofrecen estratificación interna patente. El tamaño de grano de las facies grainstone oscila entre fino-medio y muy grueso, según los tramos, observándose una organización interna con tamaños de grano mayores hacia techo en varios paquetes basales. Los granos son generalmente bioclastos de variado origen: bivalvos, corales, foraminíferos, briozoos, rudistas y gasterópodos, etc. En los niveles packstone-wackestone se ha podido observar una macro-

fauna bien conservada de corales, principalmente; existen niveles donde las orbitolinas pueden ser dominantes, mientras que equínidos y braquiópodos son asimismo observables.

Las relaciones estratigráficas observadas, el bajo grado de madurez textural de los granos unido a la falta casi total de estratificación, hace suponer para estas facies un medio de borde de plataforma dominado por shoals arenosos (Scoffin, 1987), que generalmente no ofrecen estructuras a excepción de una ligera granoselección negativa debida al tamizaje cinético provocado por los choques entre granos, observable hacia el muro de la unidad.

En la parte superior de la unidad, la presencia de organismos bioconstructores y el desarrollo de facies micríticas, nos indican un medio por debajo del nivel de base del oleaje, con calma relativa. La presencia, en ocasiones, de fracción bioclástica en las facies micríticas puede ser indicativa de la coetaneidad con el desarrollo de los grainstones. El primer episodio de facies micríticas se localiza hacia mitad de la unidad, para posteriormente dejar paso a un último tramo de tendencia general granopositiva, que evoluciona de facies grainstone de grano grueso a facies grainstone de grano medio a fino con algún pequeño desarrollo de packstones. Esta última parte podría indicar una ligera profundización relativa de la plataforma-rampa, pasando progresivamente hacia techo a facies de grano más fino, con presencia además, en los últimos metros, de finos tapices margosos de escasa extensión lateral.

UNIDAD U₂

El paso gradual de U₁ a U₂ hace difícil establecer un límite preciso, definiéndose éste en el momento a partir del cual los tapices margosos ofrecen mayor extensión lateral, pudiendo así desarrollarse una estratificación marcada (fig. 5).

Esta unidad consta de niveles de grainstone generalmente de grano medio, de potencias entre 0.4 y 1 m, separados entre sí por finos tapices margosos de hasta 1 cm de espesor con buena continuidad lateral, los cuales llegan a definir en ocasiones pequeñas capas internas. Los bioclastos pertenecen a una fauna similar a la descrita para la unidad U₁. Los contactos entre niveles son alabeados; no presentan estructuras internas, pudiéndose observar un ligero incremento de potencias y tamaño de grano hacia techo de la unidad. Las margas presentan laminación paralela muy fina adaptada a las superficies onduladas de los estratos.

Se ha encontrado como macrofauna acompañante, abundantes ejemplares de equínidos (erizos), rostros de belemnoides y piezas dentales de seláceos de hasta casi 1 cm.

Hacia el techo de la unidad se localiza un nivel brechoide calcáreo de aproximadamente 9,5 m de espesor, con textura clast-supported, heterométrico (clastos entre 0.5 y 10 cm) y poligénico (clastos de micrita y calcarenita). Su superficie basal es erosiva y su techo relativamente plano, con escasa matriz arcillosa y sin estructuras internas. Sobre la unidad, y de manera brusca, se dispone un nivel de areniscas perteneciente a la unidad U₃.

En general, la unidad U_2 representa una profundización relativa en las condiciones de la plataforma-rampa respecto a la unidad U_1 , pudiéndose así desarrollar facies margosas inexistentes hasta ahora, que implican decantación en condiciones de relativa tranquilidad. Esta idea es corroborada por la existencia de restos fósiles de animales neotónicos (dientes de tiburón y belemnoides), que paleoecológicamente están indicando un ambiente marino de clara conexión con vías oceánicas de circulación abierta y relativa profundidad (Scholle et al., 1983).

La presencia de un nivel brechoide con clastos micríticos y calcareníticos hacia techo de la unidad, sugiere una resedimentación probablemente submarina, sin excesivo transporte; la explicación de que no se encuentre apenas matriz arcillosa en esta brecha puede ser que los fenómenos de compactación diferencial hicieron perder la fracción arcillosa, y/o que, previamente, apenas había material fino disponible para el transporte.

Los contactos alabeados observados entre estratos pueden ser debidos a compactaciones diferenciales por la presencia de tapices margosos inter-banco (Ver Ricken, 1986 y Bathurst, 1987); otros efectos diagenéticos son la existencia de pequeñas masas irregulares de hasta 1 cm de grosor de sulfuros de hierro, que pueden ligarse a un ambiente localmente reductor. La existencia de silicificaciones a pequeña escala (masas irregulares de pocos centímetros), está probablemente asociada a diagénesis temprana y migración de sílice de las espiculitas en el ambiente de enterramiento somero.

UNIDAD U_3

Los afloramientos de esta unidad marcan el inicio del corte a favor del río Karrantza y afluentes tributarios, pudiéndose así realizar de manera relativamente continua hasta el Complejo Supraurgoniano.

Esta unidad comienza con la aparición del primer episodio terrígeno en la zona (fig. 6). Consta éste de unos 10 m de areniscas de cuarzo ricas en bioclastos, de grano grueso y organizadas en niveles de orden métrico. No presentan estructuras internas y poseen base erosiva y techo plano. Pueden ser el resultado del relleno de un amplio canal submarino con corrientes de densidad, quizás asociadas a algún aparato distribuidor deltaico meridional.

A continuación comienza un intervalo de calizas margosas y margas, entre las que se puede distinguir algún nivel delgado calcarenítico con laminación paralela. Las calizas presentan tránsito gradual a las margas, y sus potencias oscilan entre 15 y 50 cm.

Conforme se avanza hacia la mitad de la unidad, se puede observar la aparición de calizas micríticas limosas con laminación paralela en niveles de 10 a 30 cm. Se atribuyen a condiciones marinas poco energéticas, con decantación predominante, pero con la influencia de corrientes tractivas débiles capaces de transportar algo de material limoso y definir laminación incipiente. Estos niveles dejan paso a calcarenitas margosas de grano fino en niveles de no más de 30 cm de

espesor, que en ocasiones muestran acunamientos rápidos, pudiéndose definir una morfología de canal laxo. Carecen casi por completo de estructuras internas, a excepción de algunos niveles con laminación paralela. Podrían haberse originado a partir de corrientes de turbidez diluidas que con escasa energía cinética, habrían aprovechado depresiones pre-existent, confinándose y definiendo canales laxos (compensación; ver Colacichi & Balanza, 1986 y Mullins & Cook, 1986). Un segundo episodio de 14 m de areniscas de cuarzo de grano grueso hace su aparición hacia la mitad de la unidad. De características muy similares al episodio siliciclástico basal, poseen, a diferencia del mismo, mayor contenido arcilloso y se organizan en una secuencia de carácter estratodecreciente. Quizás signifiquen otro relleno de canal submarino por corrientes de densidad asociadas a algún foco deltaico meridional.

Posteriormente, la unidad adquiere un carácter eminentemente margoso, como resultado de una etapa de nula resedimentación en el talud, que favoreció el desarrollo de calizas margosas. Esta evolución indica una profundización relativa del ambiente de depósito.

En general, la unidad U_3 presenta caracteres de un medio de rampa carbonatada caracterizada por un desarrollo generalizado de facies finas que implican una lejanía relativa del área de mayor productividad orgánica. La bioturbación en margas es indicativa de períodos de calma relativa en el sustrato; no obstante, la presencia de organismos bentónicos y

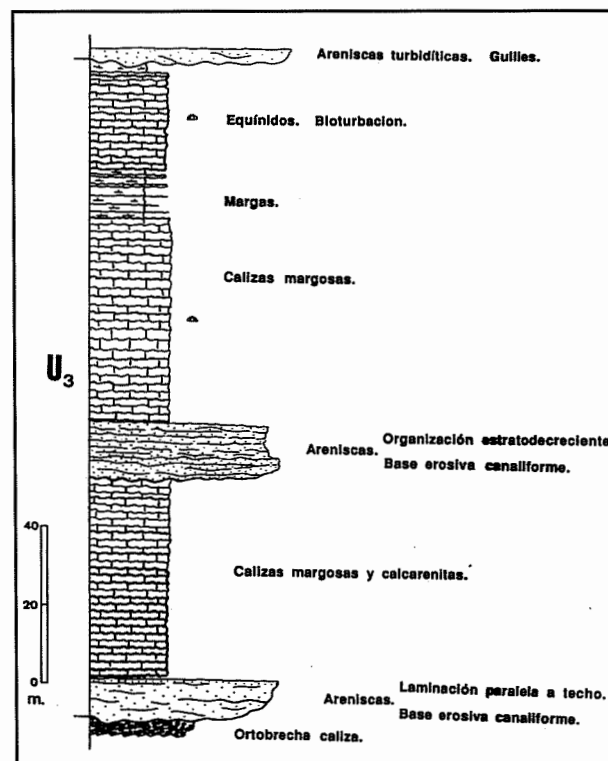


Fig. 6. Sección estratigráfica de la unidad U_3 . Corte del Río Karrantza entre Molinar y Ambasaguas.

sus restos de actividad orgánica no es frecuente y está poco desarrollada, indicando que el ambiente era relativamente hostil para el desarrollo de fauna. En algunos niveles calcareníticos se pueden observar burrows subverticales (así como perforaciones de equínidos) que pueden indicar una huida rápida del organismo por la llegada de la corriente de densidad. En cuanto a la organización de las calcarenitas cabe indicar que existe una evolución clara hacia techo de la unidad, pasándose de muy escasa o nula organización a estructurarse en niveles canaliformes laxos. Los aportes siliciclásticos, no generalizados en la serie, ofrecen acúñamientos hacia el Norte, siendo indicativos de la influencia periódica de dispositivos deltaicos meridionales. Por el momento no podemos precisar si su aparición obedece a causas auto o alocíclicas, aunque parecen más probables estas últimas.

UNIDAD U₄

Dicha unidad viene limitada a muro por la aparición de un nuevo episodio de areniscas de cuarzo. Se trata de areniscas que implican conexión del talud carbonatado con sistemas terrígenos probablemente deltaicos, que se desarrollaban coetáneamente con la plataforma carbonatada, en una zona próxima situada al sur, de acuerdo con análisis de paleocorrientes (figs. 4 y 7).

La unidad consta básicamente de margas y calcarenitas de origen turbidítico con organización secuencial negativa y areniscas silíceas organizadas también en secuencias negativas, configurando un talud deposicional de tipo mixto. Esta sedimentación sólo es interrumpida por el depósito de niveles de megabrechas con olistolitos calizos (fig. 4).

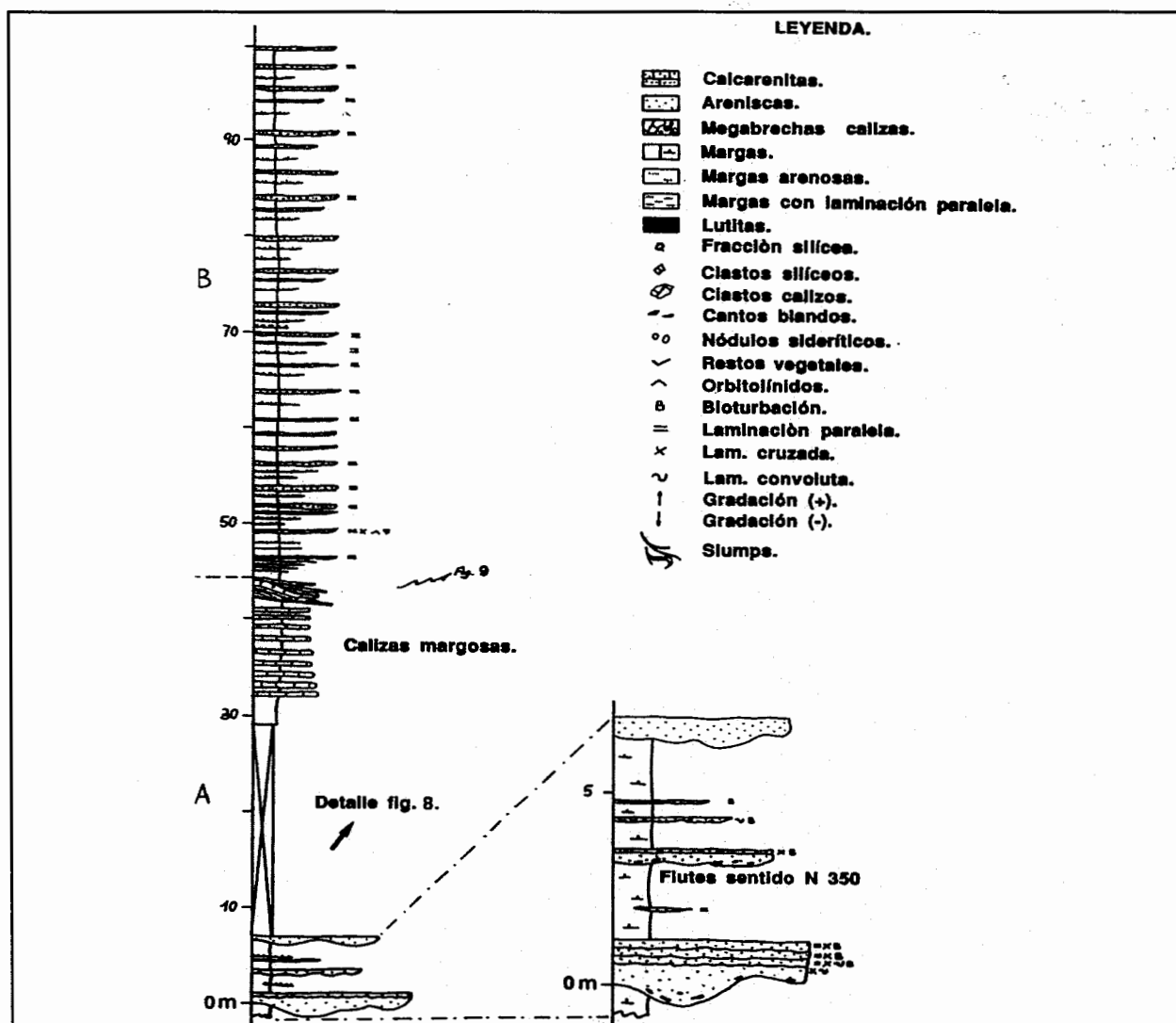


Fig. 7. Sección estratigráfica de la unidad U-4. Tramos A-B. Río de las Escaleras.

Ha sido necesaria una división de la unidad en cuatro tramos en base a la ordenación secuencial basada en los episodios brechoides y al régimen de estabilidad del talud. El estudio de campo ha podido ser realizado en dos cortes distintos correlacionables en base a los episodios anteriormente mencionados.

U₄ - TRAMO A

Da comienzo con la primera aparición de material terrígeno, inmediatamente sobre la Unidad U₃. Dicho material está constituido por areniscas silíceas, generalmente de grano grueso y con cemento carbonatado, que ofrecen una organización secuencial positiva (fig. 8). El techo del tramo, con un total de unos 45 m, viene definido por la primera aparición de facies de resedimentación en masa (figs. 7 y 9) que representan la iniciación de una etapa de inestabilidad en el talud que se prolongó en el tiempo hasta, por lo menos, el fin de la sedimentación carbonatada en el área.

El tramo comienza con areniscas silíceas de grano grueso de hasta 1 m de espesor, reposando directamente sobre margas, con base erosiva muy irregular de tipo canaliforme (fig. 8). Su parte inferior no presenta apenas estructuras, a excepción de suaves laminaciones cruzadas discontinuas que pueden evolucionar a convolutas hacia techo; incorpora cantos blandos en su base y en general muestra gradación positiva. La parte superior ofrece tres superficies de erosión que separan sendos niveles de hasta 30 cm de espesor de grano grueso-medio, donde se pueden distinguir laminaciones paralelas en la base y cruzadas o convolutas en techo; también presentan algo de bioturbación. Subiendo en la serie aparecen margas con algún pequeño canal laxo centimétrico de arenisca silícea con laminación paralela; posteriormente se encuentran areniscas silíceas estratodecrecientes de grano grueso a medio que pueden incorporar cantos blandos en su base y ofrecer alguna estructura laminada cruzada o convoluta; la bioturbación está igualmente presente. En uno de los niveles se observan marcas de muro (flutes) que indican claramente aportes provenientes del S (ver Fig. 7). Las estructuras encontradas

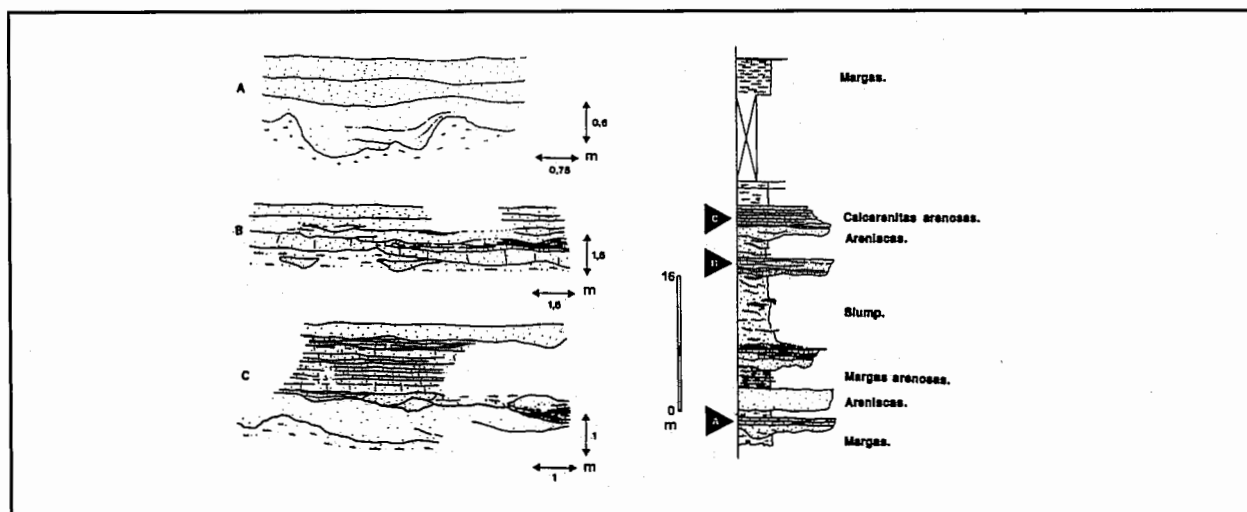


Fig. 8. Ejemplos de rellenos multipisódicos de canales de talud (gullies). Base de U-4. Corte de la carretera en Ambasaguas (dirección W-E).

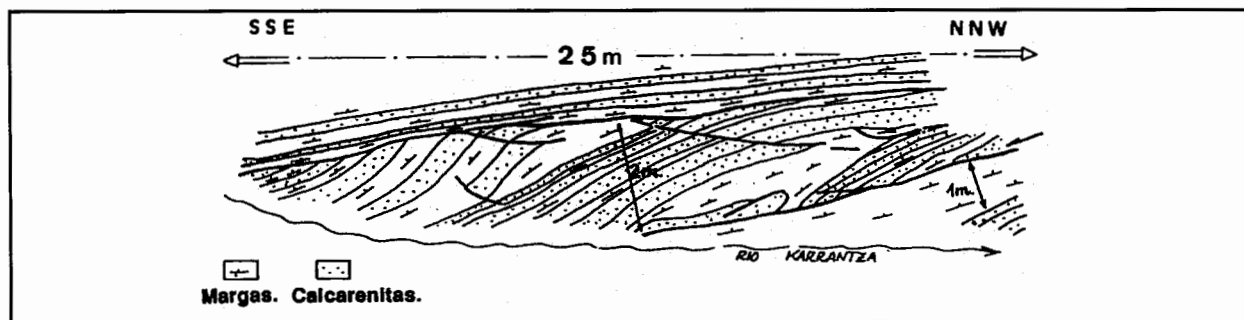


Fig. 9. Slump en la serie de calcarenitas y margas de la base de la unidad U-4.

en las areniscas, su disposición en niveles intermitentes y su aspecto canaliforme y erosivo, hacen pensar en un origen debido a corrientes de turbidez de cierta competencia, que pudieran erosionar en parte el sustrato, definiendo así rellenos multiepisódicos de canales de talud o "gullies" N. Estas corrientes concentradas habrían evolucionado distalmente a turbiditas más diluidas. Asimismo se observa una secuencia positiva general dentro del episodio terrígeno, encontrándose turbiditas cada vez menos potentes y de grano menos grueso, indicando un abandono o retrogradación del sistema de canales de talud. El origen de las corrientes de turbidez podría haber estado en sucesivos "desplomes" hacia zonas de talud de material perteneciente a barras de distribuidores deltaicos de procedencia meridional.

El techo del tramo "A", antes del primer episodio importante de deslizamiento gravitacional en masa, posee caracteres de facies asimilables a un talud estable, con desarrollo de margocalizas y algunas calcarenitas.

U₄ - TRAMO B

Con una potencia que oscila entre los 90 m (corte este) y unos 115 m (corte oeste), está compuesto principalmente por niveles calcareníticos organizados en secuencias negativas

métricas, alternantes con margas; hacia techo del tramo empiezan a aparecer areniscas silíceas que configuran pequeñas secuencias positivas, y se termina con niveles brechoides de naturaleza carbonatada que configuran un subtramo de unos 20 m (Ub₁, ver Fig. 10).

El comienzo del tramo viene caracterizado por un desarrollo generalizado de turbiditas calcáreas de grano fino alternantes con margas, que se organizan en secuencias negativas de aproximadamente 3 m de espesor. Los niveles turbidíticos oscilan desde potencias de 10-15 cm para los términos basales de la secuencia hasta 30-40 cm para los paquetes superiores. A menudo, los estratos superiores de las secuencias presentan laminación paralela, difícil de distinguir en los estratos finos, algunos de los cuales poseen morfología canaliforme laxa; se observan acúñamientos laterales relativamente rápidos incluso en los niveles más potentes. Este tipo de turbiditas de carácter relativamente diluido y su organización secuencial sugieren progradaciones de pequeños lóbulos turbidíticos cuya fuente de material radicaría en posibles shoals del borde de la plataforma carbonatada. La sedimentación normal del talud-turbiditas alternando con margas autóctonas se vio perturbada por fenómenos de deslizamiento en masa de materiales, sobre todo hacia el techo del tramo y en el corte oeste (fig. 11).

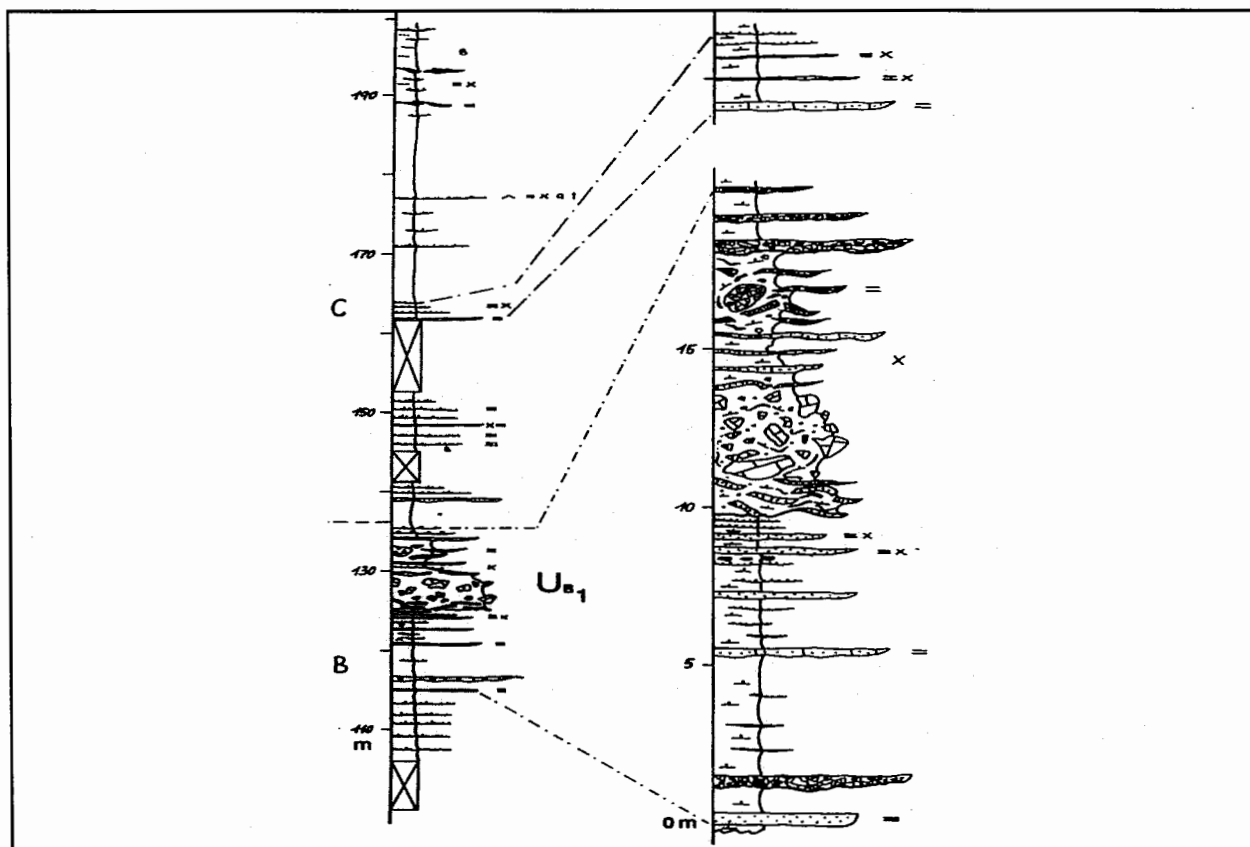


Fig. 10. Sección estratigráfica de la unidad U-4. Tramos B-C. Río de las Escaleras. Clave de símbolos como en Fig. 7.

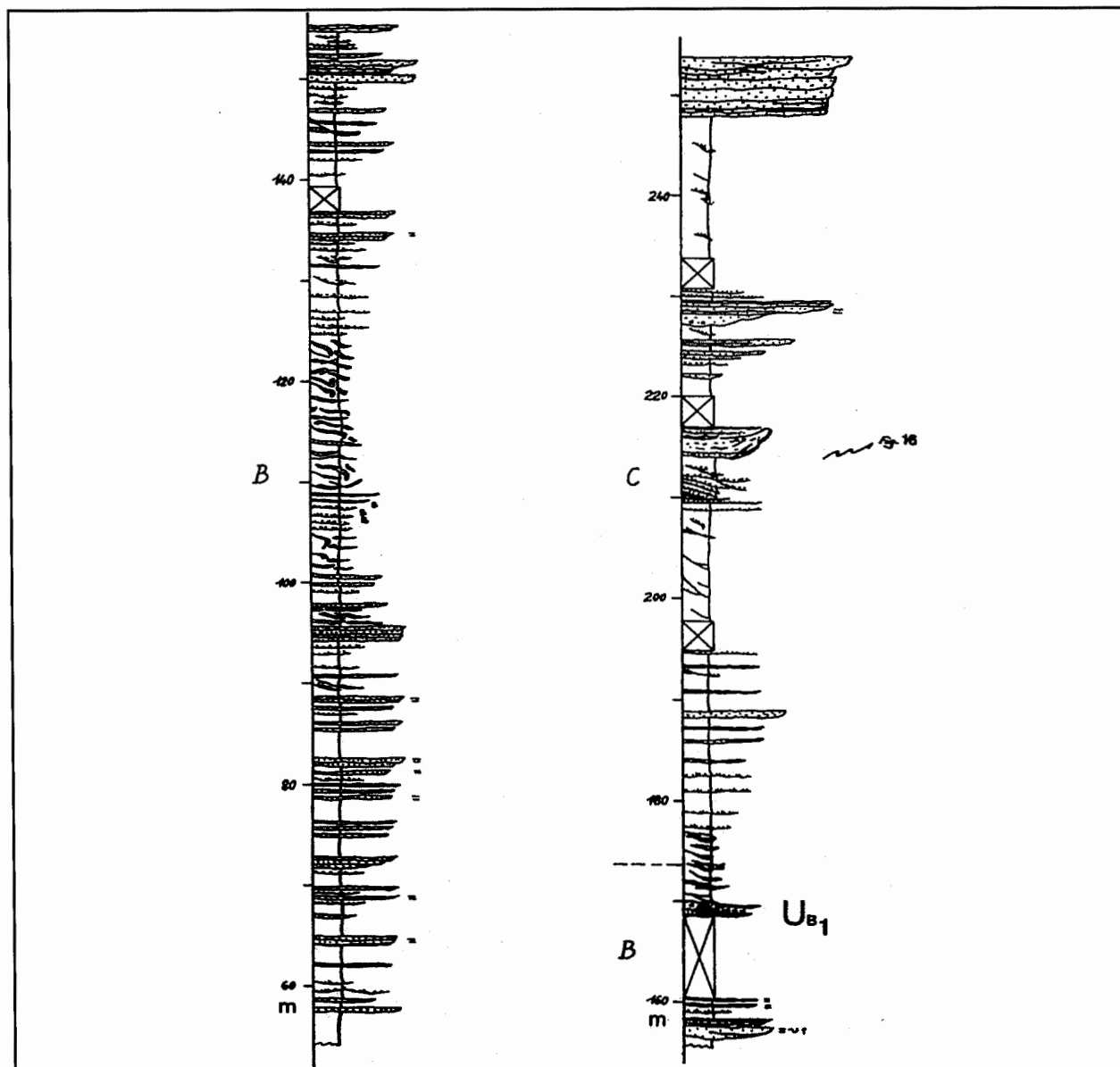


Fig. 11. Sección estratigráfica de la unidad U-4. Tramos B-C. Río del Cuadro. Clave de símbolos como en Fig. 7.

Las areniscas silíceas de la parte superior del tramo son generalmente de grano grueso a medio, y se organizan en pequeñas secuencias positivas grano y estratodecrecientes. Los niveles basales de dichas secuencias tienen carácter erosivo y, en ocasiones, multiepisódico, presentando a veces estructuras internas tales como granoselección positiva, laminación paralela y convoluta (T_{ac}) o laminación paralela y cruzada (T_{bc}). Se interpretan como rellenos de canal-lóbulo dentro de un sistema turbidítico ligeramente retrogradante, con posible origen en barras frontales de distribuidores de un sistema deltaico. Este tipo de secuencias se observa sobre todo en el corte oeste.

El techo del tramo está constituido por un episodio brechoide calizo (figs. 10 y 11), caracterizado por poseer facies de parabrechas con abundante matriz margosa y clastos desde tamaño milimétrico hasta 2 m de diámetro observable. Los clastos son de naturaleza grainstone y de facies micríticas de plataforma con abundante fauna de rudistas y corales; otros son de ortobrechas e incluso de turbiditas calcáreas, pudiéndose encontrar niveles de éstas deformados plásticamente. Estas parabrechas no presentan organización interna alguna. Su depósito está relacionado con flujos de derrubios de alta densidad, que localmente evolucionaron a corrientes de turbidez (colas de debris-flow).

Tanto en la parte basal del tramo brechoide como hacia su techo, se encuentran niveles de ortobrechas canaliformes con cantos de 1 a 10 cm de diámetro, de naturaleza grainstone generalmente (fig. 10); no presentan tampoco estructuras internas, aunque los niveles de techo parecen disponerse en una pequeña secuencia positiva grano y estratodecreciente, que culmina con parabrechas. Estos niveles de ortobrechas pueden atribuirse a flujos de derrubios poco cohesivos en principio, que habrían evolucionado a flujos más cohesivos en momentos posteriores y áreas más distales; la secuencia positiva de techo podría indicar un comienzo de la profundización relativa del sistema.

Todo el episodio brechoide puede representar una caída relativa del nivel del mar, fase culminante de un estadio de somerización general sugerido para el tramo B. Los aportes silíceos que se localizan en posición infrayacente a la brecha s.I. podrían indicar la relativa aproximación hacia el talud de un sistema deltaico, sugiriendo los pulsos iniciales de la somerización.

U₄ - TRAMO C

Se ha diferenciado este tramo entre la brecha del tramo B (Ub-1, figs. 10 y 11) y el segundo episodio de igual naturaleza que se desarrolla en la serie (Ub-2, figs. 12, 13 y 14). Su potencia oscila entre 135 m (corte este) y 100 m (corte oeste).

Su parte basal está constituida por calcarenitas y margas alternantes y algunos niveles de areniscas silíceas. Tanto aquéllas como estas últimas tienen potencias que no sobrepasan 25 cm de espesor. Las calcarenitas se organizan en secuencias positivas de orden métrico correspondientes, quizás, al abandono de pequeños lóbulos turbidíticos. Poseen laminación paralela y ocasionalmente cruzada. Las areniscas de cuarzo se disponen en secuencias negativas de orden métrico, originadas probablemente por progradación de lóbulos turbidíticos menores de zonas distales de prodelta; tienen ocasionalmente laminación paralela y cruzada (T_{bc}). Las calcarenitas llegan a mostrar canalizaciones laxas aisladas entre series eminentemente margosas, dejando paso a secuencias negativas de areniscas silíceas hacia techo del tramo.

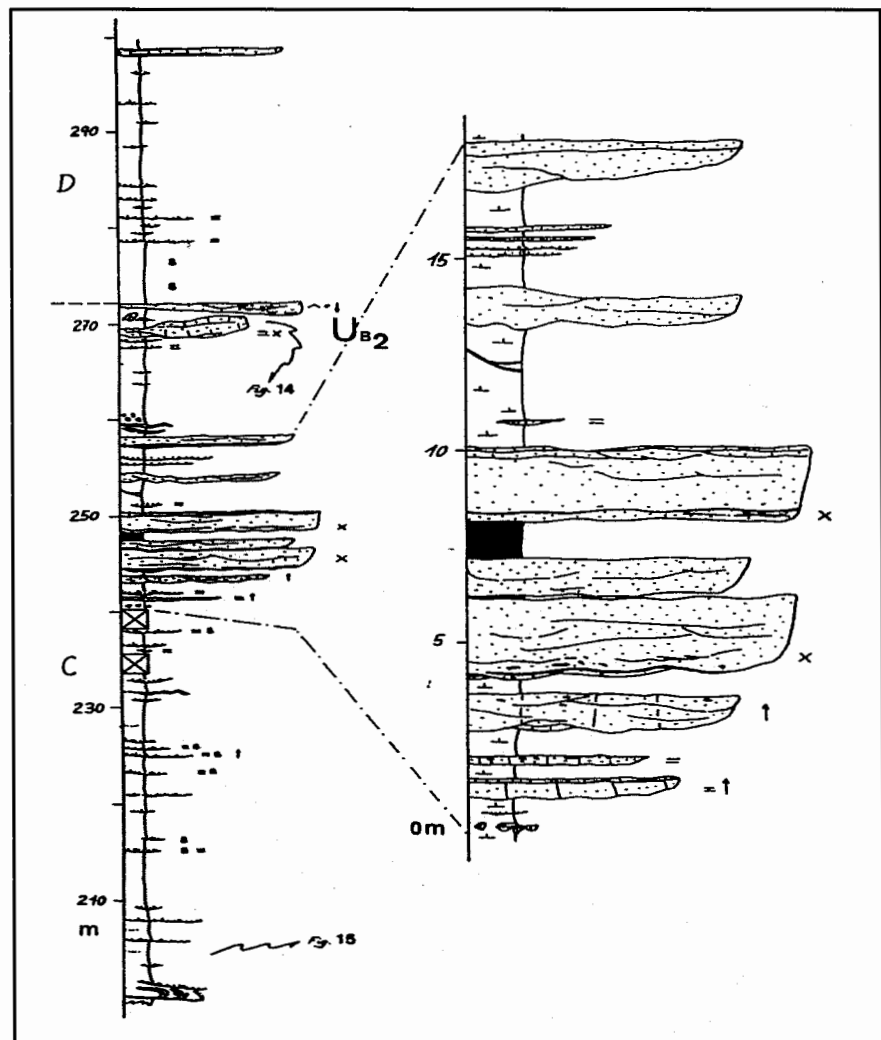


Fig. 12. Sección estratigráfica de la unidad U-4. Tramos C-D. Río de las Escaleras. Clave de símbolos como en Fig. 7.

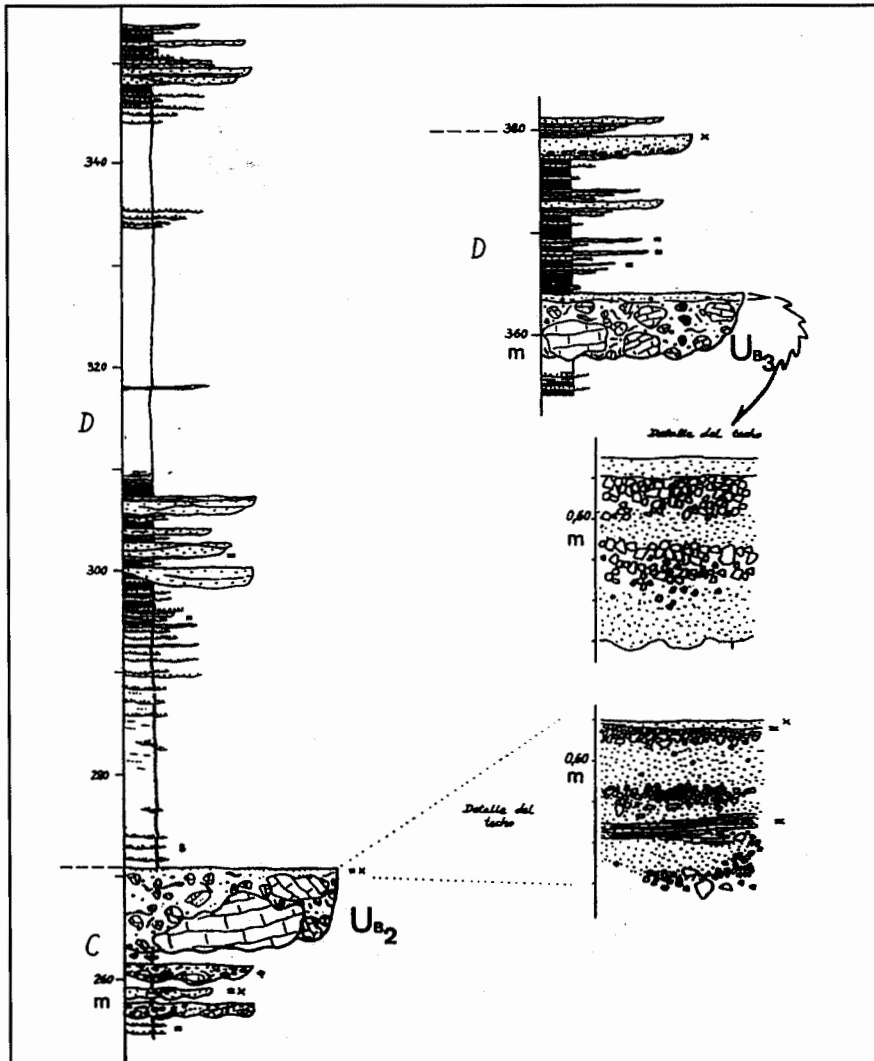


Fig. 13. Sección estratigráfica de la unidad U-4. Tramos C-D. Río del Cuadro. Clave de símbolos como en Fig. 7.

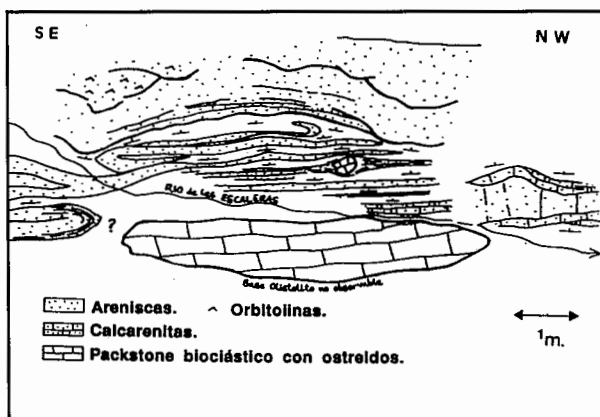


Fig. 14. Megabrecha Ub-2 y depósitos de slump suprayacentes. Tramo C de la unidad U-4. Río de las Escaleras.

Son frecuentes facies deslizadas (sliding) y superficies de despegue (scars) en todo el tramo, las cuales sugieren inestabilidades gravitatorias importantes en el área de sedimentación.

Hacia la mitad del tramo, en el corte del Río de las Escaleras (metro 200 de la columna de la figura 12), se puede observar una relación angular entre capas turbidíticas calcareníticas (figs. 12 y 15), que se interpretan como un fenómeno de abertura local de capas en el talud, quizás relacionado con topografías irregulares derivadas de un deslizamiento gravitatorio importante precedente.

Hasta la aparición generalizada de areniscas de cuarzo, el talud mixto sufrió posiblemente una profundización relativa; las turbiditas calcáreas no ofrecen ordenamiento secuencial y forman niveles muy finos (1-10 cm), asimilables a corrientes de turbidez distales, acompañadas de fenómenos de deslizamiento.

La mitad superior de la columna posee niveles de arenisca de grano medio a grueso, estructurados en ocasiones en

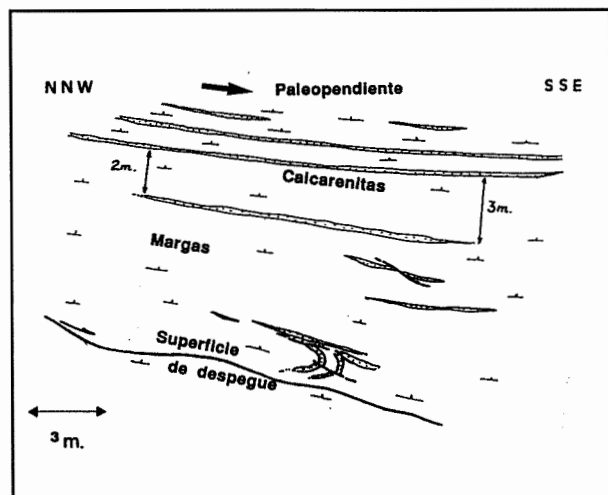


Fig. 15. Abertura de capas en facies margosas de cuenca. Tramo C de la unidad U-4. Río de las Escaleras.

secuencias negativas grano y estratocrecientes (figs. 11 y 12); los estratos individuales de arenisca oscilan entre 15 cm y 2 m de potencia y ofrecen, a lo sumo, laminación paralela o cruzada. Los niveles más potentes son multiepisódicos y tienen carácter erosivo, llegando a incorporar cantos blandos en su base; corresponden a rellenos turbidíticos de canales de talud posiblemente relacionados con lóbulos deltaicos progradantes. Al igual que en el tramo anterior, pueden sugerir el inicio de una somerización que culmina con el depósito en el talud de megabrechas carbonatadas (Ub 2; figs. 12, 13 y 14).

Estos niveles de megabrechas comienzan con parabrechas canaliformes cuyos clastos, de 1-2 cm a 4-5 m de máxima longitud, son de naturaleza micrítica y, en parte, areniscosa; su matriz incluye abundantes restos de orbitolinas. La potencia máxima de estas parabrechas oscila entre 3 y 4 m. Su origen se atribuye a flujos de derrubios de alta densidad, a juzgar por su capacidad de transporte y su contenido en marga; no poseen estructuras internas. El tramo brechoide Ub-2 culmina con un nivel de parabrecha no canalizada heterométrica

de 8 m de espesor, que incluye verdaderos fragmentos de plataforma carbonatada de hasta 20 m de dimensión máxima y megaclastos areniscos de hasta 10 m. Este nivel posee a techo calcarenitas turbidíticas con granoselección positiva a escala centimétrica y con laminación paralela y cruzada (Fig. 13). Su origen radica en flujos de derrubios a gran escala y las turbiditas de techo se pueden interpretar como una cola de debris-flow.

La megabrecha Ub-2 evoluciona hacia el oeste (en dirección al margen de plataforma) hacia fragmentos o bloques de mayor tamaño, llegándose a localizar en las proximidades del barrio de Aldeacueva un olistolito de casi 400 m de largo, que representa el de mayor dimensión de la Cuenca Vasco-Cantábrica encontrado hasta la fecha.

U₄ - TRAMO D

Esta última parte de la Unidad U₄ no es observable completamente en el Río de las Escaleras, pero sí ofrece un corte total en el Río del Cuadro (zona oeste). Comienza con facies margosas que contienen calcarenitas turbidíticas canalizadas con laminación paralela ocasional. No se llegan a observar secuencias en las capas calcareníticas, a excepción de una negativa muy clara hacia techo del tramo (figs. 13 y 17). Sin embargo, sí se pueden distinguir niveles de areniscas de cuarzo ordenadas en secuencias negativas, alternantes con lutitas y/o margas; poseen tránsito vertical gradual a lutitas y pueden presentar fracción limosa y estructura laminada. Su tamaño de grano oscila entre medio y grueso y las potencias de sus estratos van de 10 cm a 1 m; los paquetes más potentes son generalmente multiepisódicos, y se pueden considerar de relleno de canal de talud. También se distinguen secuencias menores de carácter positivo, cuyo origen se atribuye a desbordamientos evanescentes con el tiempo de turbiditas de canal o a etapas de abandono de lóbulo. Sistemas deltaicos pueden ser la fuente de alimentación de estos aparatos turbidíticos.

Hacia techo encontramos la tercera megabrecha de la unidad (Ub-3). Se trata de un nivel de parabrecha de 6 m de

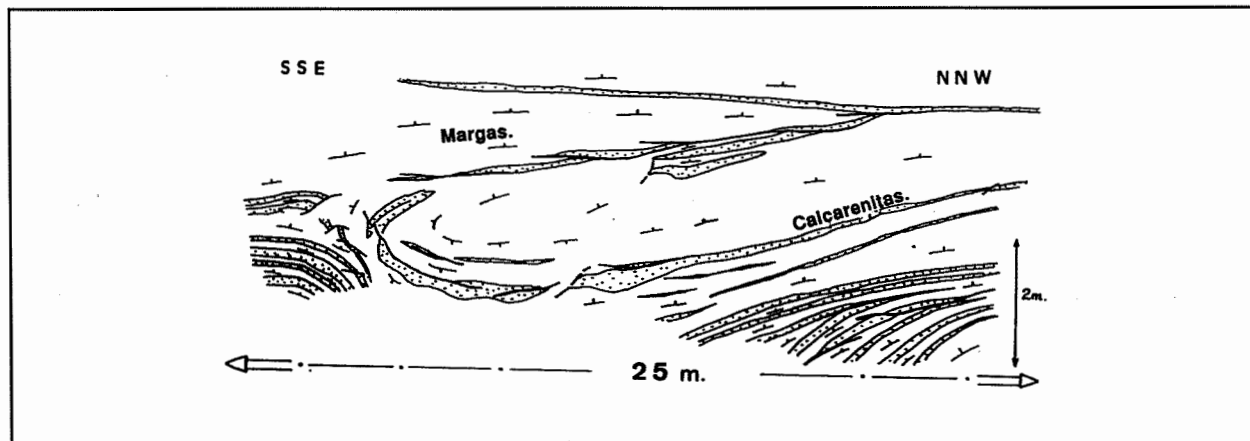


Fig. 16. Ejemplo de facies de slump características de la unidad U-4. Río del Cuadro.

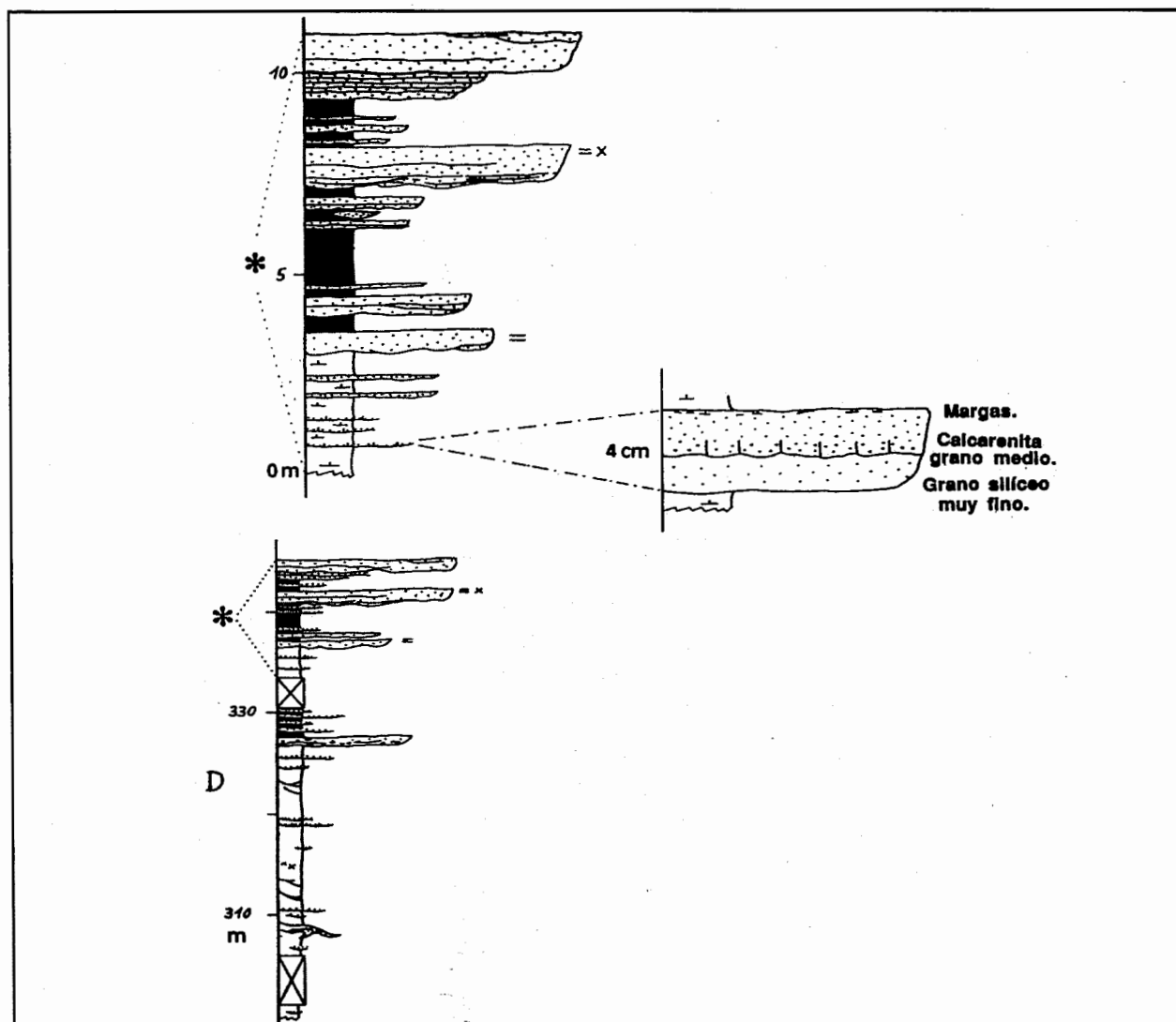


Fig. 17. Sección estratigráfica de la unidad U-4. Tramo D. Río de las Escaleras. Clave de símbolos como en Fig. 7.

potencia con clastos carbonatados de hasta seis metros de diámetro, de naturaleza grainstone o micrítica en facies de plataforma. Posee matriz arenoso-margosa calcárea al igual que la megabrecha del tramo anterior. No ofrece estructuras internas aunque a techo presenta capas turbidíticas de hasta 20 cm con granoselección negativa y un tapiz de turbidita calcárea de unos 5 cm. Este episodio se interpreta como resultado del depósito de un flujo de derrubios que ofrece un tamizaje cinético en partes más diluidas adyacentes a la cola turbidítica (fig. 13).

El final del tramo se corresponde con la pérdida momentánea de sedimentación carbonatada y la instauración de sedimentación terrígena, la cual se hizo en forma de secuencia negativa de progradación de lóbulo de canal distribuidor. Esta secuencia se compone de areniscas turbidíticas con laminación paralela ocasional, alternantes con lutitas hojosas.

EVOLUCION SEDIMENTARIA

Las características que presentan las unidades distinguidas a lo largo de un análisis vertical detallado, permiten reconstruir la evolución sedimentaria del área del Valle de Karrantza durante el intervalo Aptiense-Albiense superior. Cambios relativos del nivel del mar, factores tectónicos y los ambientes sedimentarios existentes en cada momento, fueron las variables fundamentales en la evolución paleogeográfica. La edad asignada a los materiales de esta zona se ha basado en dataciones con orbitolínidos y en correlaciones con el área próxima del valle de Soba.

La unidad U₁ representa un ambiente de rampa muy proximal relacionada con "shoals" arenosos de borde de plataforma carbonatada. Las facies indican un depósito con influencia del oleaje, en áreas no profundas y dentro de la zona fótica.

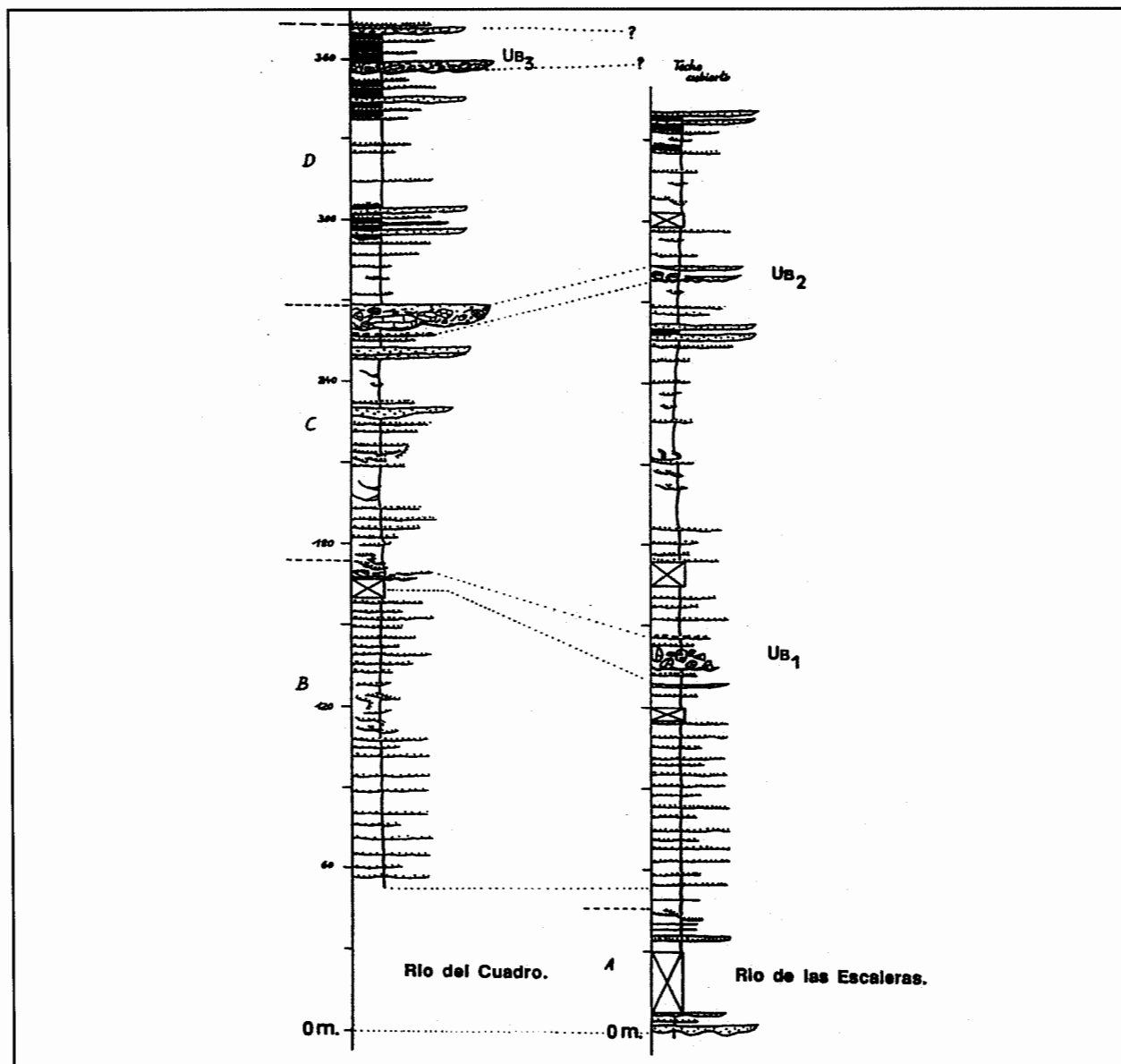


Fig. 18.- Correlación de la unidad U-4 entre los ríos del Cuadro y de las Escaleras.

ca, sugerido todo ello por el desarrollo generalizado de grainstones y por la presencia de facies packstone-wackestone con corales y rudistas. No obstante, las facies del techo sugieren una ligera profundización del ambiente de sedimentación.

La evolución hacia la unidad U_2 es gradual, con instauración de condiciones cada vez de más profundidad. El desarrollo de facies calcareníticas sigue siendo importante, pero ya se reflejan períodos de cierta tranquilidad en los que se generan facies de margocalizas. La presencia de organismos tales como belemnoides y seláceos, sugiere un medio marino de carácter abierto. Hacia techo de la unidad se localiza un nivel brechoide que podría indicar una bajada relativa del nivel del

mar, seguida de una profundización importante reflejada en las características de la unidad U_3 .

Es en U_3 donde se encuentran depósitos autóctonos (margas) originados por decantación en zonas no influenciadas por corrientes, a excepción de episodios turbidíticos, indicativos del desarrollo de una rampa relativamente distal y profunda, alimentada por aportes calcareníticos, provenientes de la plataforma carbonatada.

La unidad U_4 marca la creación de un talud deposicional de tipo mixto terrígeno-carbonatado, que se verá afectado en su evolución por tres importantes episodios brechoides y otros de inestabilidad en el talud. Este cambio en las condiciones de talud es reflejo de un período importante de activi-

dad tectónica, que posibilitó el rejuvenecimiento progresivo de los relieves continentales; como consecuencia de ello, los dispositivos fluviales y de transición se acercaron hacia surcos de dominio carbonatado que se encontraban entre altos paleogeográficos ocupados por las plataformas carbonatadas. Los taludes carbonatados, desarrollados a favor de puntos tectónicamente inestables adyacentes a las plataformas, ofrecen en sus facies un reflejo de los episodios tectónicos acaecidos; se ha observado una coincidencia de dichos episodios con variaciones relativas rápidas (caídas) del nivel del mar.

Los primeros niveles siliciclásticos de la unidad U₄, con pequeñas secuencias positivas de areniscas canaliformes de origen turbidítico, desarrolladas en un dispositivo retrogradante de canales de talud, tuvieron su fuente de alimentación, probablemente, en un sistema deltaico situado al sur de la zona.

La aparición de facies de deslizamiento gravitacional en la U₄ marcó el inicio de pulsos tectónicos menores, a la vez que un incremento en la inclinación del talud; asimismo empezaron a desarrollarse secuencias negativas de pequeños lóbulos progradantes en las calcarenitas turbidíticas. La primera de las brechas (Ub-1), localizada a techo del tramo B, sugiere una caída relativa del nivel del mar y otro nuevo cambio en la sedimentación del talud.

Se pasó así al desarrollo de facies más distales, con pérdida de la organización e importancia de los aportes turbidíticos calcareníticos y aparición repetida de facies de deslizamiento gravitacional. Posteriormente, los aportes siliciclásticos cobraron mayor importancia, empezando a organizarse en ciclos negativos representativos de una progradación de los dispositivos deltaicos. La aparición de estos ciclos poco antes del segundo episodio brechoide de importancia (Ub-2) sugiere una bajada relativa del nivel del mar precedida por pulsos tectónicos de rejuvenecimiento de relieves. Todo este cambio de condiciones se manifestó también en el borde de plataforma, el cual se hizo más abrupto a partir del primer evento brechoide, frenándose de esta manera el desarrollo de facies calcareníticas.

Las condiciones de plataforma-cuenca siguieron posteriormente manteniéndose, ya con muy escasos aportes de turbiditas calcáreas y con desarrollo de facies autóctonas margosas en tránsito vertical a lutitas y areniscas en cuenca (U-4, tramo D; figs. 4 y 13). Se pueden distinguir dos importantes ciclos negativos que sugieren sendas progradaciones del dispositivo deltaico de procedencia sur. Tales progradaciones estuvieron favorecidas, quizás, por la existencia de pulsos tectónicos precursores de la instauración de la tercera brecha caliza. La progradación superior sugiere una secuencia de somerización similar a la anteriormente descrita para Ub-2, de manera que la megabrecha final (Ub-3, fig. 13) puede ser indicativa de una bajada relativa del nivel del mar.

El último evento brechoide marca la desaparición en cuenca de las facies carbonatadas resedimentadas desde la plataforma, no encontrándose ya por encima nada más que algunos clastos calizos resedimentados entre materiales terrígenos. Las facies siguientes son atribuibles a un ambiente de talud terrígeno con progradación de lóbulos y canales turbidíticos. Este ambiente siliciclástico debió estar relacionado lateralmente con un sistema deltaico progradante de procedencia sur, ya que la secuencia general es de somerización hasta alcanzar una plataforma siliciclástica. Hacia el oeste, sin embargo, el talud terrígeno fue coetáneo con la plataforma carbonatada Albiense superior del margen de La Tramasquera. Finalmente, se puede conjeturar una relación similar a esta última en dirección norte, donde debió existir sedimentación caliza contemporánea a la Barrera de Ramales (García-Mondéjar y Fernández-Mendiola, en prensa).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado en parte por el Proyecto UPV-EHU 121.310. E 014/90.

BIBLIOGRAFIA

- BATHURST, R.G.C. (1987).- "Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction". *Sedimentology*, 34: 749-778.
- COLACICCHI, R. y BALDANZA, A. (1986).- "Carbonate turbidites in Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines. Comparison with siliciclastic depositional models". *Sedimentary Geology*, 48: 81-105. Elsevier, Amsterdam.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. (1986).- "El Complejo Urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao". Tesis Doctoral, UPV/EHU. Leioa, Bizkaia. 421 pp.
- GARCIA-MONDEJAR, J. (1979).- "El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad de Bilbao. Ann. Arbor Michigan University Microfilms International, 1980. 673 pp.
- GARCIA-MONDEJAR, J. y FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (In press). "Sequence stratigraphy and systems tracts of a mixed carbonate and siliciclastic platform-basin model; the Albion of Lunada and Soba, northern Spain". A.A.P.G. Bule. Tulsa, Oklahoma.
- GOMEZ, J.J. (1989).- "La cuenca de Lanestosa (Vizcaya). Distribución de facies en el subsuelo y mineralizaciones de Zn-Pb". Resúmenes del Simposio "Sedimentación aplicada a la investigación de recursos mineros". XII Congreso Español de Sedimentología, Leioa-Bilbao. Anexos, 25-30.
- I.G.M.E. (1978).- "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 60 (Balmaseda). Segunda serie, primera edición". Servicio Publicaciones Ministerio Industria, Madrid.
- MULLINS, H.T. y COOK, H.E. (1986).- "Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration". *Sedimentary Geology*, 48: 37-79. Elsevier, Amsterdam.
- PASCAL, A. (1985).- "Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur le marge Nord-Ibérique". Mémoires Géologiques Univ. Dijon. Institut des Sciences de la Terre (Ed.).
- PICKERING, K.; STOW, D.; WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986).- "Deep water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments". *Earth Science Reviews*, 23: 75-174. Elsevier, Amsterdam.
- RAT, P. (1959) .- "Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)". Thèse Univ. Dijon, v. XVIII: 525 pp.
- RICKEN, W. (1986).- "Diagenetic bedding". Lecture Notes in Earth Sciences, 6" Springer-Verlag, Berlin, 210 pp.
- SCOFFIN, T.P. (1987).- "An introduction to carbonate sediments and rocks". Blackie, London, 274 pp.
- SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (1983).- "Carbonate depositional environments". A.A.P.G. Spec. Memoir, 33, Tulsa, 704 pp.