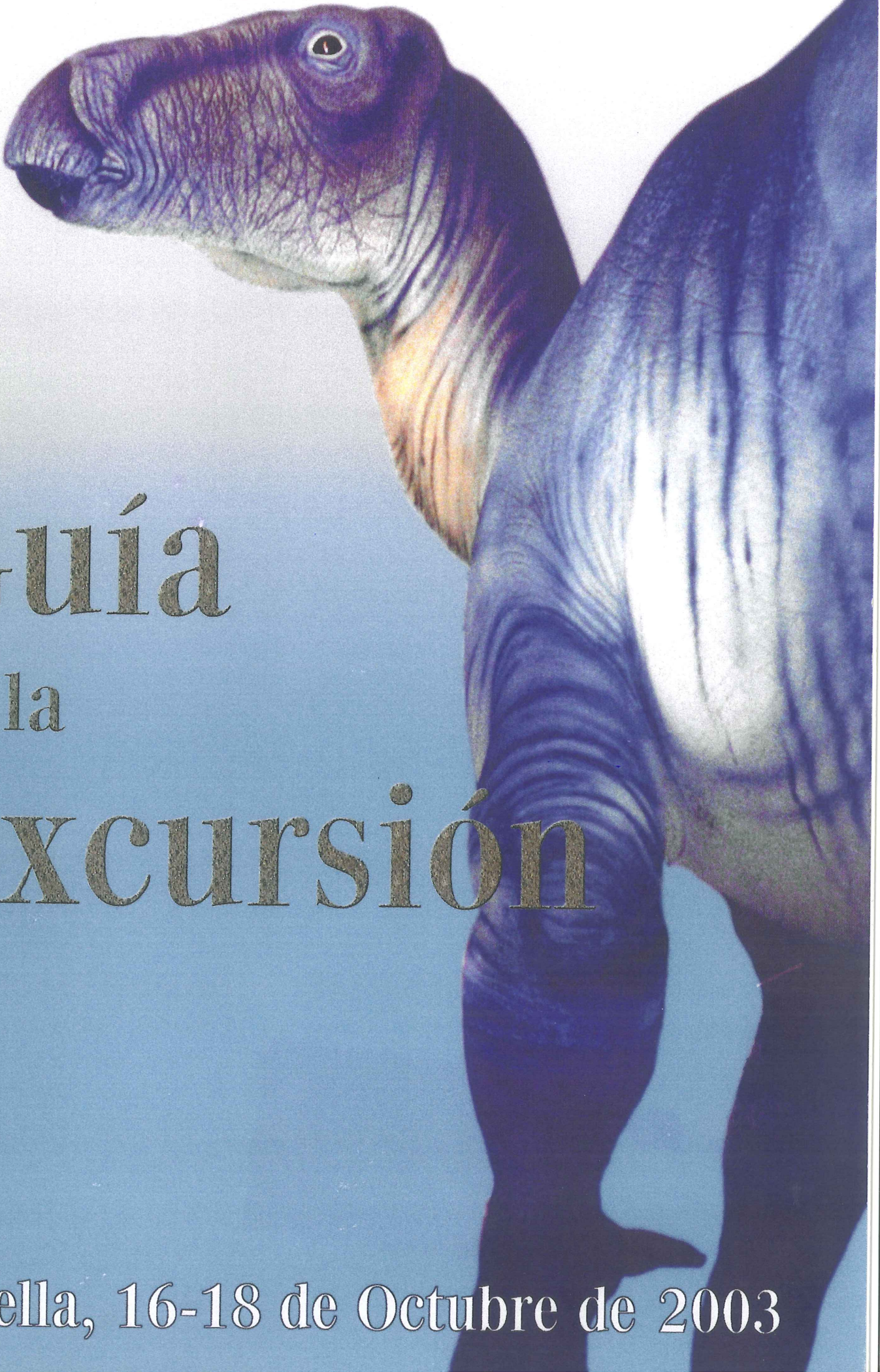
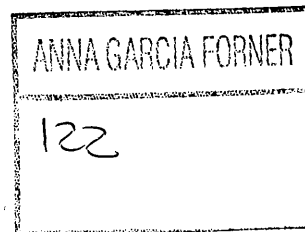


**XIX Jornadas de la Sociedad Española
de Paleontología**

A detailed illustration of a dinosaur's head and neck, shown in profile facing left. The dinosaur has a large, textured head with a prominent eye and a small, pointed snout. Its skin is a mix of brown and tan colors with visible scales and wrinkles. The neck is thick and also covered in textured skin. The background is a light blue gradient.

Guía de la Excursión

Morella, 16-18 de Octubre de 2003



XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Guía de la Excursión

Autores:

Ramon Salas
Ferran Colombo
Desiré Gàmez
Bernard Gomez
José Miguel Gasulla
Carles Martín Closas
Joaquín Moratalla
Pamela Paciotti
Xavier Querol
Núria Solé de Porta

Coordinadores:

Carles Martín Closas
Ramon Salas

Créditos:

Foto de la Portada:

Carles Martín Closas. Maqueta de un iguanodóntido, Museo de Morella.

Diseño de la portada:

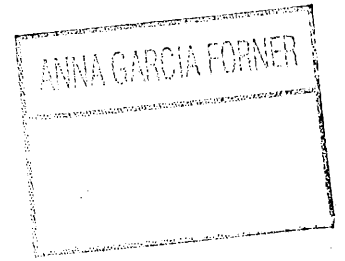
Josep Agulló,

Servei de Dibuix i Disseny Gràfic, Divisió III, Universitat de Barcelona.

Agradecimientos:

Proyecto de Investigación BTE2002-04453-CO2-01

Grup Consolidat de Recerca de Geologia Sedimentària



Comité Organizador

Presidente:

José Vicente Santafé

Secretario:

Miguel Pardo

Vocales:

Teresa Adell

Maria Lourdes Casanovas

Anna García-Forner

José Miguel Gasulla

Rodolfo Gonzalo

Juan Usera

Instituciones

Ajuntament de Morella

Sociedad Española de Paleontología

Universitat Jaume I

Universitat de València

Colaboradores

Arcillas Vega del Moll

Autos del Mediterráneo

Institut de Paleontologia "Miquel Crusafont" de Sabadell

Sociedad de Amigos de la Paleontología de Morella

Contenido

Situación Geológica, 7

La Formación de Arcillas de Morella, 12

Descripción de las Paradas, 17

Parada 1. Les Corbetes del Macareno (Vallivana), 19

Parada 2. El Mas de La Rourera, 21

Parada 3. El Molí dels Capellans – Teuleria Milian, 22

Parada 4. El Mas de la Parreta, 23

Referencias bibliográficas, 31

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Cuenca Ibérica se desarrolló durante el Mesozoico como una cuenca intracratónica en el noreste de la Península Ibérica. La cuenca se rellenó predominantemente con carbonatos marinos de aguas someras depositados en mares epeiricos. No obstante, en las zonas marginales se registraron importantes entradas de materiales siliciclásticos (Facies Purbeck y Weald). Se han distinguido cuatro dominios paleogeográficos principales en la cuenca ibérica. (Fig.1.): (1) la cuenca del Maestrazgo o Maestrat, situada en el este y con un registro de hasta 7 km potencia; (2) la zona central, en la que la potencia de rocas mesozoicas se reduce a unos 2 km; (3) la cuenca de Los Cameros, situada en el noroeste, con hasta 5 km de potencia y (4) la cuenca ibérica meridional con hasta 2.5 km de espesor.

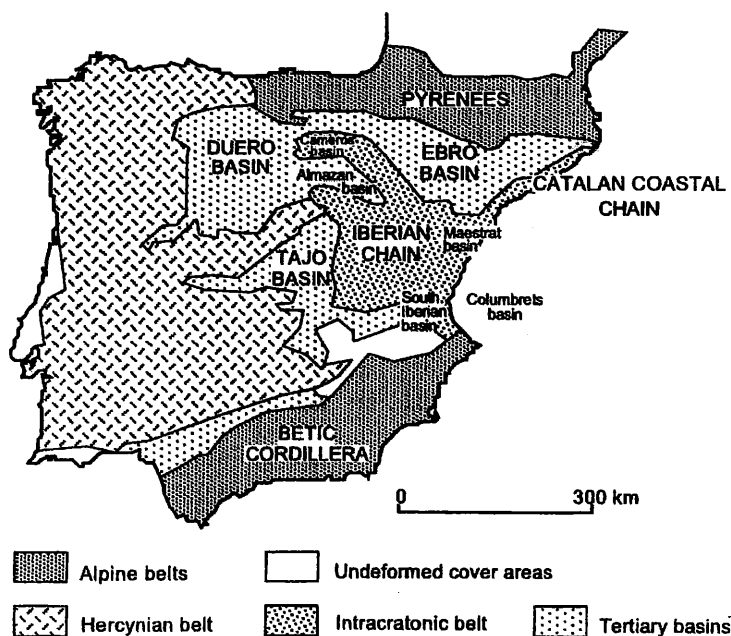


Fig. 1.- Mapa tectónico simplificado de la Península Ibérica con la situación de la cadena ibérica y sus principales dominios paleogeográficos (según Salas et al., 2001).

A partir de la integración de los resultados de la estratigrafía secuencial, análisis de subsidencia, el estudio de la gravedad, y datos magnéticos y sísmicos, la Cuenca Ibérica se considera un rift mesozoico bien desarrollado que presenta notables similitudes con el rift de los márgenes noratlánticos. El sistema de rift ibérico se invirtió durante el Paleógeno y corresponde actualmente a las Cadenas Ibérica y Costera Catalana. Estas cadenas presentan características compresivas complejas con direcciones NW-SE y NE-SW respectivamente, que resultaron en un acortamiento de la corteza de unos 75 km (Salas et Casas, 1993; Salas et al., 2001).

La evolución del sistema de rift ibérico durante el Pérmico superior y el Mesozoico se puede dividir en cuatro etapas de rift y post-rift (Fig. 2). De base a techo son las siguientes: (1) el primer ciclo de rift del Pérmico superior-Triásico, (2) la

primera etapa post-rift del Jurásico inferior y medio, (3) el segundo ciclo de rift del Jurásico superior y Cretácico inferior y (4) la segunda post-rift del Cretácico superior. Estas etapas están separadas por cinco discordancias de escala regional, que se pueden reconocer en toda la Cuenca Ibérica.

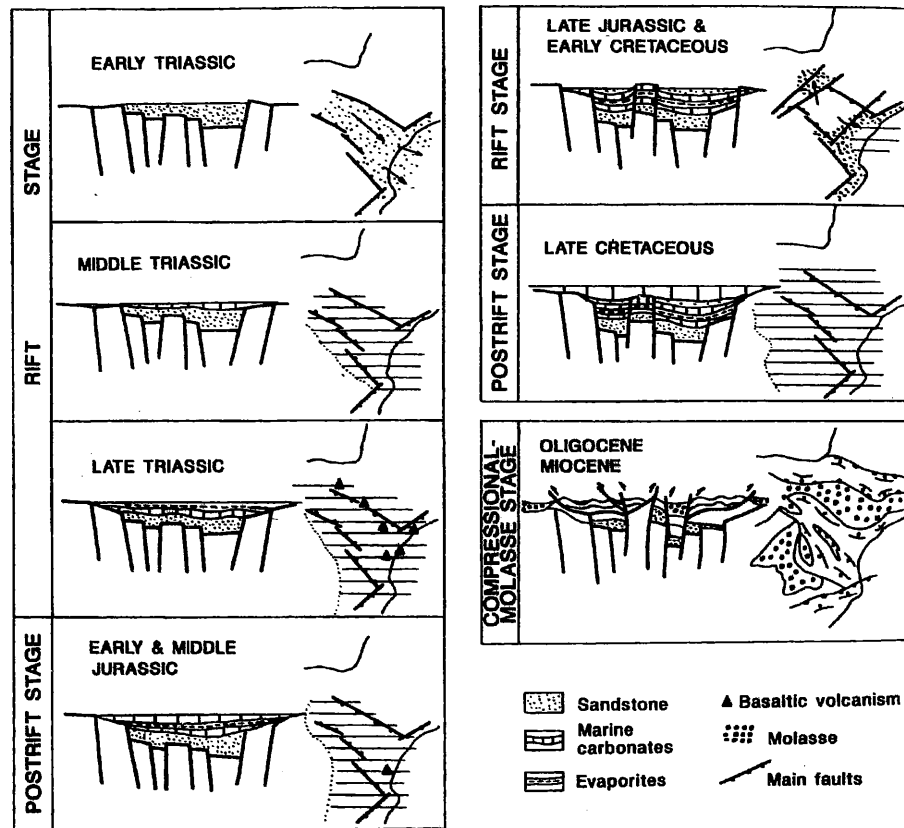


Fig. 2.- Esquema de la evolución de la cuenca ibérica (Cadena ibérica). Según Salas et al. (2001).

En la presente excursión se estudiarán los materiales pertenecientes al segundo ciclo de rift (Jurásico superior-Cretácico inferior), con especial atención a los materiales del Aptiense basal. En la cuenca del Maestrat, el sistema deposicional sin-rift del Jurásico superior-Cretácico inferior se caracterizó por una predominancia de carbonatos marinos de aguas poco profundas que dieron paso a entradas importantes de materiales siliciclásticos durante el Aptiense basal y el Albiense (Fig. 3). El inicio del rifting en el Oxfordiense terminal coincidió con una subida relativa importante del nivel del mar. El rápido basculamiento de una serie de bloques produjo que las rampas carbonatadas de aguas someras y ricas en esponjas del Oxfordiense (Fm Iàtova de la secuencia deposicional J8, con una potencia de 50m) se ahogaran y fueran recubiertas durante el Kimmeridgiense por hasta 800 m de calizas más profundas y margas anóxicas de cuenca (Formación Ascla), especialmente en las partes más subsidentes de dichos bloques. Estas margas anóxicas pasan lateralmente a mudstones finamente laminados con biohermes de esponjas (Formación Polpís de la secuencia deposicional J9). La secuencia del Titónico y Berriasiense (J10) está formada por una variada gama de

carbonatos de plataforma correspondientes a llanuras mareales (Formación La Pleta), delimitadas por barras oolítico-bioclásticas (Formación Bovalar), que pasaban en dirección a mar abierto a calizas hemipelágicas con *Calpionella*, con una potencia de hasta 1000 m. Las secuencias del Valanginiense al Barremiense (K1.1.-KL 1.7), cuyo grosor alcanza los 1500 m, se caracterizan por presentar carbonatos estuarinos con importantes descargas de aguas dulces en los márgenes de la cuenca. La producción de carbonato estuvo principalmente controlada por algas calcáreas, especialmente carófitas (Formaciones El Mangraner, Herbers y Cantaperdius). La primera parada (Les Corbetes del Macareno) presenta icnitas de dinosaurio formadas en una de estas unidades de calizas de agua dulce.

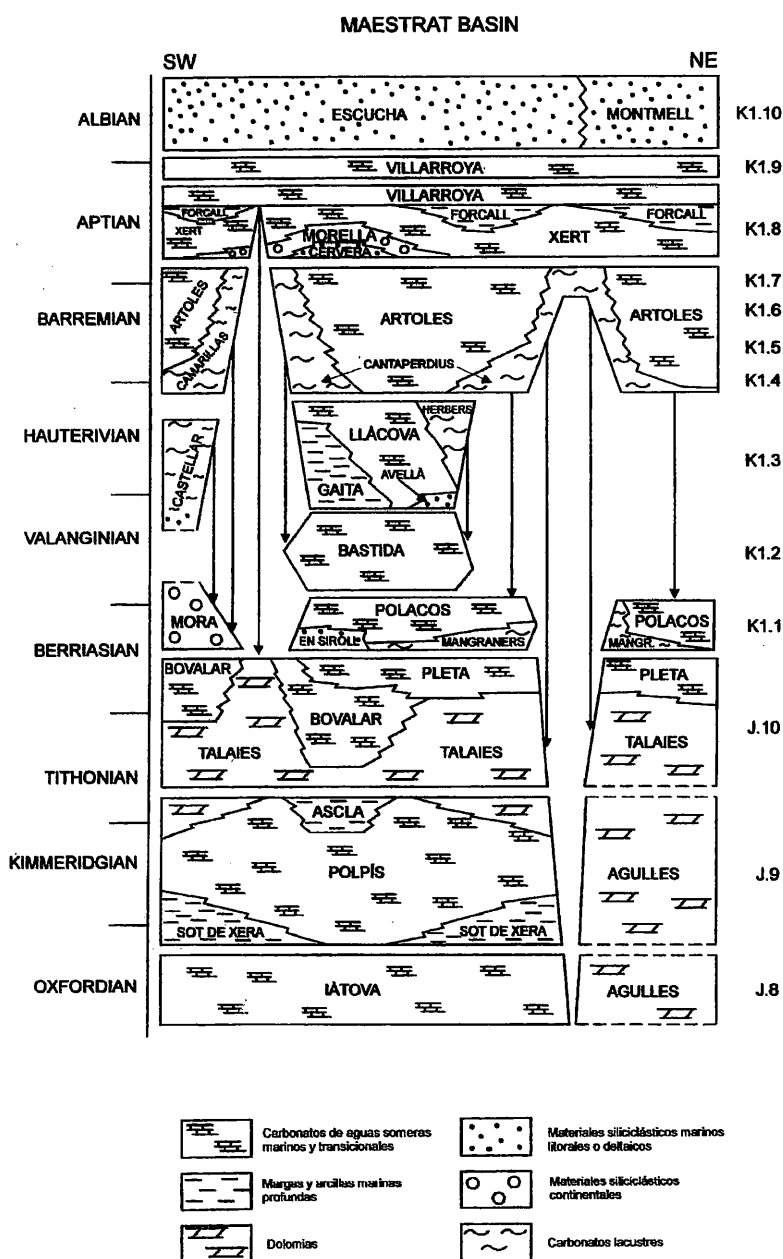


Fig. 3.- Diagrama cronoestratigráfico de la cuenca del Maestrat durante el ciclo de rifting Jurásico superior-Cretácico inferior, en el que se muestran las unidades litoestratigráficas, los ambientes deposicionales y la subdivisión en secuencias de depósito (según Salas et al., 2001).

Las barras oolítico-biocásticas y los boundstones coral-algales también fueron abundantes en las secuencias del Valanginiense al Barremiense (Formaciones La Bastida, La Llàcova y Artoles). Durante las secuencias Aptienses (K1.8 y K 1.9), prevaleció la sedimentación marina de nuevo y se depositaron hasta 1100 m de carbonatos de plataforma somera, muy expansivos, caracterizados por orbitolínidos, algas calcáreas (rodofitas y clorofitas) y rudistas (Formación Villarroya). Las plataformas carbonatadas de la Fm Villarroya progradaron rápidamente sobre las margas de cuenca de la Formación Forcall. No obstante, la secuencia del Aptiense inferior (K1.8) también presenta en su base un importante barrizal (mud-flat) silicilástico continental y transicional (Fm Morella) que constituye el principal objetivo de la excursión, ya que contiene abundantes restos de dinosaurios.

La secuencia del Albiense inferior y medio (K1.10) corresponde a un sistema deltaico dominado por las mareas, muy extensivo y con una potencia de hasta 500m, que contiene gruesas capas de lignito (Formación Escucha) explotadas en la provincia de Teruel (Querol et al., 1992).

La estructura de la cuenca del Maestrazgo durante el segundo ciclo de rift (Fig. 4) se caracteriza por un sistema de fallas lístricas extensivas de dirección ESE-WNW, despegadas en un nivel poco profundo (1,7-2,2 km) de la corteza superior (Salas & Guimerà, 1996). Este rifting estructuró la cuenca en cuatro zonas principales de fallas y varios bloques basculados que controlaron las subcuencas.

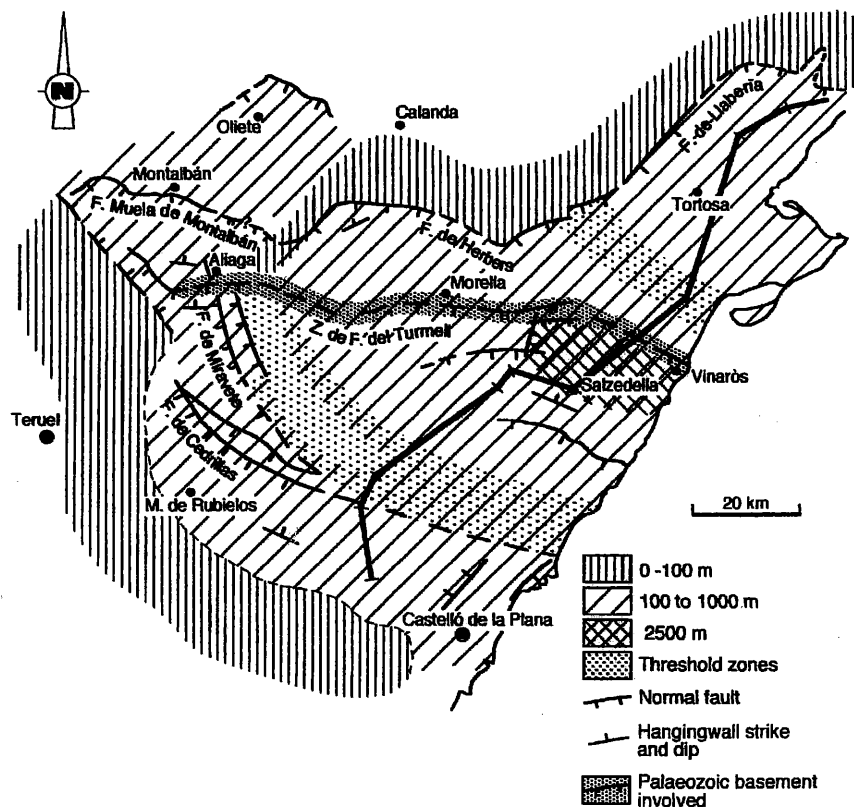


Fig. 4.- Mapa estructural simplificado de la cuenca del Maestrazgo durante el ciclo de rift Jurásico superior-Cretácico inferior. Se indica la situación del corte de la figura 5. Según Salas et al., (2001).

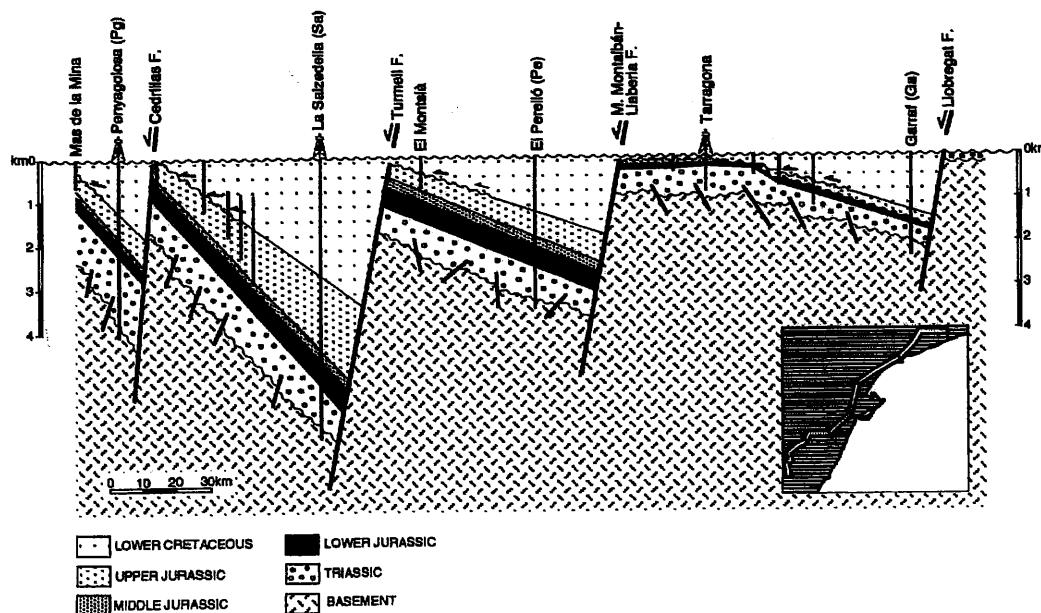


Fig. 5.- Corte restituído a través de las cuencas del Maestratzo y Salou-Garraf que muestra las principales subcuencas en semigraben (de derecha a izquierda: Salou-Garraf, Morella-El Perelló, Salzedella y Penyagolosa), como resultado del basculamiento de los bloques durante la extensión del segundo rifting. Datum: base del Albiense superior (Fm Utrillas). Situación en la Fig. 4. Según Salas et al., (2001).

Las subcuencas de Morella, al norte y la de la Salzedella, al sur (Fig. 4), son semigrabens de bloques basculados hacia el norte por las zonas de falla de La Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia y del Turmell, respectivamente. La Fm de arcillas de Morella se desarrolla mayoritariamente en la subcuenca de Morella, mientras que la Fm Cervera tiene un mayor desarrollo en la subcuenca de La Salzedella (Figs. 4, 5).

Durante el Aptiense basal, la zona de falla del Turmell dio lugar a un accidente paleogeográfico que jugó un importante papel como zona de umbral, obstaculizando la entrada del mar a la subcuenca de Morella, y consecuentemente delimitando las facies continentales y litorales.

LA FORMACION DE ARCILLAS DE MORELLA

Introducción

La Formación de arcillas de Morella ha sido el centro de interés y el objeto de geólogos y paleontólogos desde finales del siglo XIX, sobre todo por el gran interés que despertó su contenido fósil y en particular los restos de dinosaurios. Fue definida formalmente por Canérot et al., 1982 y ha sido objeto de varios trabajos (Marie, 1963; Santafé et al., 1982; Salas, 1987). La formación arcillas de Morella representa un drástico episodio sedimentario regresivo en la base del Aptiense inferior.

La Formación de arcillas de Morella alcanza su máximo desarrollo en la subcuenca de Morella, situada al norte de la cuenca del Maestrazgo (Fig. 4), donde llega a alcanzar un espesor 100 m. De característica coloración roja, representa a medios deposicionales continentales de tipo llanura fangosa y fluviales con escasa influencia marina y mareal. Hacia el sur de la cuenca del Maestrazgo, en la subcuenca de la Salzedella (Fig. 4), pasa lateralmente a la formación de margas de Cervera (Canérot et al., 1982), que presenta coloraciones grises y beige y se depositó en un medio transicional de tipo perimareal.

Asociaciones de facies e interpretación

A partir del estudio de las relaciones laterales y verticales de las facies se han observado 5 tipos de asociaciones de facies (Figs. 6). La Asociación I se interpreta como una llanura mareal carbonatada y corresponde al techo de la unidad subyacente: la Fm de Les Artoles (Barremiense). La Asociación II está caracterizada por ambientes de llanura lutítica (barrizal, mud flat), mal drenada, donde los sedimentos serían transportados por un flujo laminar de baja energía. Estas llanuras estarían expuestas a ambientes secos y húmedos produciendo oscilaciones del nivel freático que condicionarían ambientes oxidantes y reductores respectivamente, proporcionando el color rojizo y grisáceo característico (Sanz-Rubio et al., 2001). Esta llanura fangosa estaría colonizada por coníferas del género *Frenelopsis* (familia Cheirolepidiaceae) y por una gran diversidad de fauna. La Asociación III, se sitúa intercalada en la Asociación II (Figs. 6) y está caracterizada por facies de relleno de canal de un sistema fluvial efímero y multiepisódico, con episódicas evidencias de influencia mareal. La Asociación IV ha sido interpretada como un canal fluvial con abundantes estructuras mareales. La Asociación V muestra las características típicas de una llanura mareal siliciclástica.

Discusión y modelo conceptual

La sedimentación de la formación arcillas de Morella se inició con el cambio de un ambiente de llanura mareal carbonatada (Asociación I) a un sistema fluvial de canales ramificados y poco sinuosos que atravesaba una llanura fangosa (Asociación II). La Asociación II constituye el ambiente sedimentario predominante en la subcuenca de Morella para el Aptiense inferior. Los canales de la llanura fangosa estaban caracterizados por un régimen de flujo poco energético, transporte tractivo de arenas de granulometría mediana a fina y carga en suspensión con un tamaño de grano entre el limo y la arcilla. Los canales que componían la red de drenaje estaban mal desarrollados y eran abandonados con frecuencia, dando lugar a zonas de encharcamiento permanente hasta su relleno posterior. En ciertos períodos y como consecuencia del aumento de la frecuencia de las precipitaciones y del caudal, el nivel de la lámina de agua superaba el margen de los canales y depositaba la mayor parte del material en suspensión y arenas

de granulometría fina, en la llanura fangosa adyacente. Este fenómeno originó depósitos de tipo lóbulos de derrame (crevasse splay). Las condiciones climáticas consistirían en periodos de gran aridez relativamente largos, alternando con otros con abundantes precipitaciones. Este hecho se desprende de la presencia de restos fósiles de hojas de coníferas del genero *Frenelopsis* (familia Cheirolepidiaceae) presentes en el Mas de la Parreta, en la superficie de transgresión (ST). Este género se ha utilizado como paleobioindicador de climas con aridez estacional ya que la morfología de sus estomas sugiere adaptación a condiciones de estrés hídrico por salinidad elevada o escasez de agua (Gómez et al, 2002). *Frenelopsis* también proporciona información paleogeográfica, ya que su distribución corresponde a latitudes subtropicales (Watson, 1988).

La Llanura fangosa tuvo una cobertera vegetal dominada por comunidades pauciespecíficas de *Frenelopsis* y helechos herbáceos (familia Schizaeaceae). Probablemente fueron estas plantas las responsables de los paleosuelos registrados en el barrizal. Una fauna, constituida por restos de dinosaurios *Iguanodon*, cocodrilos (*Goniopholis* y *Bernissartia*) quelónidos, peces selácios y *Lepidotes*, habitaba la llanura fangosa y encharcada. Sin embargo, esta llanura albergó un régimen fluvial de alta energía y multiepisódico (Asociación III), como consecuencia de un aumento repentino del aporte de materiales procedente del norte. Las estructuras sedimentarias primarias tractivas situadas en dichos depósitos, parecen sugerir la proximidad del mar y un cierto retoque mareal en el ambiente de deposición.

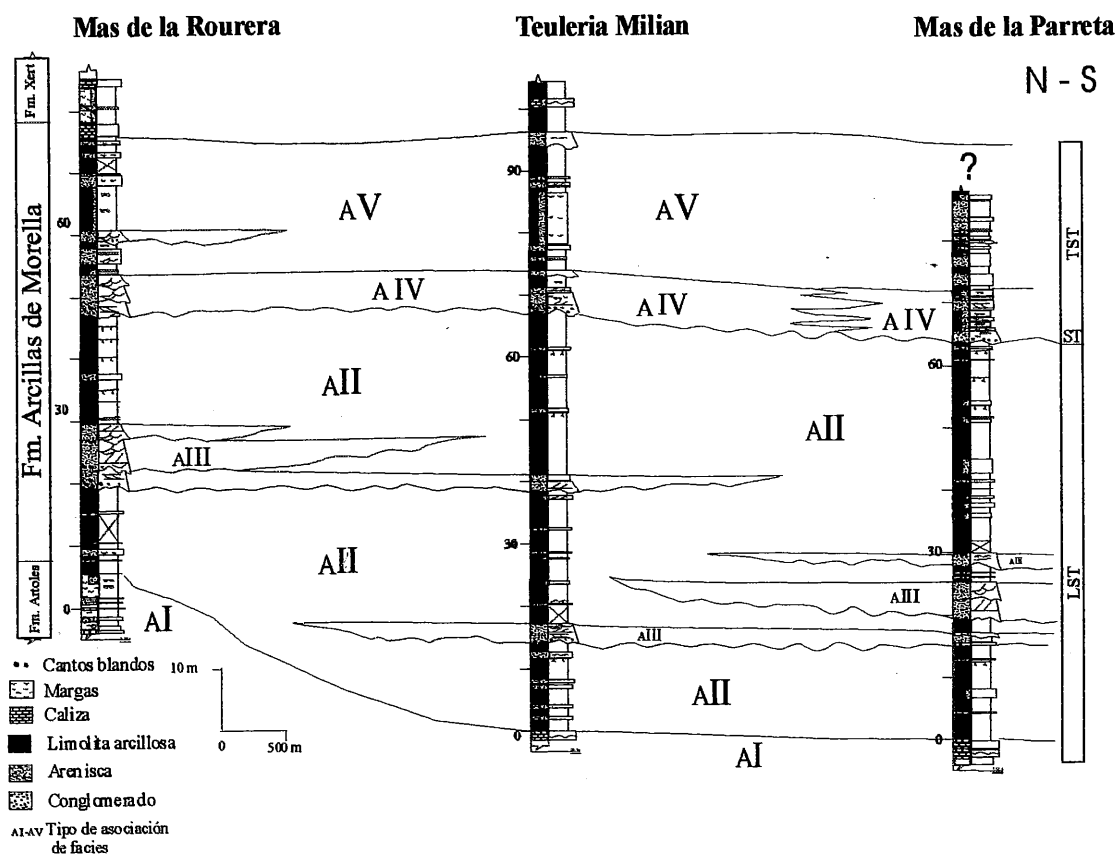


Fig. 6.- Correlación de los perfiles estratigráficos del Mas de La Rourera, Teuleria Milian y Mas de La Parreta. Se indican las asociaciones de facies (AI-AV), las unidades litoestratigráficas y los cortejos sedimentarios. LST: cortejo de bajo nivel del mar, TST: cortejo transgresivo, ST: superficie transgresiva. Según Gámez et al., (2003).

En la Asociación III, formada por el sistema de canales fluviales multiepisódicos, el modelo de apilamiento de los cuerpos arenosos de los canales es normalmente agradante. Algunos de estos cuerpos pueden presentar una retrogradación local del sistema fluvial (Fig. 6). Este carácter retrogradante estaría relacionado con pulsos de basculamiento del bloque de la subcuenca de Morella hacia el Norte, en el marco regional sinrift del Cretácico inferior.

Hacia el techo de la formación de arcillas de Morella, las facies continentales dejan paso a una llanura mareal siliciclástica, desarrollada como consecuencia de un cambio eustático y/o tectónico de ámbito regional. Este cambio es brusco y se manifiesta por una superficie de transgresión (ST) muy marcada a escala regional (Fig. 6), representada por los conglomerados de la base de la Asociación IV, que constituyen un lag basal con restos fósiles continentales y marinos.

La llanura mareal era surcada por eventuales canales fluviales afectados por la acción de oleaje y mareas. Estos canales, debido a la ya mencionada variación de regímenes fluviales, modificaron periódicamente la cantidad de materiales que aportaban al mar. De este modo las corrientes de marea aprovechaban para penetrar en medio continental en régimen de poco aporte de sedimento fluvial y viceversa. Este proceso generó unos depósitos caracterizados por la alternancia de sedimentos arenosos y fangosos con estructuras heterolíticas y bundles (Einsele, G., 2000). El ambiente de canal queda representado por la Asociación IV y la llanura mareal siliciclástica por la Asociación V.

El sistema deposicional fangoso continental se extiende hacia áreas más distales de la subcuenca de la Salzedella (Fig. 4), donde se instaló una amplia llanura mareal de la formación de Cervera.

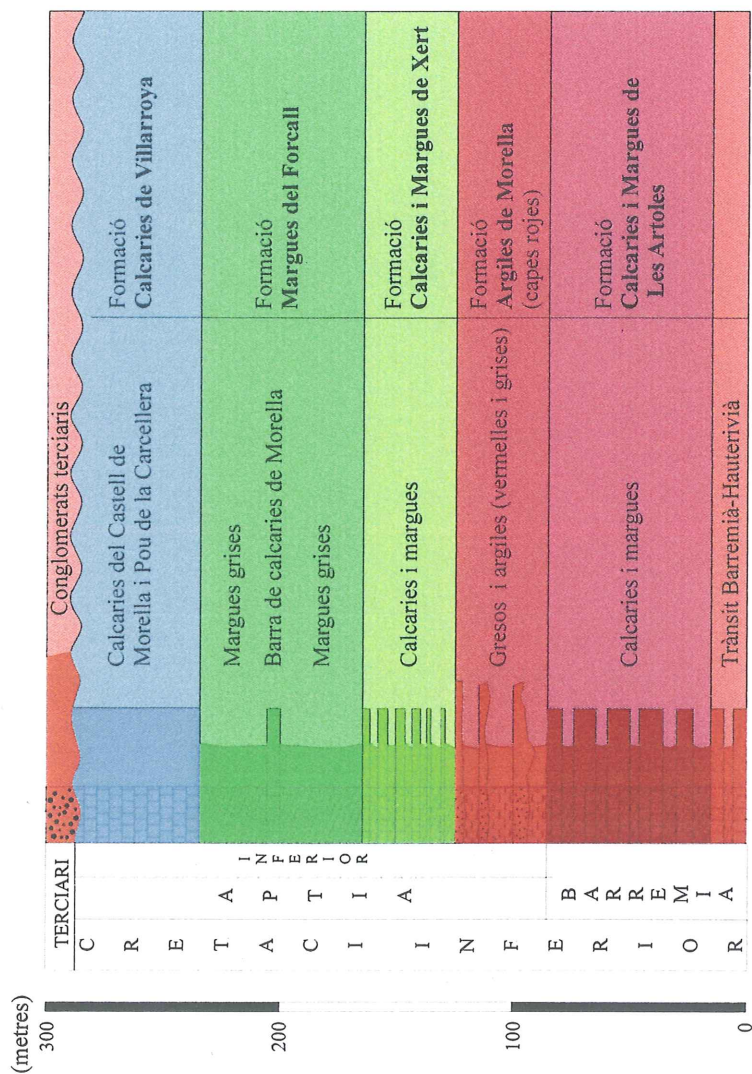
Evolución sedimentaria

La sedimentación de la formación de arcillas de Morella queda enmarcada en una etapa de nivel relativo del mar bajo, constituyendo un cortejo de bajo nivel del mar (LST). Con ello se produce el tránsito de ambientes de la llanura mareal carbonatada barremienses a una llanura continental fangosa siliciclástica, que estuvo condicionada por un clima predominantemente árido y subtropical de los inicios del Aptiense.

El aporte masivo de sedimentos arenosos se manifiesta a lo largo de toda la unidad. Pero se hace especialmente más importante al techo del tercio inferior de la unidad, con la implantación de un sistema fluvial multiepisódico de alta energía que presenta carácter agradante y localmente retrogradante.

Hacia techo, la sucesión viene marcada por un cambio drástico en el carácter de la sedimentación, con la instalación un cortejo transgresivo (TST) que se inicia a partir de una marcada una superficie regional de transgresión (ST) regional. Predominan los ambientes litorales correspondientes a una llanura mareal siliciclástica que contiene eventuales canales fluviales con marcado retoque mareal.

La caída eustática regional del nivel del mar, entre el final del Barremiense y los inicios del Aptiense, junto con la extensión sinsedimentaria del segundo ciclo de rift que



18 Direcció i magnitud de cabusament

— Contacte concordant

— Contacte discordant

— Contacte per falla

✕ Estructura en sinclinal

▲ Estructura en anticlinal

• Nucli urbà o punt d'interès

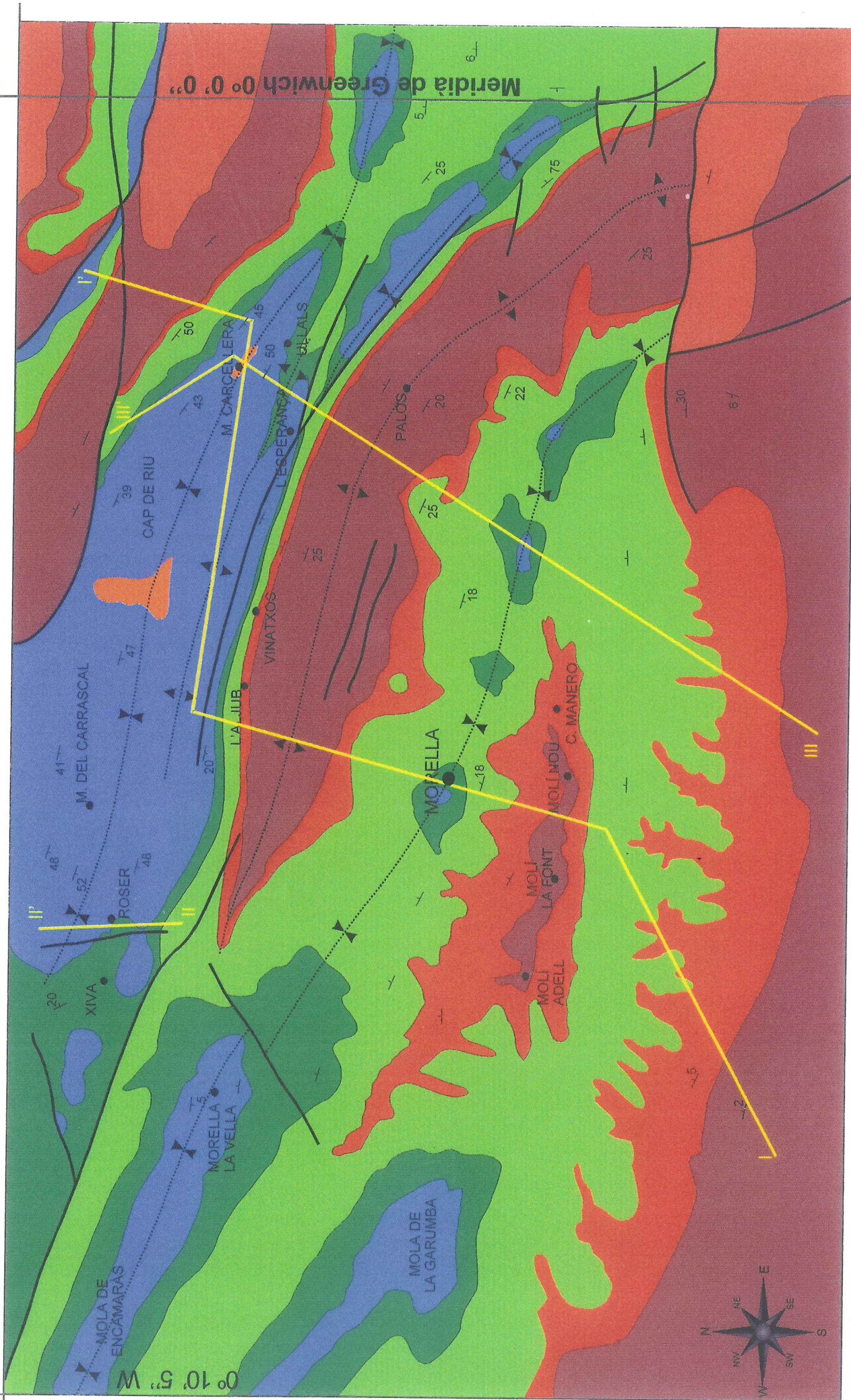
— Situació i nom dels talls

40° 40' 4" N

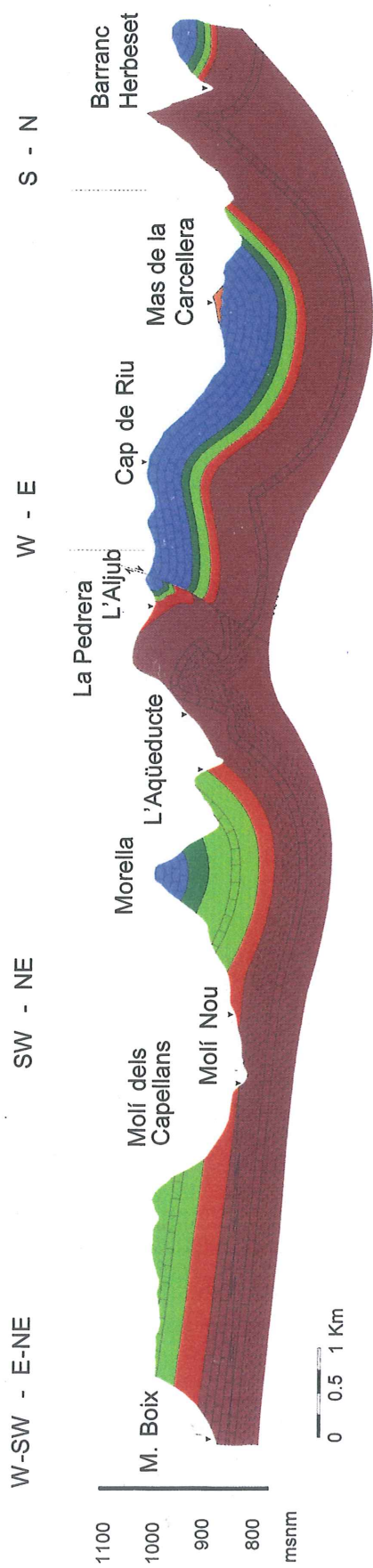
0° 10' 5" W

40° 35' 2" N

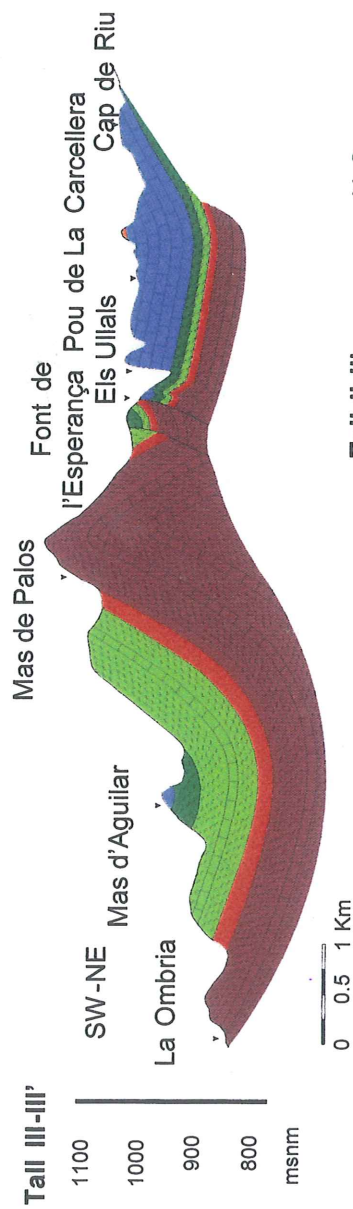
Meridià de Greenwich 0° 0' 0"



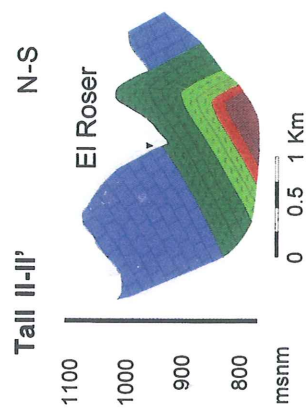
Tall I-I'



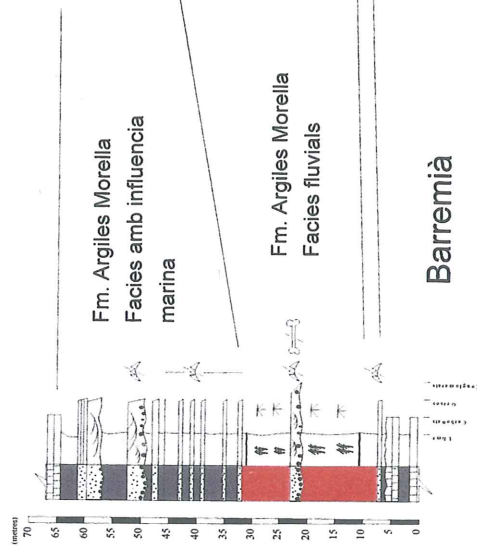
Tall III-III'



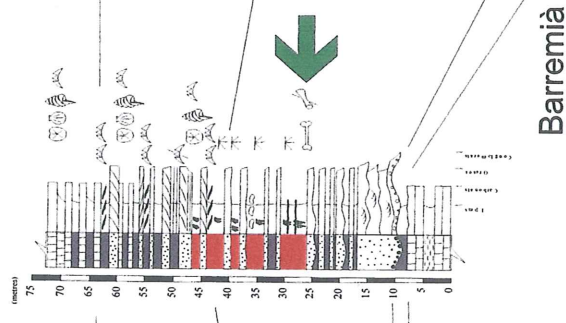
Tall II-II'



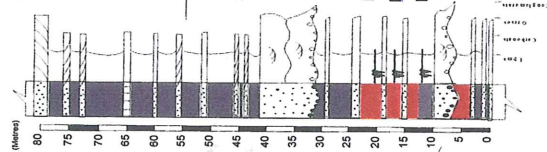
Olocau / Todolella



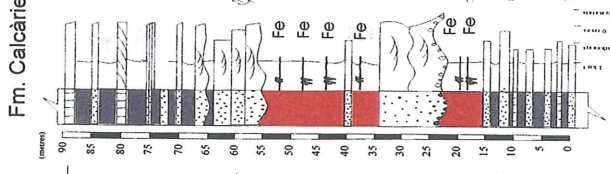
Mas de la Torre Pozo



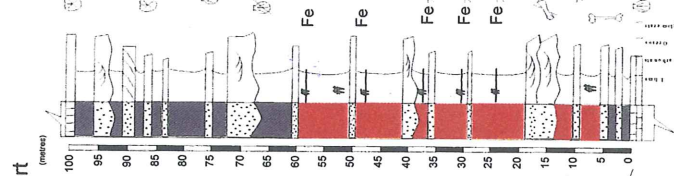
El Povet



La Rourera



La Teuleria



Llegenda

Restes rèptils	Restes rèptils
Ostreïds	Ostreïds
Restes vegetals	Restes vegetals
Bivalves	Bivalves
Equinoderms	Equinoderms
Gasteròpodes	Gasteròpodes
Fragments	Fragments
Gresos	Gresos
Calcàries	Calcàries
Marques edàfiques. Arrels	Marques edàfiques. Arrels
Costra de ferro	Costra de ferro
Colors vermellinosos	Colors vermellinosos
Nòduls. Calibre	Nòduls. Calibre
Lumaquella d'ostreïds	Lumaquella d'ostreïds
Estratificació creuada	Estratificació creuada
Restes peixos i petits rèptils	Restes peixos i petits rèptils
Argiles vermelles	Argiles vermelles
Argiles i margues grises	Argiles i margues grises

 **Jaciment peixos i petits rèptils**
 **Jaciment rèptils**

activó las zonas de fallas de la Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia y del Turmell (Fig. 4), fueron los principales controles de la sedimentación de las formaciones de Morella y Cervera. La zona de falla del Turmell jugó un importante papel paleogeográfico, configurando el umbral que separaba las subcuencas de la Salzedella y de Morella, al norte (Fig. 7). Este umbral obstaculizaba la entrada del mar a la subcuenca de Morella durante la mayor parte de la etapa de sedimentación de la Fm arcillas de Morella. Sin embargo, no impidió la entrada de ciertas corrientes de marea que ascendieron por los canales fluviales en determinados casos. Al mismo tiempo, en la subcuenca de la Salzedella, se instalaban ambientes de transición y litorales (Fm margas de Cervera). El posterior ascenso relativo del nivel del mar dio lugar a la transgresión con la consecuente penetración del mar en la subcuenca de Morella y la sedimentación del cortejo transgresivo (TST), de coloraciones grisáceas, que culmina la sucesión estratigráfica de la unidad.

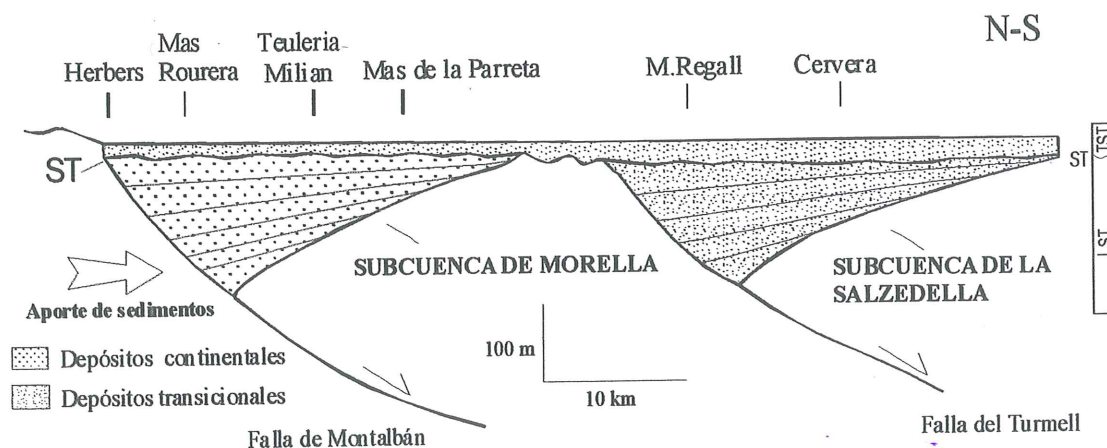
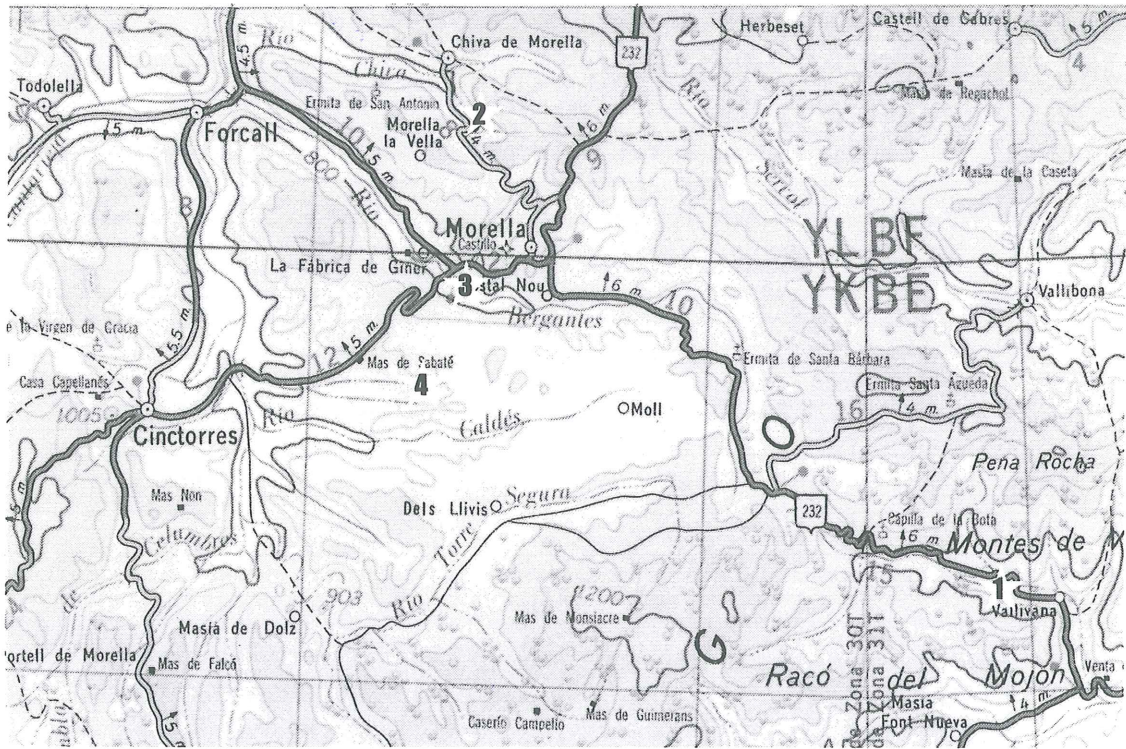


Fig. 7.- Correlación de los perfiles estratigráficos del Mas de La Rourera, Teuleria Milián y Mas de La Parreta. Se indican las asociaciones de facies (AI-AV), las unidades litoestratigráficas y los cortejos sedimentarios. LST: cortejo de bajo nivel del mar, TST: cortejo transgresivo, ST: superficie transgresiva.

Láminas en color.- En las cuatro láminas que siguen a continuación, intercaladas entre las páginas 16 y 17, se presenta una cartografía geológica de los alrededores de Morella con su leyenda, tres cortes seriados cuya situación se señala sobre el mapa geológico y una correlación estratigráfica de cinco columnas.

DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS



Mapa 2.- Situación de las Paradas de la Excursión. 1: Parada 1, Les corbetes del Macareno; 2: Parada 2, Mas de La Rourera; 3: Parada 3, Molí dels Capellans - Teuleria Milian; 4: Parada 4, Mas de La Parreta. Escala: cada lado de la cuadrícula mide 10 km.

Parada 1. Les Corbetes del Macareno (Vallivana)

Objetivos

Reconocimiento de icnitas de dinosaurios terópodos en las calizas de agua dulce de la formación de Els Mangraners (Valanginiense inferior – Hauteriviense superior).

Estratigrafía y bioestratigrafía

El yacimiento paleoicnológico de Vallivana está incluido dentro de un tramo de calizas lacustres, separado por fallas de la sección estratigráfica del Port de Querol, atribuidas al techo de la Formación de Els Mangraners. La flora de carofitas está formada por *Atopochara trivolis micrandra* y *Atopochara trivolis ancora*, asociación que es característica de la biozona Steinhauseri. Esta biozona cubre un largo lapso de tiempo entre el Valanginiense inferior y el Hauteriviense superior.

Paleontología de vertebrados

Las icnitas de dinosaurios se encuentran a techo de un estrato calcáreo de unos 10 cm de potencia. La superficie estratigráfica expuesta es aproximadamente de unos 45 m². Presenta una alta densidad icnológica y, en muchos casos, la intensa superposición de icnitas impide la delimitación de los contornos y su identificación.

Las icnitas son tridáctilas. Los dígitos son relativamente largos, estilizados y con la zona distal acuminada. El dedo central (III) está más desarrollado que los otros dos, confiriendo a la icnita un carácter claramente mesaxónico. Este dedo central está ligeramente curvado medialmente y presenta en su contorno la marca de tres almohadillas. El dedo II, mucho más corto, presenta una fuerte curvatura y orientación medial, con dos claras impresiones de almohadillas y, en ocasiones, una conspicua marca de garra. Por el contrario, el dedo IV es relativamente recto y mucho más elongado que el II. La superficie plantar es muy estrecha, no muy alargada posteriormente, con una fuerte escotadura medial que le confiere un aspecto claramente asimétrico. Estos caracteres permiten atribuir estas improntas a dinosaurios terópodos de tamaño medio. El organismo responsable presentaría un autópodo con conspicuas almohadillas, un desarrollo acropodial relativamente largo y estrecho, fuerte mesaxonia y un dedo II significativamente más corto que el lateral (IV).

A pesar de la elevada densidad icnológica, sólo se observa claramente un rastro constituido por 4 icnitas (y algunos otros incompletos –de sólo dos improntas-). La estructura de esta pista sugiere una locomoción eficaz, con un gran ángulo de paso y escasa rotación interna de la zancada.

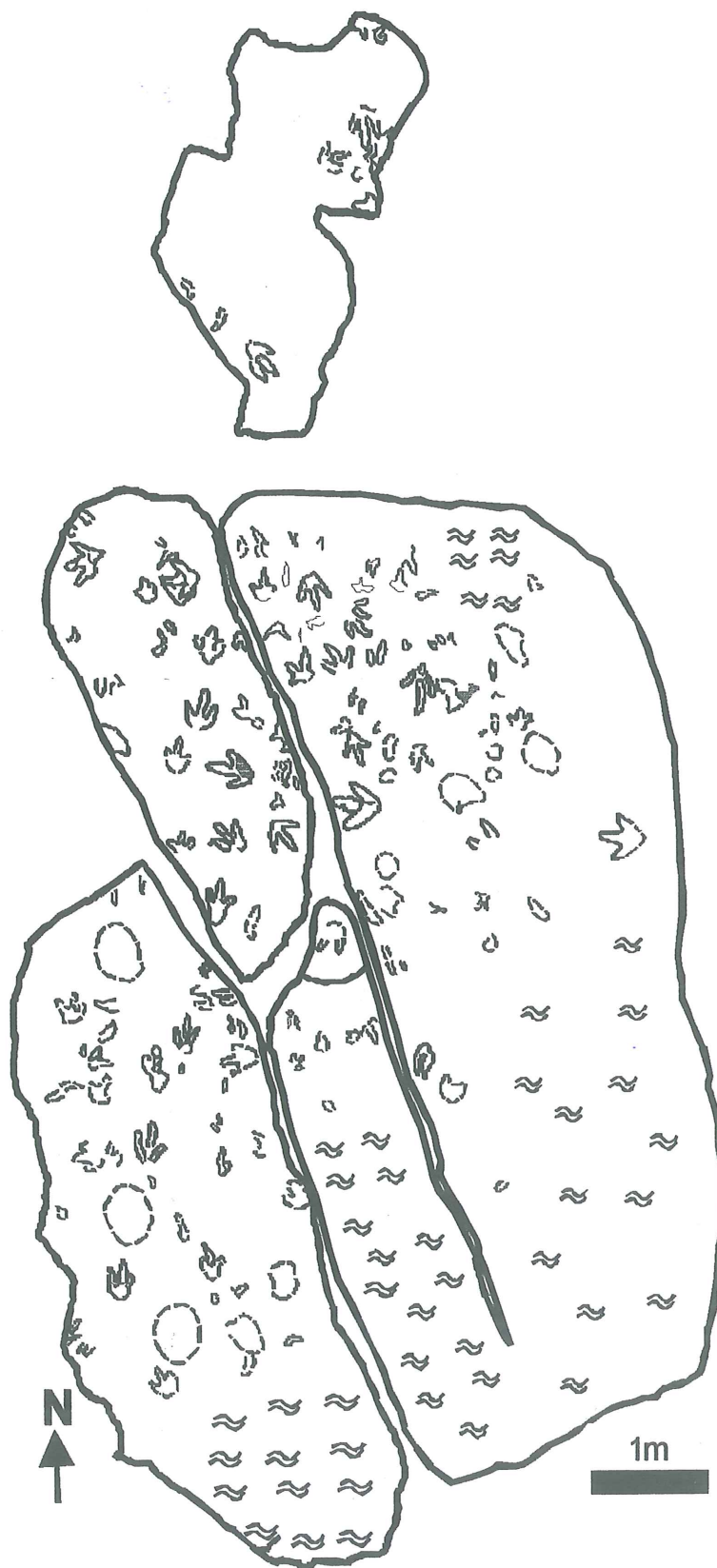


Fig. 1.1.- Planta del yacimiento de icnitas de terópodos en las calizas de agua dulce de la Fm de Els Mangraners (Valanginiense inferior – Hauteriviense superior). Les Corbetes del Macareno (Vallivana).

Parada 2. El Mas de La Rourera

Objetivos

Corte transversal y vista panorámica del sistema de canal fluvial multiepisódico en una situación proximal de la llanura lutítica (Figs.6, 7). Lóbulos de derrame. Estructuras de deformación hidroplástica. Estructuras de marea en el relleno de las facies de canal (Fig. 2.1).

Observaciones

Facies de canal fluvial multiepisódico (AIII), constituidas por conjuntos de areniscas de granulometría de fina a media y limolitas arenosas grises, con tramos de areniscas lutíticas amarillentas. Estas facies se sitúan de forma claramente erosiva sobre facies lutíticas rojas de la llanura de inundación con abundantes señales de edafización. La gran cantidad de arena acumulada en este sector, junto con las paleocorrientes predominantes, indican que este afloramiento corresponde a una posición más proximal dentro del sistema deposicional estudiado.

En las facies de canal se han podido distinguir diferentes unidades de relleno, que están formadas por formas de fondo (bed-forms) de mediana y gran escala, y están separadas por cicatrices erosivas y en ocasiones por alineaciones de cantos blandos. La base del canal muestra un nivel residual (lag) con abundantes nódulos de caliche retrabajados, procedentes de la erosión de niveles edáficos de la llanura de inundación, restos vegetales, fragmentos óseos de reptiles y ocasionalmente restos de ostreidos. Las estructuras heterolíticas onduladas y lenticulares, los niveles con estructuras flaser, los niveles con estructuras de haces mareales (bundles), y las interpretadas como herring-bones, son indicativas de procesos mareales.

En algunos niveles son muy evidentes las estructuras de deformación hidroplástica, que se generaron como consecuencia de la presión litostática y escape de fluidos.

Parada 3. El Molí dels Capellans – Teuleria Milian

Objetivos

Corte transversal y longitudinal del sistema de canal fluvial multiepisódico (AIII) en una situación más distal de la llanura lutítica (Figs.6, 7). Estructuras de marea en el relleno de las facies de canal (Fig. 3.1).

Observaciones

Se puede apreciar la geometría lenticular del litosoma (40 x 10 m) en sentido perpendicular a la dirección de la paleocorriente principal hacia el ESE (110°). En la sección longitudinal se aprecian hasta diez litosomas de orden menor (1-10) limitados por discontinuidades y caracterizados por sus facies primarias sedimentarias tractivas. Estos cuerpos se pueden agrupar en dos grandes conjuntos (Fig. 3.1): uno inferior (2-4) y otro superior (5-10), de acuerdo con su temporalidad y la importancia de las cicatrices y límites entre los cuerpos sedimentarios mayores. El modelo de apilamiento de ambos conjuntos tiene carácter retrogradante. En el conjunto inferior (2-4), el modelo de apilamiento es agradante. En cambio, en el conjunto superior 5-10, el modelo de apilamiento no es uniforme. Así, en el primer tramo (5-7) es retrogradante, mientras que en el segundo es nuevamente agradante. La presencia de etapas sedimentarias con un modelo de apilamiento retrogradante, se ha interpretado que estaría producida por pulsos de basculamiento hacia el norte (área proximal) del bloque de la subcuenca de Morella durante la extensión (sinsedimentaria) del segundo ciclo de rifting mesozoico.

El tramo inferior (5) está caracterizado por su granulometría gruesa entre la que destacan restos de huesos, fragmentos vegetales, restos de nódulos de caliche, fragmentos de ostreidos y, en ocasiones, algunos clastos blandos dispersos. En el tramo intermedio (6, 8, 9) son muy abundantes las estructuras de haces mareales (tidal bundles), junto a estratificaciones paralelas de menor orden asociadas a laminaciones cruzadas de pequeña magnitud. En la parte alta (10) también aparecen diferentes unidades de areniscas con estratificación cruzada de mayor orden que corresponden a diversos conjuntos de haces mareales. El techo de la unidad 10, se halla caracterizado por areniscas con diversos tipos de estructuras que muestran laminaciones cruzadas de diverso orden y magnitud.

El conjunto se puede interpretar como un canal fluvial en el que los materiales arenosos eran transportados mediante diversos tipos de bed forms que muestran modificaciones más o menos importantes producidas por la actividad mareal cíclica y repetitiva que era coetánea a la funcionalidad del canal fluvial. Los haces mareales asociados a laminación horizontal y en ocasiones a laminación cruzada generada por ripples, sugieren que la energía de las mareas era cambiante según los episodios, más importantes los de reflujo, que señalan aproximadamente la dirección y sentido de la paleocorriente principal, y menos los de flujo, que solo tenían energía suficiente como para efectuar un retoque en forma de capas planas (parte superior de la unidad 9) y cuando la energía del flujo disminuía de una manera importante, solo podían retrabajar la parte más alta de las formas de fondo, mediante ripples de escasa entidad.

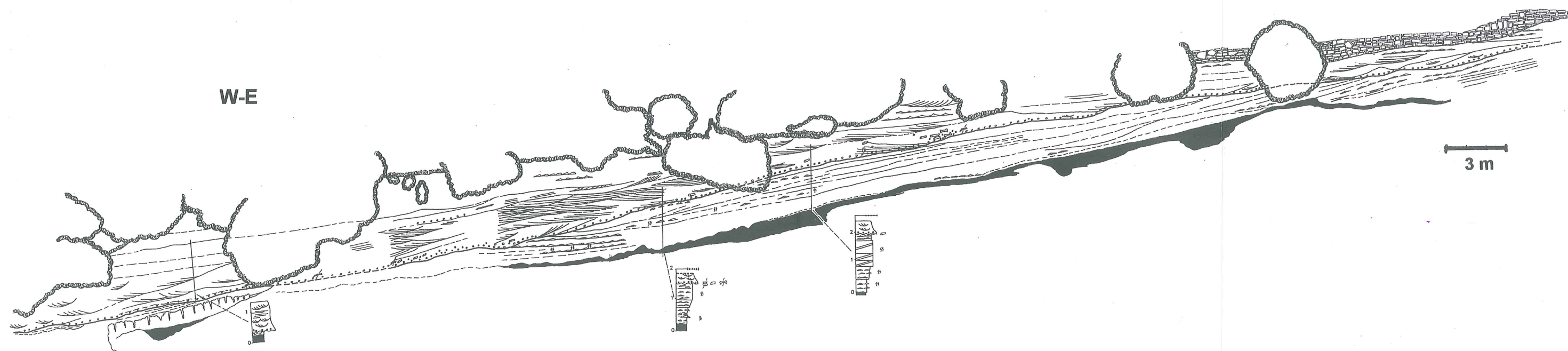


Fig. 2.1.- El Mas de La Rourera. Corte transversal del sistema de canal fluvial multiepisódico (AIII) en una situación más proximal de la llanura lutítica pantanosa. Estructuras de deformación hidroplástica. Estructuras de marea bien desarrolladas en el cuerpo basal de relleno del canal: haces mareales (bundles).

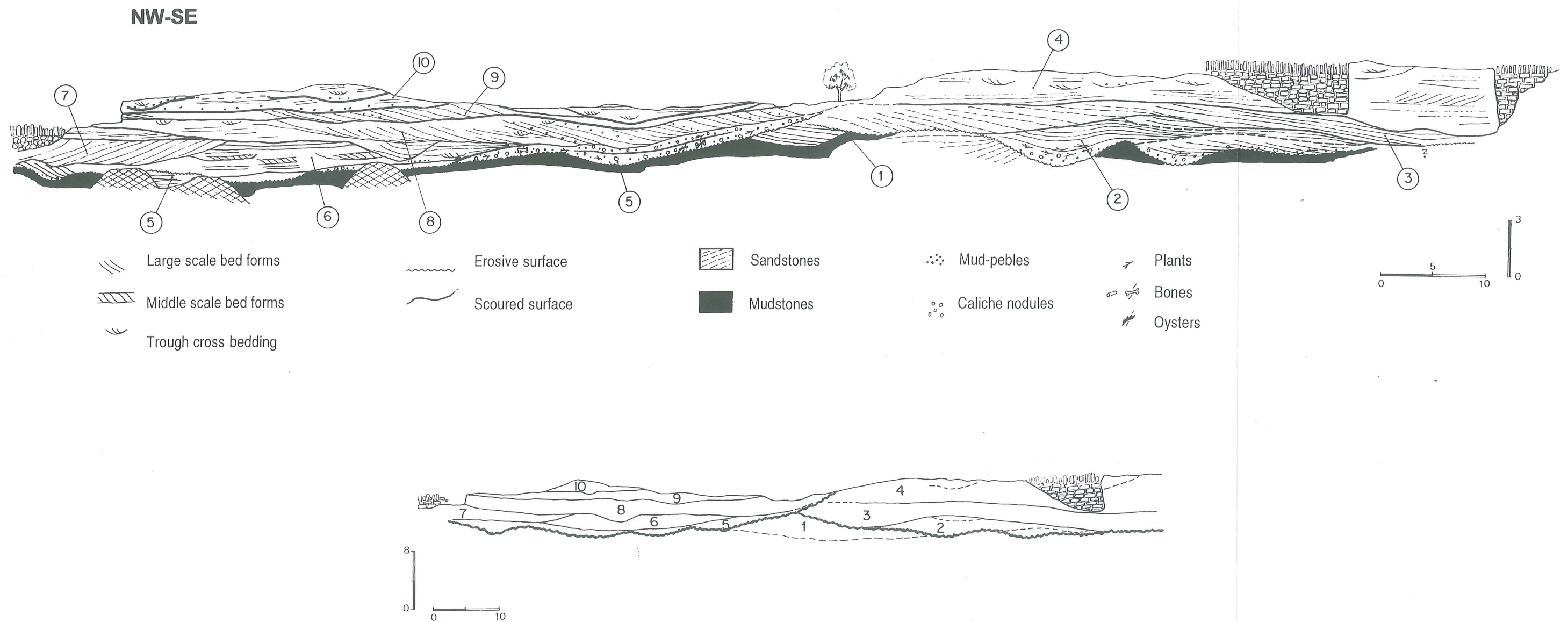


Fig. 3.1.- Molí dels Capellans – Teuleria Milian. Corte longitudinal del sistema de canal fluvial multiepisódico (AIII) en una situación más distal de la llanura lutítica pantanosa. El conjunto inferior (2-4) de cuerpos de relleno de canal es cortado por el conjunto superior (5-10). Se aprecian varios tipos de estructuras de marea en el relleno de las facies de canal.

Parada 4. El Mas de la Parreta

Objetivos

Observación de las unidades litoestratigráficas de orden menor. Estudio de la sucesión vertical. Evolución sedimentaria. Situación de los yacimientos de vertebrados y restos vegetales.

Estratigrafía, sedimentología y evolución secuencial

A partir del estudio de las relaciones laterales y verticales de las facies se han observado 5 tipos de asociaciones de facies (Figs. 4.1, 4.2). La Asociación I, corresponde a una llanura mareal carbonatada del Barremiense terminal. La Asociación II está caracterizada por ambientes de llanura lutítica pantanosa (*mud flat*), mal drenada, donde los sedimentos serían transportados por un flujo laminar de baja energía. Estas llanuras estarían expuestas a ambientes secos y húmedos produciendo oscilaciones del nivel freático que condicionarían ambientes oxidantes y reductores respectivamente. Ello daría lugar al color rojizo y grisáceo característico. Esta llanura fangosa estaría colonizada por coníferas del género *Frenelopsis* (familia *Cheirolepidiaceae*) y por una gran diversidad de fauna.

La Asociación III se presenta intercalada entre la Asociación II (Figs. 6, 4.2), y está caracterizada por facies de relleno de canal en un sistema fluvial efímero multiepisódico, con evidencias de influencia mareal. El apilamiento de los cuerpos de relleno de canal denota un carácter agradante y una local retrogradación del sistema fluvial, ambos relacionados con la creación de espacio disponible y el basculamiento producidos por la etapa sin-rift que sufrió la cuenca durante el Jurásico superior-Cretácico inferior.

La Asociación IV interpretada como un canal fluvial con abundantes y evidentes influencias mareales. La Asociación V muestra características de una llanura siliciclástica mareal.

El inicio de la sedimentación de las Formación Arcillas de Morella queda marcado por un cortejo de bajo nivel del mar (LST) que dio lugar al tránsito de ambientes de llanura mareal carbonatada del Barremiense terminal a una llanura lutítica pantanosa. La evolución del sistema deposicional cambió drásticamente con el aporte masivo de sedimento arenoso por un sistema fluvial de alta energía multiepisódico y localmente retrogradante. Este sistema fluvial estuvo controlado por el basculamiento de los bloques hacia el área fuente (norte), que provocó de la acomodación y controló la sedimentación sintectónica. Hacia techo, la sucesión queda marcada por un cambio en la dinámica sedimentaria, con la instalación de ambientes litorales perimareales. Este cambio en la sedimentación queda reflejado por un cortejo transgresivo (TST) que se deposita sobre una superficie de transgresión (ST) muy patente, delimitando la sedimentación continental de la marina litoral.

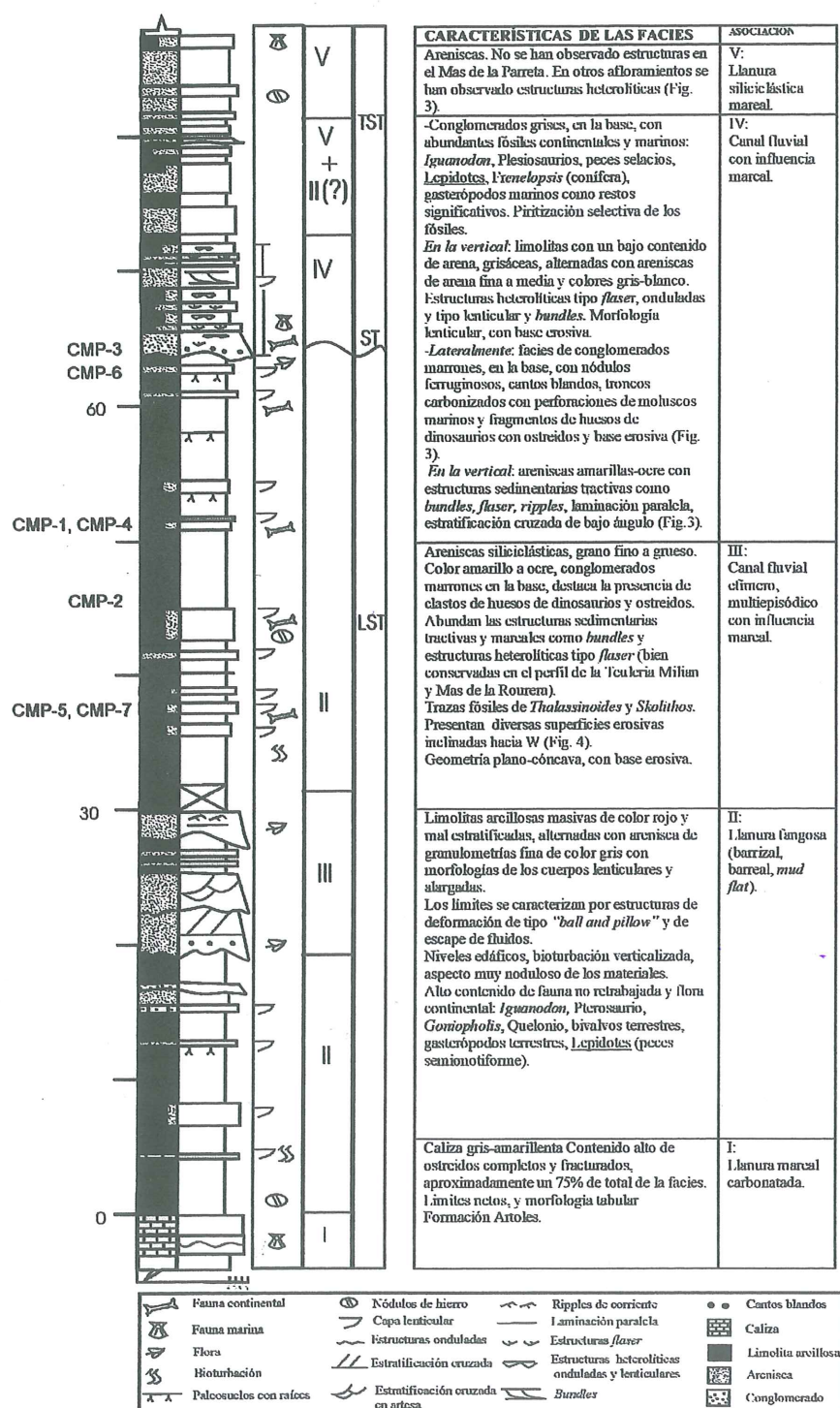
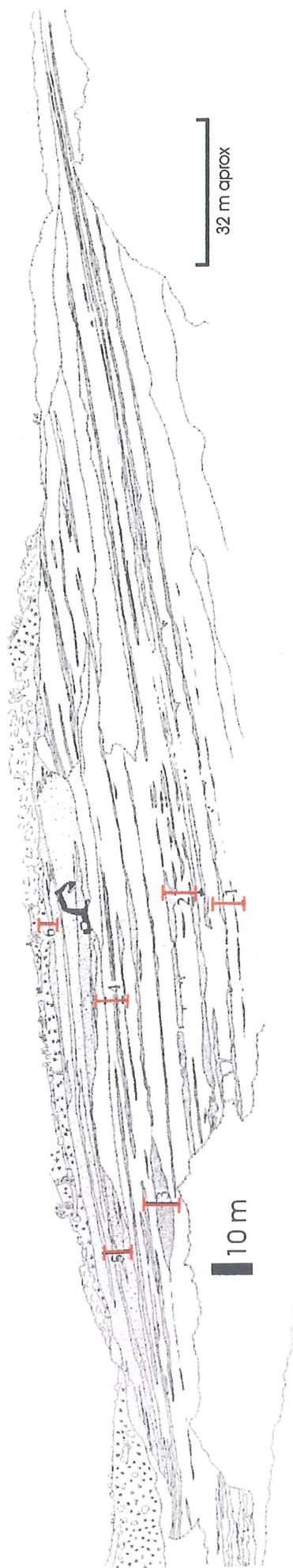


Figura 4.1.- Serie estratigráfica del Mas de la Parreta, con la descripción de las asociaciones de facies y su interpretación. Se indican los niveles paleontológicos estudiados (CMP-1 a CMP-7). Según Gámez et al, 2003.

W-E



-  Facies de limolitas arcillosas rojas
-  Facies arenisco-lutíticas grises
-  Facies de limolitas arenosoas grises
-  Facies arenisco-lutíticas amarillas
-  Parte cubierta
-  Cantera o caminos realizados por la actividad de la cantera
-  Columnas levantadas

Fig. 4.2.- Vista panorámica del frente de cantera del Mas de La Parreta en el año 2002. Se indican las litofacies y los tramos de medición de la serie estratigráfica sintética. La pala excavadora está situada muy cerca de la ST que limita las facies de barrizal continental, de colores rojizos, de las grises correspondientes al barrizal litoral perimareal.

La fauna

La sucesión estratigráfica del Mas de la Parreta (Fig. 4.1) muestra dos tramos, claramente diferenciados desde el punto de vista sedimentológico, separados por una superficie de transgresión (superficie ST). El tramo inferior, correspondiente a facies de barrizal continental, incluye los yacimientos CMP-1, CMP-2 y CMP4 a CMP-7. En todos ellos destaca la abundancia y el dominio de restos de iguanodóntidos (Lámina 1). Otros restos de vertebrados pertenecen a cocodrilos (en especial *Goniopholis* y en menor medida *Bernissartia*), quelonios de pequeño tamaño, peces de la familia Semionotidae (probablemente *Lepidotes*). También se han encontrado moldes de bivalvos y gasterópodos acuáticos (Tabla 1).

Desde el punto de vista tafonómico estos yacimientos corresponden a la categoría de depósitos de concentración según la clasificación tafonómica de Seilacher, que incluye las acumulaciones de restos esqueléticos tras una alteración bioestratinómica significativa. La horizontalidad de los restos respecto al plano de estratificación es casi total y solo en algunos niveles se observan orientaciones preferentes de los huesos largos. El grado de abrasión generalmente es muy bajo y las roturas de los huesos largos son mayoritariamente paralelas, producidas por procesos fosildiagenéticos posteriores a la mineralización. Otras roturas se han producido durante el proceso de extracción. Los diferentes elementos anatómicos aparecen desarticulados. Las carcasas se desarticularon por acarreo y transporte hidráulicos (Sanz *et al.*, 1982).

El nivel CMP-3 se encuentra en la base del segundo tramo diferenciado, que corresponde a la base marcadamente erosiva del cortejo transgresivo (ST) y que generalmente va asociada a facies de canal con marcada influencia mareal (AIV). Desde el punto de vista sedimentológico este tramo está formado por las facies perimareales de un barrizal litoral. En consecuencia, el nivel CMP-3, que representa una acumulación de carga de fondo con troncos y huesos, presenta unas características paleontológicas y tafonómicas algo diferentes del resto. La fauna (Tabla 1) muestra una mezcla de restos de organismos marinos como plesiosaurios o perforaciones de bivalvos (*Teredolites*) en troncos, junto con restos de organismos continentales, ya sea terrestres (dinosaurios saurópodos, ornitópodos y terópodos) o acuáticos (peces). El largo transporte de estos restos como carga de fondo ha supuesto la selección de elementos mas masivos, como vertebras y dientes y también la abrasión y en algunos casos rotura de los restos de origen marino.

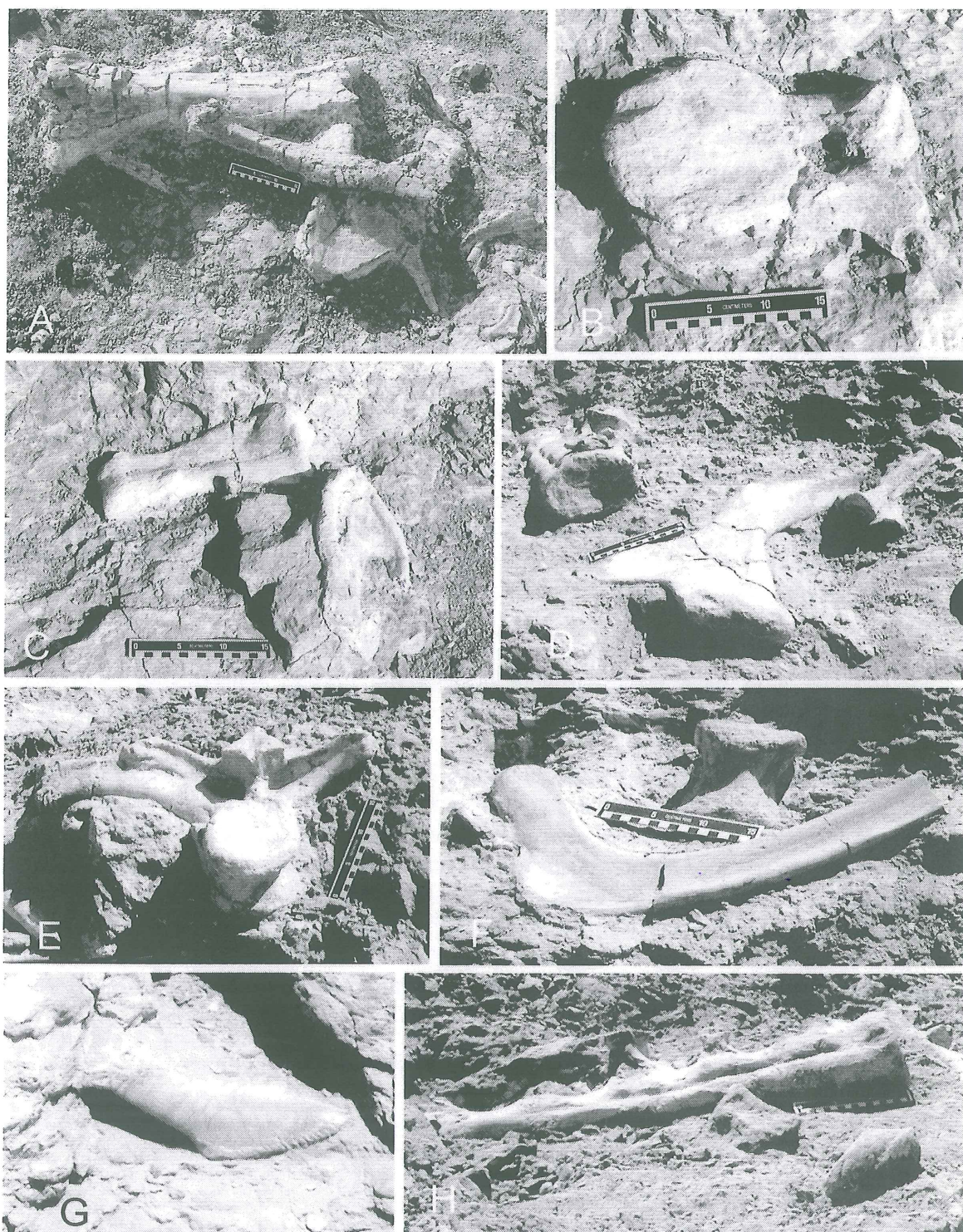


Lámina 1. Restos esqueléticos de *Iguanodon* cf. *bernissartensis* hallados en los niveles CMR-4 (A-C) y CMR-5 (D-H) del afloramiento del Mas de la Parreta. A. vista superior de un conjunto formado por tibia, diáfisis isquiática, vértebra caudal anterior y fragmentos de costillas, B. vértebra cervical posterior, C. metatarsal y fragmento de premaxilar, D. fragmento proximal de isquion, sacro en vista caudal y espina neural de vértebra dorsal, E. cara posterior de una vértebra dorsal media con fusión patológica de su costilla izquierda, F. región proximal de costilla dorsal y vista ventral de centro vertebral, G. superficie bucal de diente mandibular, mostrando su borde denticulado (longitud 7 cm), H. sacro de la fig. D en vista ventral.

**TABLA 1. RELACIÓN DE LA FAUNA ENCONTRADA
EN LA CANTERA DEL MAS DE LA PARRETA**

Yacimiento CMP 1. En él, se localizaron 89 piezas o fragmentos mayoritariamente pertenecientes a *Iguanodon* cf. *bernissartensis*. Entre ellas se puede destacar un fémur izquierdo completo, un fragmento de húmero y vértebras cervicales y caudales. Además, aparecieron otros restos: un posible astrágalo de terópodo, restos de cocodrilos y tortugas y pequeños coprolitos.

Yacimiento CMP 2. Las 224 piezas o fragmentos recuperados fueron, en su mayor parte, de pequeño tamaño. De entre ellas, destacó el elevado número de piezas dentales, tanto de dinosaurios ornitópodos y terópodos como de cocodrilos de dos géneros diferentes, *Bernissartia* y *Goniopholis*. Otros restos interesantes fueron placas del peto y huesos de tortugas, una vértebra de escamoso (*Lacertilia* indet.), placas osteodérmicas de cocodrilos o huesos de anuros. Además, apareció un pequeño depósito de concentración con restos de un iguanodóntido, entre ellos una fíbula completa, un fragmento de hemimandíbula y varias costillas.

Yacimiento de CMP 3. Es el que más restos ha aportado al registro fósil de la cantera. Por el momento (aún no se encuentra agotado), se han recuperado más de 1000 piezas o fragmentos, de los cuales se han siglado 852. Destaca la abundancia y variedad de piezas dentales de varios géneros de peces, plesiosaurios, varios géneros de cocodrilos. Se han localizado también numerosas piezas dentales y otros restos esqueléticos de dinosaurios saurópodos, terópodos, ornitópodos y tireóforos. Lateralmente, este mismo nivel estratigráfico, presenta una asociación diferente. Los elementos más constantes son las piezas dentales y las vértebras, principalmente caudales. Las piezas dentales corresponden a cocodrilos *Thalattosuchia* y *Goniopholis*, iguanodóntidos y a un plesiosaurio. Las vértebras pertenecen a cocodrilos, iguanodóntidos y terópodos. Dos piezas interesantes son un gran fragmento proximal de húmero derecho de un saurópodo braquiosaurino y una escápula derecha completa de un iguanodóntido muy joven.

Yacimiento de la CMP 4. De las 33 piezas o fragmentos hallados, los más destacables pertenecen a *Iguanodon*. Se trata de un gran fragmento de tibia, un fragmento muy deteriorado de fíbula, una vértebra caudal, un fragmento de premaxilar, un metatarsal III y un diente completo.

Yacimiento de CMP 5. Se recuperaron 178 piezas o fragmentos identificables así como 65 sin identificar. La mayoría de los restos (huesos craneales, gran parte del esqueleto axial, la mayor parte de los huesos de las cinturas escapular y pélvica, huesos de las extremidades) corresponden a un solo individuo de *Iguanodon* cf. *bernissartensis* ya que no apareció ningún elemento esquelético repetido. Además se localizaron moldes de bivalvos y gasterópodos, escamas de *Lepidotes* y huesos de cocodrilos. Separados unos pocos metros de este depósito de concentración aparecieron una serie de restos removidos por la maquinaria correspondientes al género *Iguanodon*, entre los que destacan un predentario, un gran fragmento de astrágalo, la parte distal de un dentario con el proceso coronoides y un fragmento de dentario con dentición. Uno de los huesos más interesantes corresponde a un centro vertebral muy neummatizado que podría pertenecer a un pterosaurio. Sería la primera noticia de estos animales en el registro fósil de las Arcillas de Morella.

Yacimiento CMP 6. En este nivel aparecieron pocos restos. Se puede destacar un fémur, correspondiente a un iguanodóntido juvenil o subadulto junto a fragmentos de costillas y de huesos pélvicos.

Yacimiento CMP 7. Los materiales localizados fueron una costilla dorsal casi completa, un centro de vértebra dorsal, dos centros de vértebras caudales, una de ellas muy posterior, un fragmento proximal de elemento apendicular. Todos los elementos pertenecen a un ornitópodo iguanodóntido.

La flora

El estudio paleobotánico se refiere principalmente al nivel CMR-3 del tramo perimareal, aunque también se dispone de una fronda de helecho aislada (*Cladophlebis browniana*) hallada en las arcillas rojas del tramo inferior de la serie del Mas de la Parreta. El nivel CMP-3 presenta una asociación dominada por los diferentes órganos de *Frenelopsis*, una conífera queirolepidiácea que constituyó las comunidades de tipo manglar en el Cretácico inferior, aunque últimamente también se ha caracterizado como planta abundante en pantanos límnicos de la misma edad (Gomez et al, 2001). Así, la base del cortejo transgresivo está formada por una acumulación de troncos de tamaño decimétrico a métrico, en general carbonizados geoquímicamente y por tanto imposibles de identificar taxonómicamente. Solo algunos de los restos se han conservado como carbón vegetal y presentan la anatomía interna conservada. Estos fragmentos pertenecen al género *Brachyoxylon*, que corresponde al xilema de coníferas queirolepidiáceas (Lámina 2, figs A-C). Junto con los troncos se encuentra asimismo una gran cantidad de cutículas de morfología rectangular, de 1-2 cm de longitud, pertenecientes a internodos desarticulados de *Frenelopsis uñaensis* GOMEZ 2002 (Lámina 2, figs D-G). Esta especie solo se conocía hasta el momento de los lignitos lacustres de la Formación de la Huérguina en Uña y Las Hoyas (Barremiense superior) de la Serranía de Cuenca (Gomez et al., 2002), por lo que su presencia en las arcillas de Morella permite ampliar su rango cronoestratigráfico al Aptiense inferior. Igualmente su hallazgo en facies perimareales permite señalar que se trataba de una especie capaz de vivir en un amplio abanico paleoambiental, que variaba desde pantanos límnicos en la Serranía de Cuenca hasta ambientes salobres de manglar en el Maestrat.

El estudio palinológico del nivel CMR-3 ofrece un diagrama polínico muy rico en materia orgánica, con gran cantidad de restos de tejidos vegetales y de palinomorfos, que presentan roturas evidentes, resultado de la fragmentación producida durante la etapa bioestratigráfica. El polen del género *Classopollis* (conífera queirolepidiácea), domina el espectro esporopolínico, alcanzando hasta el 40 % del total de los palinomorfos. La presencia de tétradas indica que la planta productora viviría cerca del medio deposicional. También son muy abundantes y diversas las esporas de helechos. Destacan en este sentido los ejemplares del género morfológico *Pilosisporites*, relacionado con el género actual *Lygodium* (familia Schizaeaceae), así como el género morfológico *Biretisporites* relacionado con la familia Osmundaceae. Entre los palinomorfos algales cabe destacar por su abundancia una forma indeterminada, posiblemente marina, asociada a la muy escasa presencia de *Schizosporis* y *Botryococcus*, ambos pertenecientes a clorofitas dulceaquícolas.

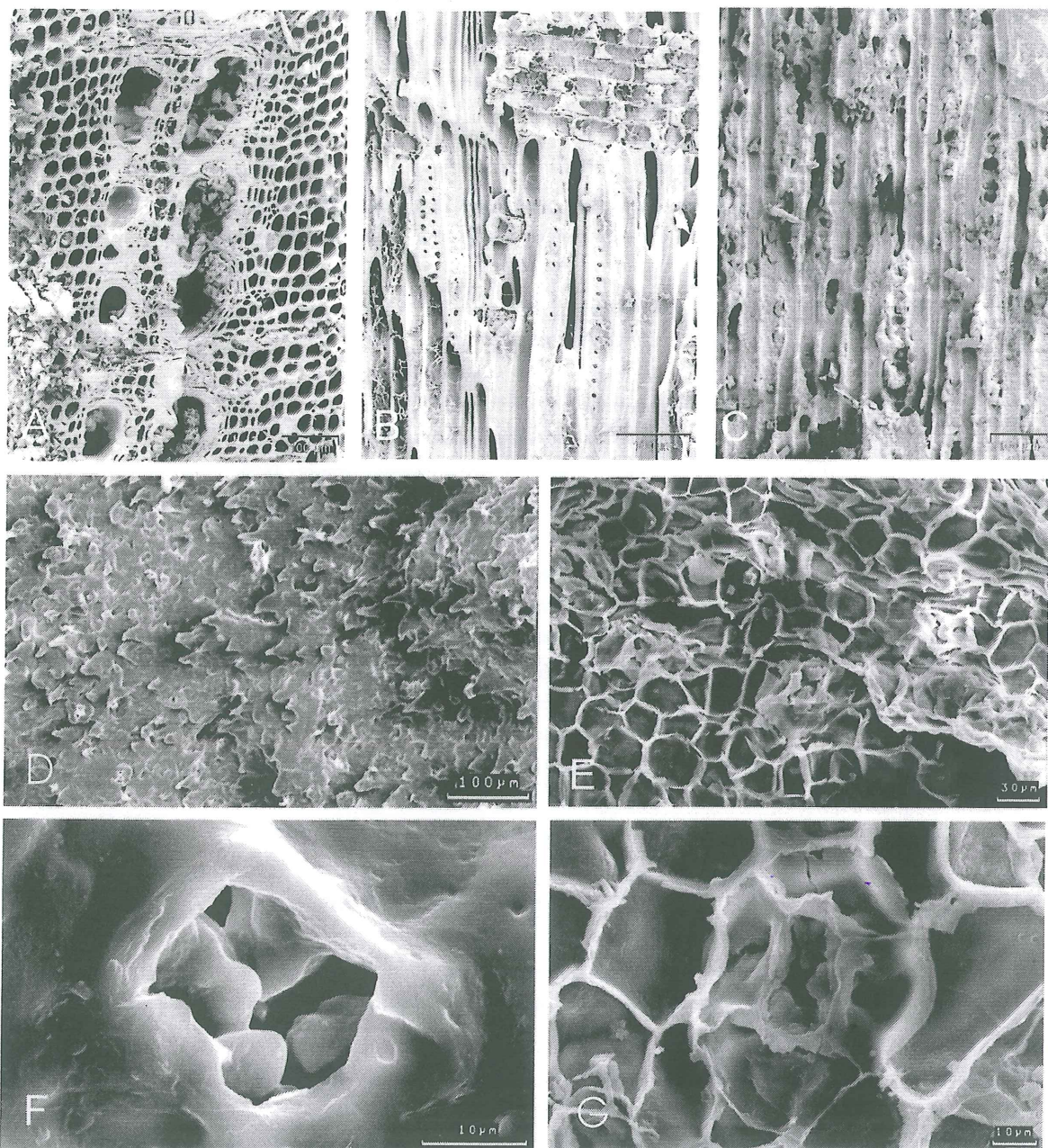


Lámina 2. Fotos al microscopio electrónico de la madera (*Brachyoxylon*, figs. A-C) y las cutículas (*Frenelopsis ugunaensis*, figuras D-G) halladas en el nivel CMP-3 del Mas de La Parreta. A. sección transversal mostrando madera homoxila con canales resinosos, B. sección radial con perforaciones de tipo mixto, alternando perforaciones uniseriadas y biseriadas, C. sección tangencial, D. superficie externa de la cutícula mostrando su recubrimiento papilar. E. superficie interna de la cutícula mostrando las paredes anticlinales de las células epidérmicas, F. vista externa de un estoma con papilas internas. G. vista interna de un estoma mostrando las células subsidiarias

TABLA 2. RELACIÓN DE LOS PALINOMORFOS DEL NIVEL CMP-3 DE LA CANTERA MAS DE LA PARRETA

CHLOROPHYTA

Schizosporis sp.

Botryococcus sp.

HEPATICOPHYTA

Aequitriradites spinulosus (Cook.& Dett.) Cookson & Dettmann 1961

Aequitriradites verrucosus (Cook.& Dett.) Cookson & Dettmann 1961

FILICOPHYTA

Fam. Cyatheaceae

Cyathidites australis Couper 1953

Cyathidites minor Couper 1953

Fam. Schizaeaceae

Appendicisporites potomacensis Brenner 1963

Cicatricosisporites aralica (Bolkh.) Brenner 1963

Cicatricosisporites hallei Delcourt & Sprumont 1955

Cicatricosisporites potomacensis Brenner 1963

Cicatricosisporites sp.

Cf. *Plicatella pseudomacrorhyza* (Mark.) Dörhöfer 1977

Costatoperforosporites sp.

Concavissimisporites punctatus (Delc. & Sprum.) Brenner 1963

Concavissimisporites variverrucatus (Couper) Brenner 1963

Impardecispora apiverrucata (Couper) Venkatachala et al. 1968

Pilosporites trichopapillosus (Thierg.) Delcourt & Sprumont 1955

Pilosporites verus Delcourt & Sprumon 1955

Pilosporites crassiangulatus Dörhofer 1977

Fam. Osmundaceae

Biretisporites potoniaei Delcourt & Sprumont 1955

CYCADOPHYTA

Eucommiidites troedssonii Erdtman 1948

Eucommiidites minor Groot & Penny 196

CONIFEROPHYTA

Fam. Araucariaceae

Araucariacites australis Cookson 1947

Callialasporites dampieri (Balme) Dev 1961

Fam. Pinaceae (bisacados indeterminados)

Fam. Cheirolepidiaceae

Classopollis sp.

GNETOPHYTA

Fam. Ephedraceae

Ephedripites multicostatus Brenner 1963

Referencias bibliográficas

- Canérot, J., Cungny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J., 1982.- *Ibérica Central-Maestrazgo*. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid: 273-344.
- Einsele G., 2000.- *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Ed. Springer-Verlag: 95-124.
- Gomez, B., Martín-Closas, C., Méon, H., Thévenard, F. y Barale, G., 2001.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 133-148.
- Gomez, B., Martín-Closas, C., Barale, G., Solé de Porta, N. Thévenard, F. y Guignard, G., 2002.- *Paleontology*, 45: 997-1036.
- Marie, J., 1964.- *Étude stratigraphique et micropaléontologique de la région de Morella (prov. de Castellón, Espagne.)*. Diplome d'Études Supérieures, Univ. de Dijon: 1-108.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G., Ardèvol, Ll., 1992.- In: J.P. McCabe & J.T. Parrish (eds.), *Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals: Boulder, Colorado*. The Geological Society of America. Special Paper, 267:193-208
- Salas, R., 1987.- *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona: 1-365.
- Salas, R. y Casas, A., 1993.- *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R. y Guimerà, J., 1996.- *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.
- Salas, R. y Guimerà, J., 1997.- *Boletín Geológico Minero*, 108-4 y 5: 393-402.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., y Alonso, A., 2001.- En: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. y Crasquin-Soleau, S. (eds.), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basin and Passive Margin*. Mém. Mus. Natn. Hist. Nat., Paris, 186: 145-185.
- Santafé, J.V., Casanovas, M.L., Sanz, J.L., Calzada, S., 1982.- *Geología y Paleontología (Dinosaurios) de las Capas rojas de Morella (Castellón, España)*. Diputación Provincial de Castellón y Diputación de Barcelona: 15-60.
- Sanz-Rubio, E., Abdul-Aziz, H., Calvo, J. P., Hilgen, F., y Krijgsman, W., 2001.- *Geotemas*, 3(2): 85-90.
- Watson N, J., 1988.- *The Cheirolepidiaceae*. En: Beck, C.B. (ed.), *Origin and evolution of Gymnosperms*: 382-435.