

Estratigrafía y sedimentología del terciario inferior continental de los Catalánides

Fernando Colombo Piñol

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA
Y
GEOLOGIA HISTORICA

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL
TERCIARIO INFERIOR CONTINENTAL DE
LOS CATALANIDES**

Fernando COLOMBO PIÑOL

Contenido biológico: En esta Formación son localmente muy aparentes unos depósitos carbonatados, generalmente muy laminados, con geometrías irregulares que van desde completamente laminares, a tabulares, a esféricas de pequeño y gran tamaño, etc. A pequeña escala se hallan constituídas por unas laminaciones de indudable origen orgánico y muy similares a las correspondientes a cianofíceas. Por tanto se han interpretado (ANADON & ZAMARREÑO in press) como productos de la actividad de esas algas, formando laminaciones estromatolíticas muy semejantes a las descritas en la literatura (ROODY 1915; GLACECK 1965; FREYTET & PLAZIAT 1975), así como construcciones oncolíticas, etc.

En principio se intentará efectuar una descripción bastante completa de los diferentes tipos a escala macroscópica para pasar posteriormente a su descripción microscópica y finalmente adelantar algunas consideraciones acerca de su génesis y significado.

En el seno de esta Formación, y preferentemente con relación a los niveles conglomeráticos de geometría canaliforme se aprecia la existencia de unos depósitos carbonatados que se presentan con diversas morfologías así como en diferentes situaciones con respecto a los cuerpos conglomeráticos citados anteriormente. Han sido interpretados como construcciones algales estromatolíticas (FREYTET & PLAZIAT 1965, 1972, 1975; ORDONEZ & GARCIA DEL CURA 1975; WILLIAMS 1975a, b; FREYTET & TRUC 1975; ANADON 1978; etc.) muy semejantes a las descritas en ambientes fluviales actuales (ROODY 1915; MINCKLEY 1962; GLAZECK 1965, etc.). En principio trataremos de agruparlas por la diferente morfología externa y después se intentará a la luz de algunas descripciones microscópicas adelantar alguna posible hipótesis acerca de su génesis y de su significado ligado al tipo de depósitos detríticos comentados.

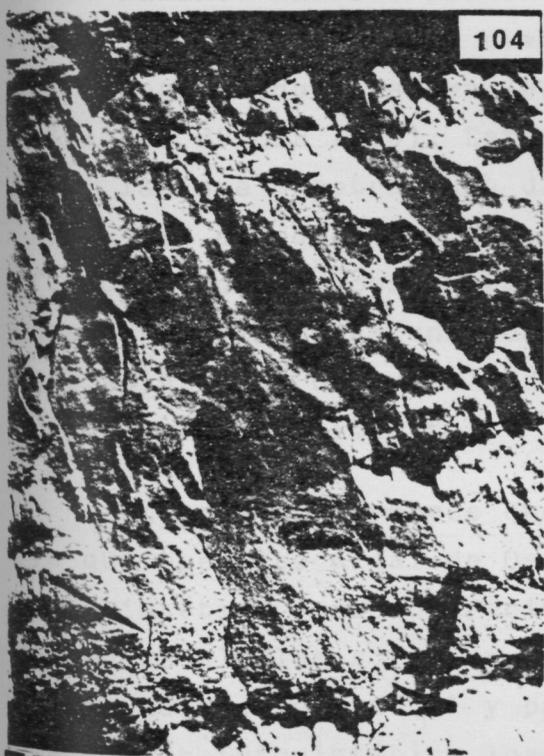
En principio pueden distinguirse tres morfologías principales:

1.- Formas oncolíticas: Constituye una de las formas más extendidas y consiste en construcciones algales de morfología esférica y dimensiones, generalmente centimétricas aunque localmen-

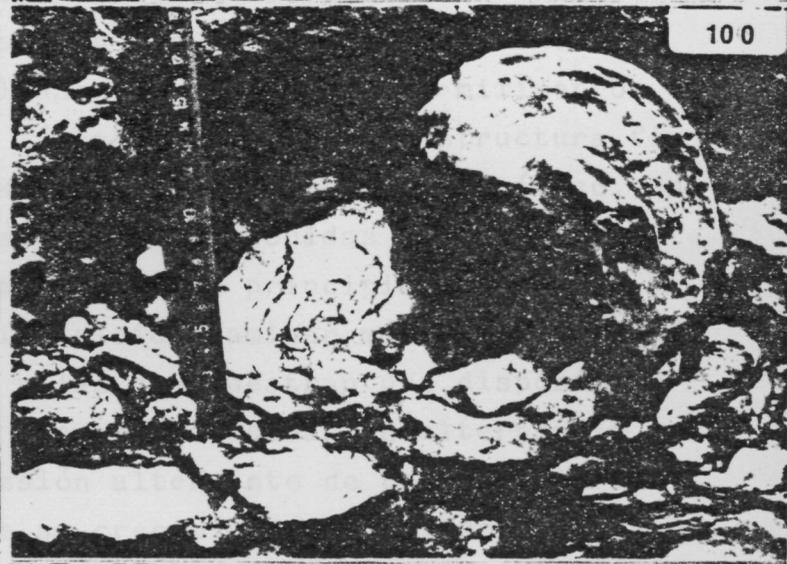
- Fot. 98.- Diversos tipos de edificios algales estromatolíticos colocados en estrecha relación con los materiales detríticos de un nivel conglomerático. Miembro Conglomerados Codolar. Inmediaciones Vilanova de Prades.
- Fot. 99.- Crecimientos algales estromatolíticos. Misma localidad que anteriormente. Obsérvese el crecimiento algal organizado en la parte inferior, y el aspecto caótico que muestra la parte superior en la que coexisten diversos tipos de formas (esféricas, cilíndricas,.. etc). Escala centimétrica.
- Fot. 100.- Detalle de un crecimiento algal en la misma localidad. Este crecimiento, en forma de "pliegue arrollado" tiene un núcleo arenoso calcarenítico. Se puede deducir que después de una etapa de crecimiento normal, sufre una removilización y es transportado hasta el lugar donde se encuentra actualmente. Escala centimétrica.
- Fot. 101.- Detalle de un edificio algal similar al anterior y en la misma localidad, que no ha sido removilizado y parece estar creciendo in situ. Presenta núcleo arenoso y las láminas algales sobre las que se asienta tienen bastante continuidad lateral. Escala centimétrica.
- Fot. 102.- Pequeños oncolitos algales que tienen núcleo arenoso y muestran varias etapas de crecimiento propio hasta que finalmente y después de una removilización quedan recubiertos por un crecimiento algal estromatolítico posterior. Misma localidad que antes. Están colocados en la base de un nivel arenoso calcarenítico.
- Fot. 103.- Crecimiento cilíndrico algal elongado en la dirección de la paleocorriente predominante y situado cerca de la superficie de un nivel conglomerático del Miembro Codolar. Corte FLMR.
- Fot. 104.- Graded bedding normal de pequeños oncolitos localizados cerca de la base de un nivel de limolitas arenosas muy carbonatadas que se presentan en Salou. Corte FNPL.



100



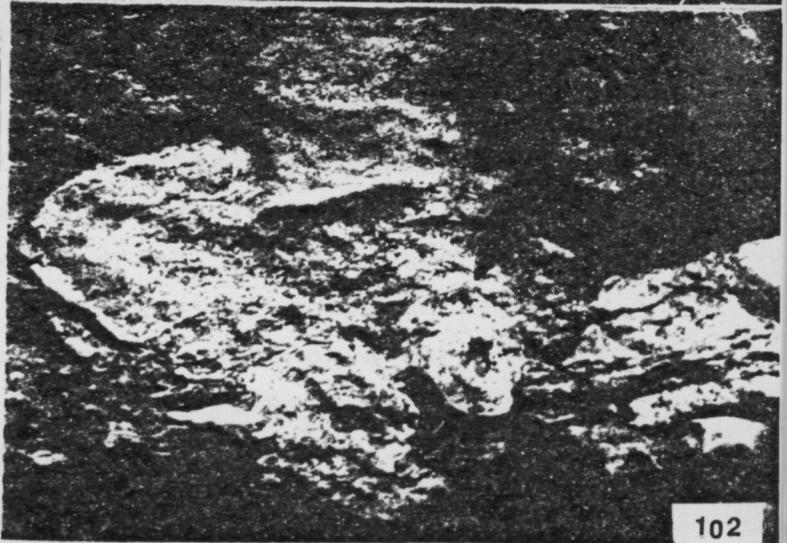
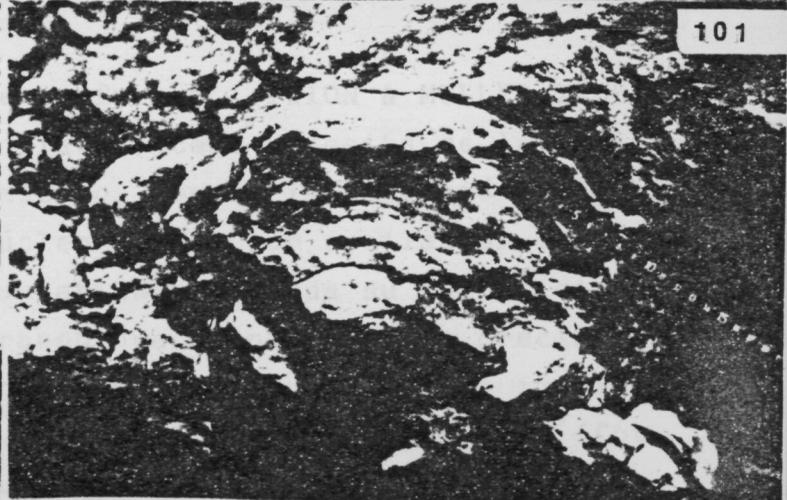
104



101



103



102

te pueden ser decimétricas y aún mayores. Aunque son generalmente esféricas, por compactación pueden llegar a mostrar una morfología similarmente ovoide (fot. 121). En principio se trata de un crecimiento laminar concéntrico a partir de un determinado núcleo construido por un fragmento fósil (fot. 107), por un fragmento algal anterior (fot. 108, 113, 114 y 116), por areniscas (fot. 119) y por algún fragmento carbonatado limolítico (fot. 121). En principio están constituidos por la alternancia de laminaciones claras y oscuras que pueden tener potencias unitarias variables entre alguna micras y algunos milímetros como máximo. Ambos tipos de láminas muestran una estructura fibrosa más o menos clara atendiendo a su contenido micrítico, que se parece mucho a las mallas algales atribuidas a Cianofíceas (IRION & MULLER 1968). Estas láminas en principio son de dos tipos, las que muestran una disposición laminar más o menos continua a una a pequeña escala, y las que muestran una disposición fibrosa. Además acostumbran a estar colocadas en alternancia lo que parece implicar una sucesión alternante de periodos en los que existía un desarrollo de su crecimiento y periodos de detención de ese crecimiento.

En principio parece que se forman (IRION & MULLER 1968), ya que ese tipo algal de Oscillatoriaceas necesita de la acción fotosintética para su crecimiento, por la implantación de unas colonias algales sobre un núcleo y este por oscilación o rodadura va mostrando gradual y paulatinamente toda su superficie a la acción fotosintética logrando que se produzca un crecimiento laminar más o menos continuo y completo. Su asimetría implica un posicionamiento concreto en el periodo de crecimiento (fot. 120). En principio parece que es del todo necesaria la acción fotosintética para su desarrollo, así como un cierto substrato sobre el que puedan implantarse las colonias algales.

2.- Otro tipo de construcciones algales muy evidentes y aparentes según los lugares son las construcciones elongadas y con una morfología más o menos cilíndrica. Con diámetro generalmente decimétrico y dimensión longitudinal de orden métrico. Acostumbran a presentarse en forma de cilindros cerrados (fot. 103, 122), en forma de laminaciones plegadas o cuerpos cilíndri-

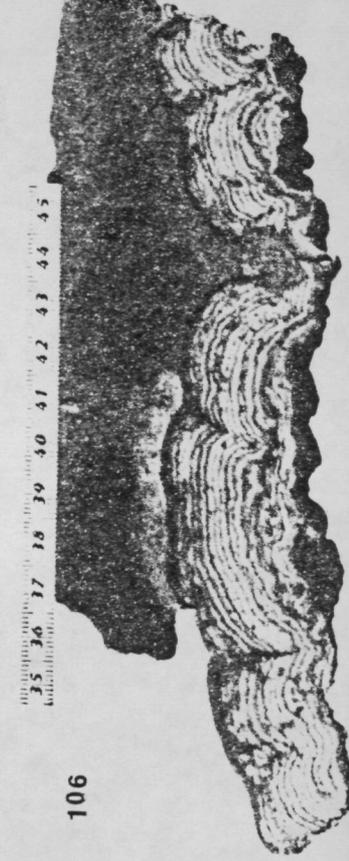
- Fot. 105.- Edificio algal de tipo planar. Obsérvese que su construcción se ha realizado de tal manera que en una parte el crecimiento predomina sobre la otra, lo que indica un retrabajamiento posterior a la construcción de la primera etapa. Detalle de crecimientos algales asociados a niveles conglomeráticos en el Miembro Codolar. Inmediaciones de Vila-nova de Prades. Escala centimétrica.
- Fot. 106.- Crecimiento algal planar similar al anterior, con la particularidad de que solo ha crecido en una posición lo que parece descartar una removilización posterior a los primeros estadios de crecimiento. Obsérvese la detención brusca del crecimiento una vez se instalan los materiales arenosos sobre el mismo. Niveles intercalados en el Miembro Codolar. Inmediaciones de Sant Joan del Codolar. Escala centimétrica.
- Fot. 107.- Oncolito que muestra un crecimiento a partir de una concha de bivalvo que actúa como núcleo. Obsérvese la alternancia de bandeados claros y oscuros. Corte de Espinalbet, en el área de Berga. Escala centimétrica.
- Fot. 108.- Oncolito que parece mostrar un núcleo formado por un material algal esponjoso y de aspecto columnar. Escala centimétrica. Inmediaciones de Sant Joan del Codolar. Miembro Codolar.
- Fot. 109.- Aspecto general de los niveles algales de la Punta Daurada en Salou. Hay que remarcar el carácter acanalado de los mismos así como la fragmentación característica de ese depósito. Parte superior del corte FPL.



109



105



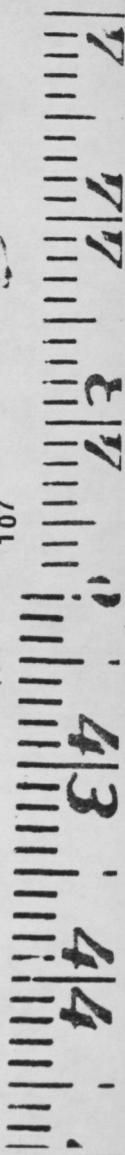
106



107



108



cos - no cerrados (fot. 98, 99, 100, 101). En conjunto se trata de un crecimiento más o menos concéntrico de laminaciones carbonatadas alrededor de un núcleo que puede estar constituido por areniscas (fot. 100, 101, 118). En casos muy particulares se aprecia que carecen de núcleo y ello puede ser debido a que la sección efectuada no corte al núcleo por estar implantada en un margen de esa construcción o quizás porque ésta se ha desarrollado alrededor de algo más compacto tal y como podría ser algún fragmento vegetal tal y como una rama o quizás algún tallo (fot. 122).

Las láminas por lo general tienen unas características muy similares a las citadas con respecto a los crecimientos oncolíticos.

3.- Un tercer tipo de construcciones algales, que generalmente se ha denominado clásicamente como estromatolítico, es el crecimiento laminar bastante extenso lateralmente que puede estar colocado sobre un substrato más o menos compacto tal como el representado por oncolitos preexistentes (fot. 102), el constituido por un nivel arenoso conglomerático (fot. 111) el constituido por areniscas (fot. 112) y aún el constituido por algunos clastos (fot. 110). También existen algunos crecimientos laminares implantados sobre un substrato fino lutítico cohesivo tal como el representado en las fots. 105 y 106.

En conjunto, a pesar de existir variaciones morfológicas macroscópicas en la geometría general de este tipo de construcciones algales, que varían desde construcciones oncolíticas de pequeño y gran tamaño, hasta construcciones laminares pasando por construcciones cilíndricas y en pliegue más o menos cerrado, su organización a microescala es muy similar.

En principio se halla constituida mediante una alternancia de bandeados claros y bandeados oscuros (fot. 123, 125). En detalle el conjunto de estos bandeados muestra una fábrica fibrosa radial, más patente en los niveles claros ya que acostumbra a estar constituida principalmente por fibras de esparita y microesparita, mientras que en los bandeados oscuros esta organización fibrosa no es aparente a causa probablemente de

Fot. 110.- Detalle del crecimiento de las láminas algales sobre un substrato duro constituido en este caso por dos clastos carbonatados cretácicos. Hay que remarcar que el crecimiento estromatolítico se realiza en dos etapas. La primera queda representada por las láminas inferiores. La segunda corresponde a las láminas superiores separadas de las primeras mediante una pequeña cicatriz erosiva. Niveles conglomeráticos Miembro Codolar. Vilanova de Prades. Escala centimétrica.

Fot. 111.- Crecimiento estromatolítico sobre unos materiales detríticos conglomeráticos carbonatados con algunos pequeños restos algales dispersos. Obsérvese la alternancia de bandeados claros y oscuros, así como la nitidez del contacto de la construcción algal sobre el substrato sobre el que se sustenta. Muestra pulida PL 56. Area de Salou. Escala centimétrica.

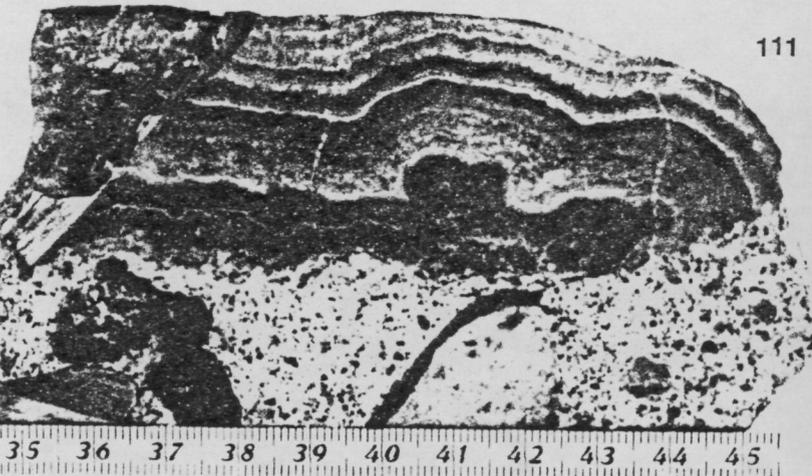
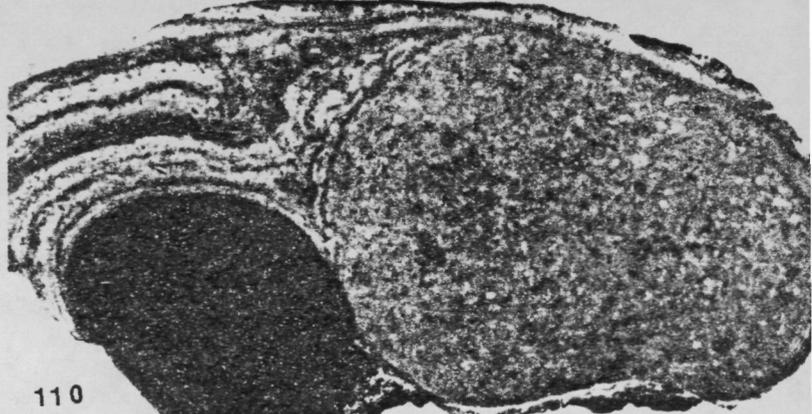
Fot. 112.- Crecimiento algal estromatolítico sobre un núcleo arenoso que a su vez muestra algunos restos dispersos de construcciones algales. Miembro Codolar. Corte de Cabassers.

Fot. 113.- Crecimiento algal oncolítico que muestra como núcleo a una construcción algal anterior, retrabajada. Miembro Codolar. Vilanova de Prades. Escala centimétrica.

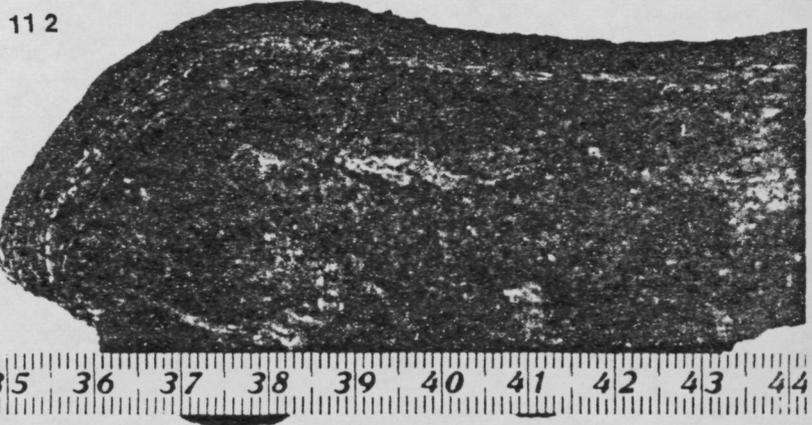
Fot. 114.- Edificio algal que ha sido retrabajado durante su crecimiento, tal como lo demuestra el crecimiento de las láminas en ambos sentidos. La parte oscura parece corresponder a parte del material algal original con mayor contenido en materia orgánica. Miembro Codolar. Vilanova de Prades. Escala centimétrica.

Fot. 115.- Edificio algal relativamente planar, que muestra crecimiento en dos sentidos lo que indica una remodelización después del primer estadio de crecimiento. Carece de núcleo aparente. Miembro Codolar. Vilanova de Prades. Muestra pulida. Escala centimétrica.

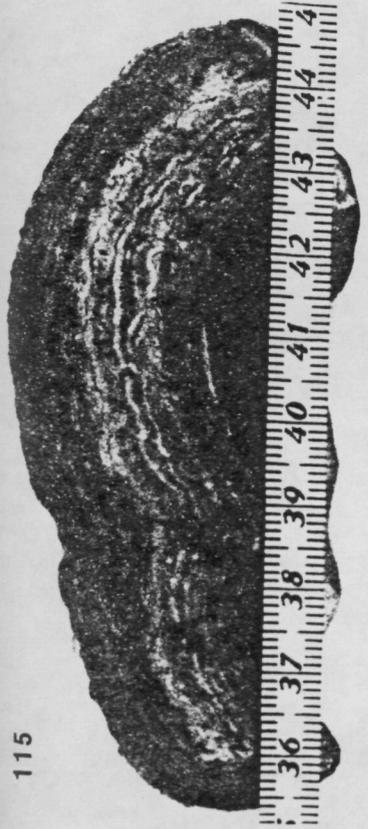
114



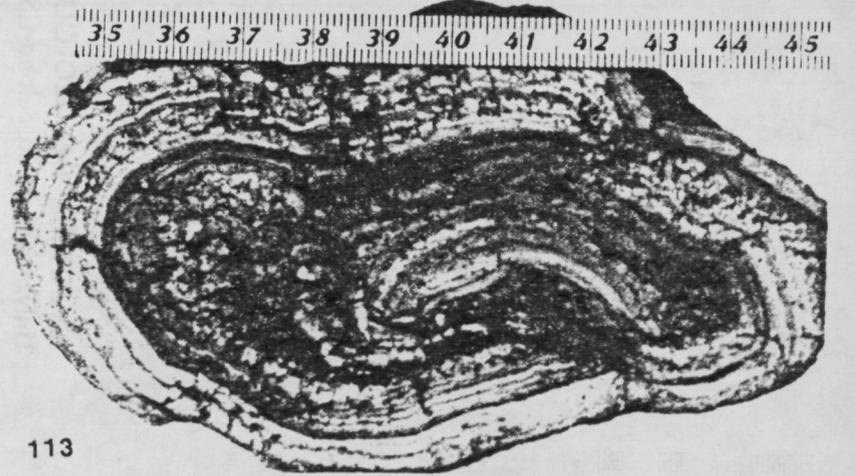
111



112



115



113

la densidad de laminaciones micríticas que llega a enmascarar su fábrica primaria. A una escala microscópica puede apreciarse como la organización fibrosa de las láminas no es completamente paralela sino que el crecimiento fibroso acostumbra a estar localizado en un punto concreto del que irradiaba (fot. 123, 127, 128) más o menos ampliamente a tenor de la densidad distributiva con respecto a otros crecimientos similares adyacentes. Se puede apreciar que estas fibras corresponden en principio a filamentos tubiformes cuyo relleno interior actual se halla constituido por esparita (fot. 126, 129), y que parecen corresponder a la actividad de las Oscillatoriaceas (IRION & MULLER 1968). Además el crecimiento no es uniforme sino que determinadas construcciones fibrosas pueden crecer más intensa o rápidamente que otras, ocasionando una cierta ruptura en las láminas micríticas más densas que se les superponen y dando lugar a la morfología externa conocida como "coliflor" que refleja una estructura de crecimiento más o menos columnar (fot. 114, 116, 119). Entre las columnas existen huecos más o menos grandes que pueden rellenarse mediante el sedimento predominante en la zona de crecimiento (fot. 124).

En principio el crecimiento origina esa alternancia de laminaciones claras y oscuras, y parece que ello es debido a un crecimiento discontinuo y episódico que se ha querido asimilar a periodos favorables y desfavorables para el crecimiento, o a periodos estacionales relacionados posiblemente con épocas de mayor o menor sequedad ambiental (RODDY 1915; MINCKLEY 1962; GLAZECK 1965; FREYTET & PLAZIAT 1975, etc.).

Las construcciones oncolíticas, incluso las mayores han sufrido una cierta rodadura, lo que no está en contradicción con el tipo de corrientes acuosas, ya que se ha demostrado en ejemplos actuales (ADOLPHE et al. 1973) que tienen una muy baja densidad.

Por tanto parece que estas construcciones algales se irían desarrollando gradualmente a tenor entre otros factores del contenido acuoso del medio en el que estén implantadas así como del contenido en carbonatos general de ese medio, de la temperatura, etc. Adquiere también una importancia sobre todo paleoambiental

CONSTRUCCIONES ALGALES ASOCIADAS A MATERIALES DETRITICOS GRUESOS

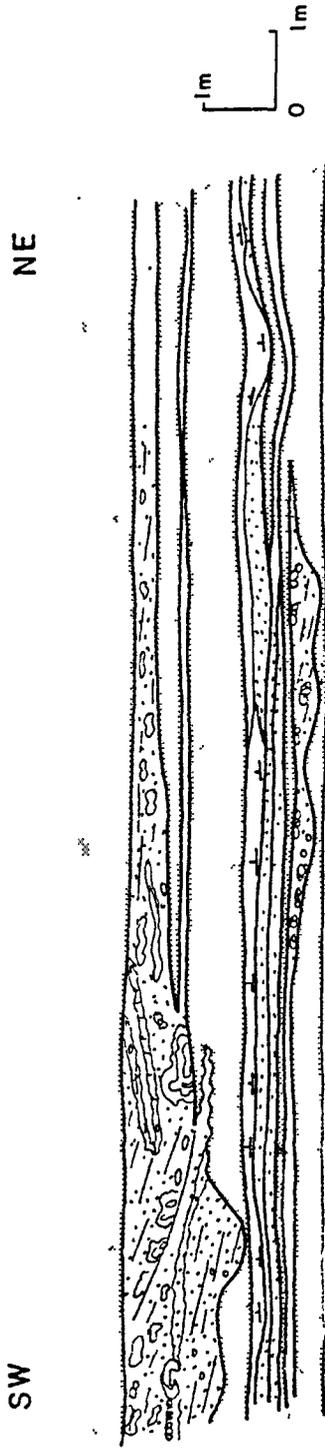


Fig 34

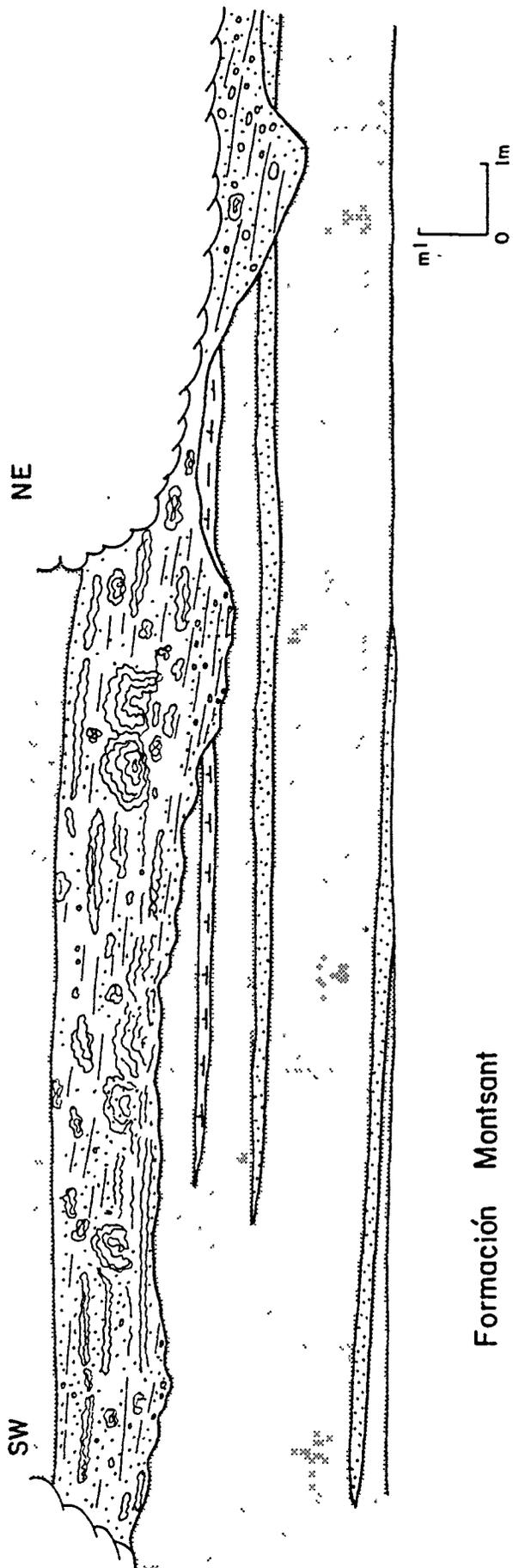


Fig 35

Formación Montsant
Miembro St Joan del Codolar

Fot. 116.- Edificio algal bastante poroso que muestra la particularidad de tener a un resto algal anteriormente retrabajado como núcleo. Las láminas tienen aspecto columnar a grandes rasgos y presentan algunas intercalaciones de láminas más oscuras y continuas. Muestra pulida FVT 6. Corte de Vilavert. Escala centimétrica.

Fot. 117.- Edificio oncolítico que muestra alternancia de bandeados algales claros y oscuros. Obsérvese la irregularidad de algunas laminaciones que no llegan a mostrar del todo una apariencia columnar. Núcleo ausente aparentemente. La raya blanca que cruza la parte inferior diagonalmente proviene del pulido defectuoso. Escala centimétrica. Corte de Espinalbet en el área de Berga.

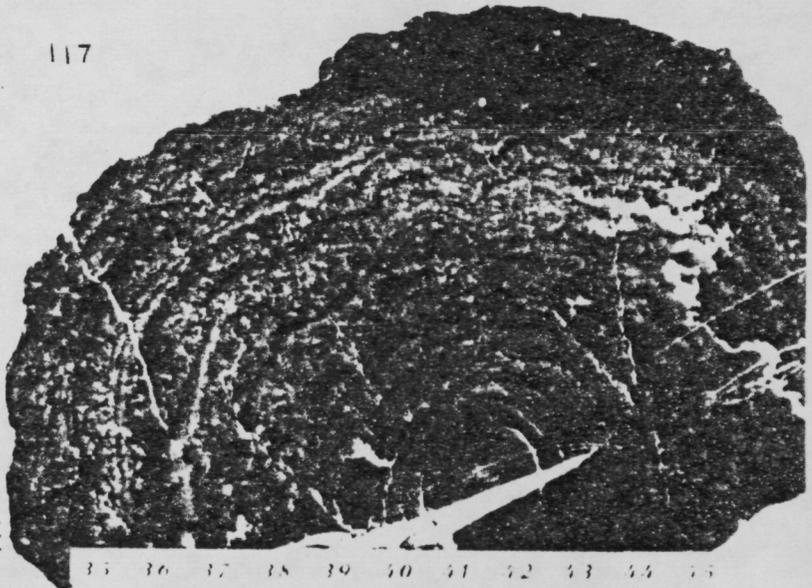
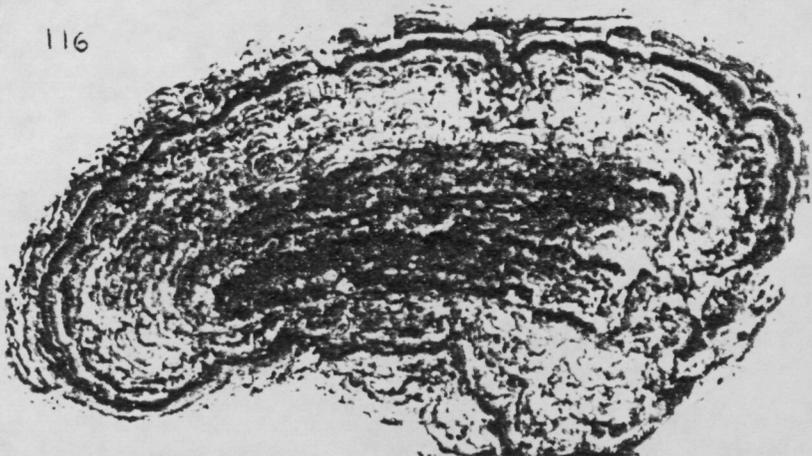
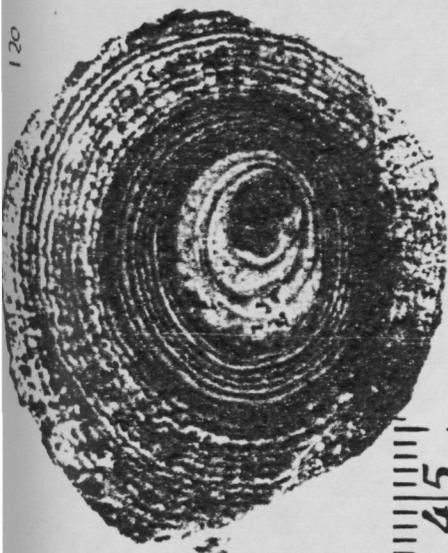
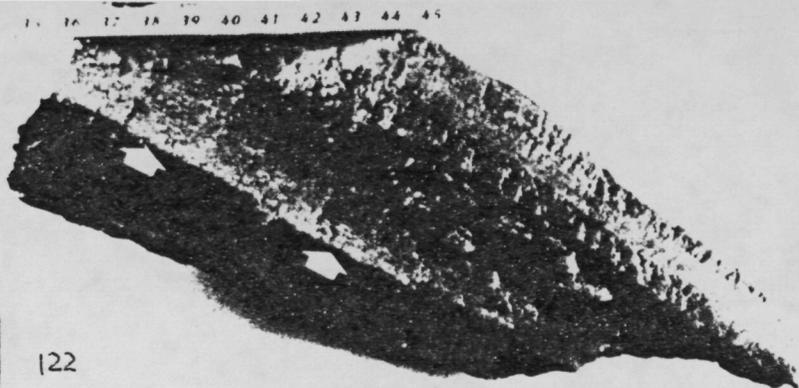
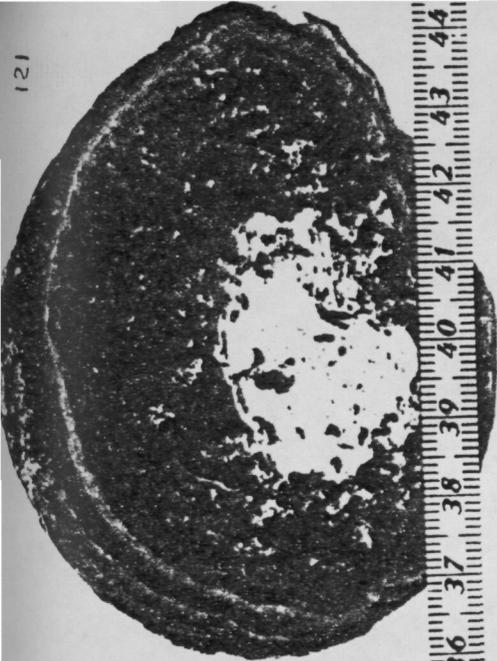
Fot. 118.- Sección de un edificio algal cilíndrico. Corresponde al que puede apreciarse en la foto nº 103. Muestra núcleo arenoso principalmente calcarenítico truncadura de las láminas posiblemente por compactación. Pueden apreciarse que las laminaciones claras están constituidas por agregados fibrosos (flecha). Miembro Codolar. Muestra pulida. Escala centimétrica.

Fot. 119.- Edificio oncolítico que muestra un núcleo arenoso calcarenítico cementado por esparita. Varias laminaciones relativamente regulares, claras y oscuras, concéntricas. Hacia la parte externa existen algunas laminaciones con estructura columnar. Muestra pulida PL 57. Corte de Salou. Escala centimétrica.

Fot. 120.- Oncolito con crecimiento asimétrico a partir de un núcleo arenoso. Destaca la regularidad en la alternancia de bandeados claros y oscuros. Escala centimétrica. Muestra pulida UL 1. Miembro codolar. Área de Ulldemolins.

Fot. 121.- Oncolito con núcleo limolítico carbonatado. Obsérvese que el inicio del crecimiento se realiza mediante laminaciones con estructura columnar y acaba con laminaciones bastante regulares. Muestra pulida FVT 06. Corte de Vilavert. Escala centimétrica.

Fot. 122.- Detalle de la parte interna de un edificio algal cilíndrico. Obsérvese las estrias (señaladas por unas flechas) con espaciado regular que recuerda la morfología externa de los tallos de unas plantas parecidas a las equisetales. Miembro Codolar. Vila-nova de Prades. Escala centimétrica.



la traza de la actividad de organismos tal y como pueden ser algunas oquedades de sección circular (fot. 125 y 126) y disposición cilíndrica que han sido interpretadas como tubos de larvas de insectos (quironómidos), lo que indicaría quizás una actividad de atrapamiento de esas larvas a cargo de la superficie mucilaginoso de los filamentos algales.

Disposición general: Hemos encontrado construcciones de estos tipos en varias unidades estratigráficas de las aquí estudiadas (Fm. Montsant y equivalentes, Niveles del Pinell del Brai, etc.). Por lo general acostumbran a presentarse en canales arenosos (fig.) y/o conglomeráticos (fig.) correspondientes por lo general a la Formación Montsant e interpretados también por lo general como facies laterales-distales de cono de deyección. Su disposición generalizada parece indicar un desarrollo a tenor de un cierto abandono de la actividad sedimentaria en esos cuerpos detríticos, que puede ser momentánea tal y como parecen mostrar los fragmentos de construcciones encontrados en el seno de los materiales detríticos, o un abandonamiento definitivo tal y como parece mostrarlo la instalación de construcciones algales que llegan a obliterar el depósito (fot. 109) y que en ocasiones muestran relleno lutítico superior. Su crecimiento debe realizarse a tenor de periodos favorables y desfavorables, probablemente estacionales y correspondientes quizás e épocas de mayor o menor avenida acuosa con un alto porcentaje de carbonatos en solución, carbonatos que aumentarán porcentualmente a tenor de la temperatura general, posiblemente alta. La detención en la sedimentación puede deberse a una detención en cuanto a aporte acuoso y originado por el abandono del canal o quizás por quedar las construcciones algales cubiertas por sedimentos generalmente detríticos (fot. 106).

Además, también se han encontrado algunos oncolitos de pequeño tamaño, en el seno de canales existentes en los niveles lutíticos del Pinell del Brai con Microcodium y algunas perforaciones.

Fot. 123.- Detalle microscópico del oncolito de la muestra UL 1 figurada en la foto nº 120.

1 - núcleo arenoso principalmente carbonatado con algún grano silíceo. Obsérvese el contacto neto con el edificio algal.

2 - bandeado oscuro que corresponde a las láminas algales densas.

3 - bandeado claro constituido por filamentos radiales.

Lámina delgada. Muestra UL 1. La barra equivale a 1/2 mm.

Fot. 124.- Hueco vertical existente entre las láminas que tienen estructura columnar. Obsérvese el relleno predominantemente arenoso calcarenítico, con algunos pequeños granos silíceos dispersos. Lámina delgada muestra SJC 1b. Miembro Sant Joan del Codolar. La barra equivale a 1/2 mm.

Fot. 125.- Alternancia de bandeado algal claro fibroso con bandeado algal denso. Muestra unos huecos de sección redondeada que parecen corresponder a las tecas de las larvas de quironomidos que, posiblemente fueron atrapadas por la sustancia mucilaginoso de las algas en alguno de sus estadios de crecimiento. Las rayas blancas corresponden al pulido defectuoso. Lámina delgada. Muestra SJC 3a. Miembro codolar. La barra equivale a 1/2 mm.

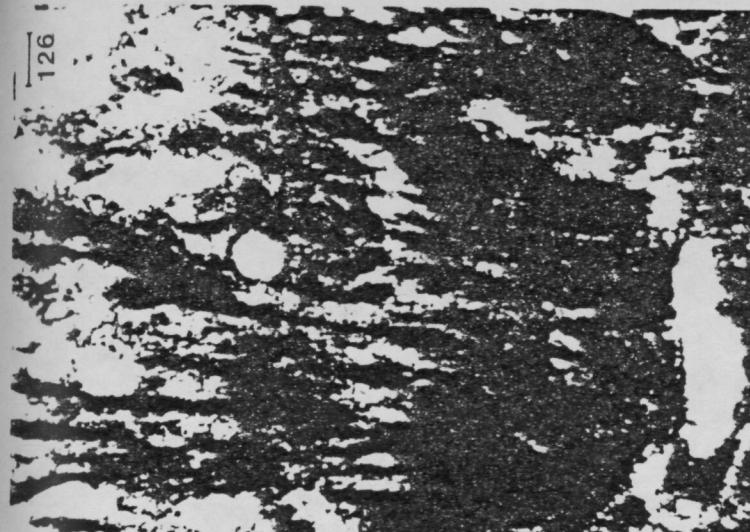
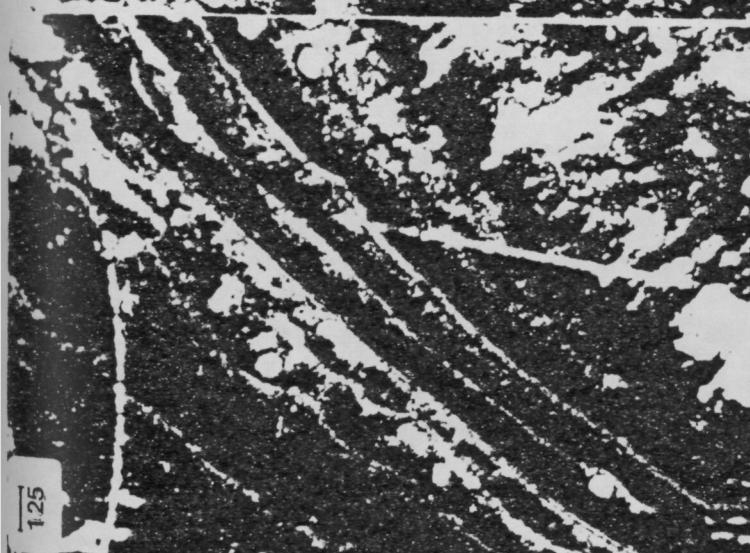
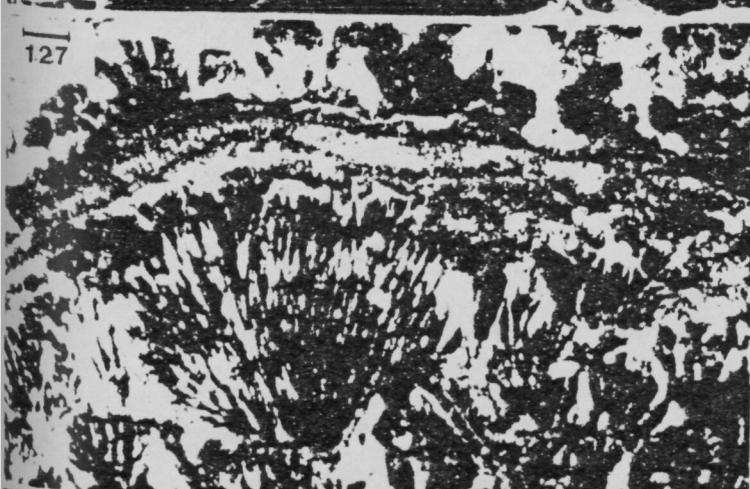
Fot. 126.- Huecos (circulares y elongados) de larvas de quironomidos atrapadas por los filamentos algales mucilaginosos de los bandeados claros de los edificios oncolíticos, que se desarrollan en relación a los niveles conglomeráticos del Miembro Codolar. Lámina delgada Muestra FVP 03. Vilanova de Prades. La barra equivale a 0,25 mm.

Fot. 127.- Detalle de la relación de las zonas fibrosas con estructura radial, con respecto a los bandeados densos que se les superponen. Miembro Codolar. Lámina delgada Muestra FVP 2-6b. La barra equivale a 1/2 mm.

Fot. 128.- Aspecto general de un crecimiento algal fibroso radial con núcleo calcarenítico. Obsérvese el límite exterior neto de la construcción fibrosa. Lámina delgada Muestra SJC 2b. Miembro Codolar. La barra equivale a 1/2 mm.

Fot. 129.- Detalle de los filamentos. Muestran una zona central esparítica y paredes micritizadas. Lámina delgada. Muestra SJC 3b. Miembro Codolar. La barra equivale a 0,06 mm

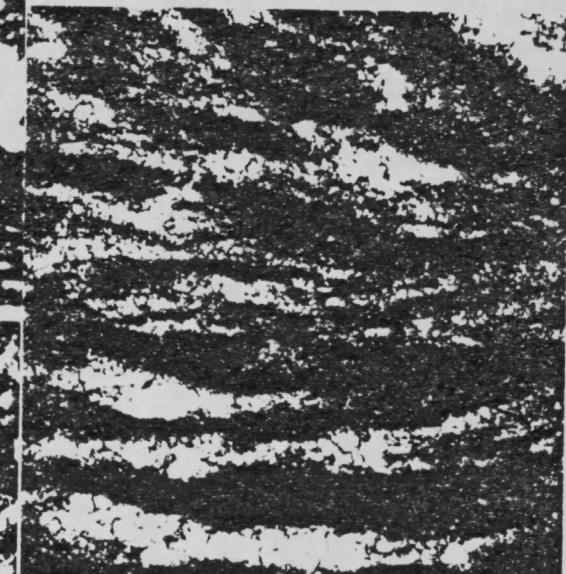
123



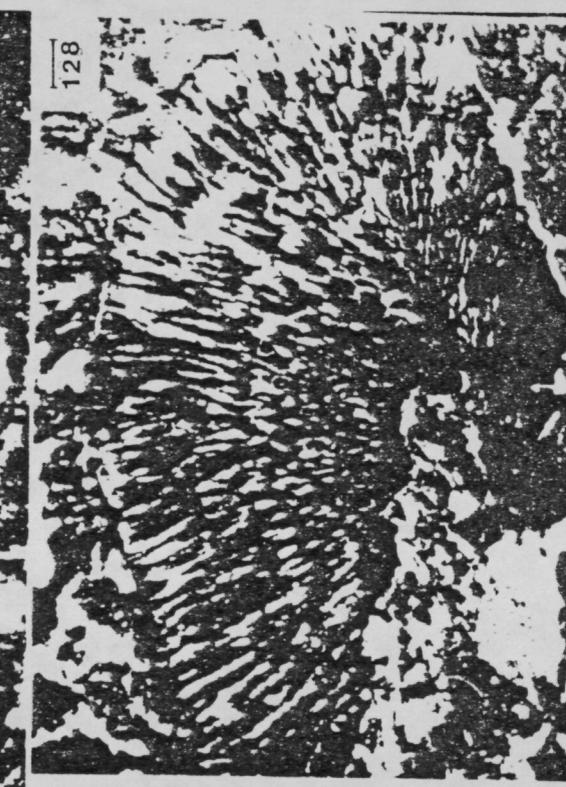
124



129



128



Edad: En cuanto a su contenido faunístico este es muy escaso, y se halla representado por la existencia de algunos ostrácodos, algunas carófitas (Microchara sp.) de gran dispersión vertical y prácticamente sin ningún valor cronoestratigráfico. Su acepción cronoestratigráfica se ha establecido indirectamente, a partir de criterios de correlación y equivalencia regional. Así, su basamento lo constituye la Formación Morera que muestra restos faunísticos correspondientes en general a un "biarritziense" posiblemente medio, por lo que la Formación Montsant es posterior. Ahora bien, la progradación de un lóbulo deposicional conglomerático inmediatamente por encima de la Formación Sarraal atribuída al Sannoisiense medio, implica que al menos esos conglomerados son post-sannoisiense medio. Además al ser equivalente lateral de la Formación Blancafort y en concreto del Miembro Solivella atribuído a un sannoisiense superior y que quizás llegue hasta stampiense, la Formación Montsant puede tener la misma edad. Es decir, por criterios de correlación y equivalencia lateral, la Formación Montsant puede ser atribuída, aunque con algunas reservas a un periodo comprendido entre un "Biarritziense" y probablemente un Stampiense inferior.

Fm Montsant

Mb Codolar

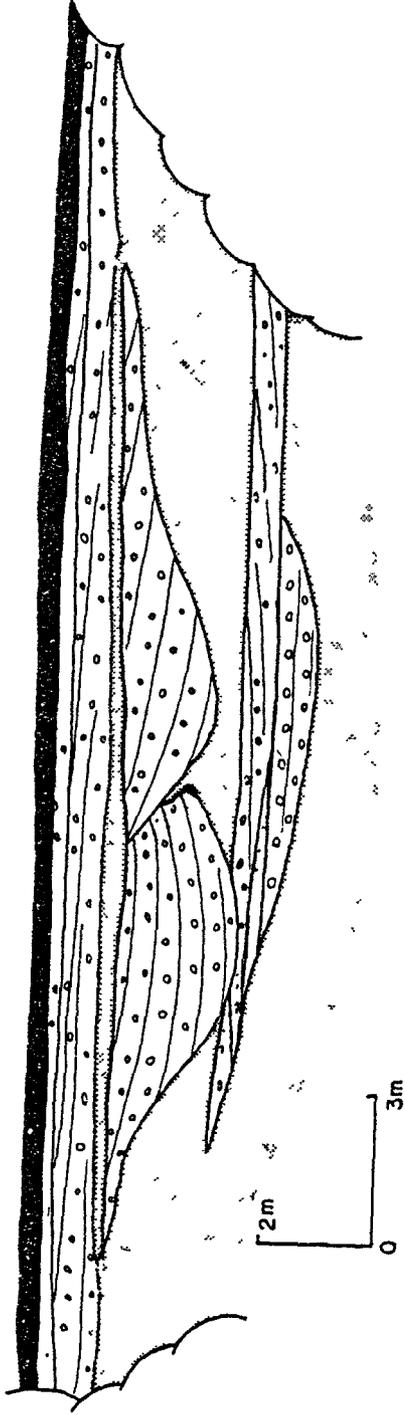


Fig 19

Fig 20

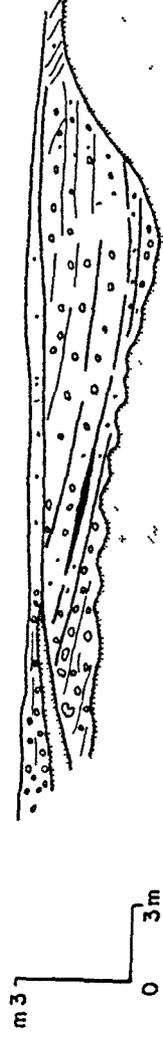
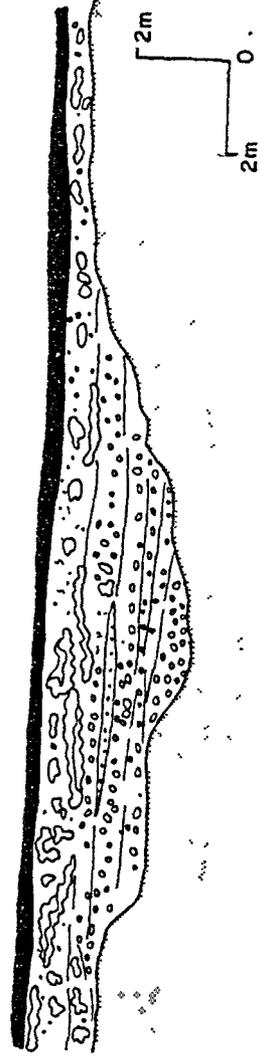


Fig 21



Consideraciones sedimentológicas: En esta Formación adquieren gran importancia los niveles conglomeráticos, que, desde estar en una proporción baja en la parte inferior (Mb. Codolar), pasan a ser predominantes hacia la parte superior (Mb. Corbatera). En principio se hallan constituidos por clastos eminentemente carbonatados, muy redondeados, generalmente heterométricos hacia la parte superior y más o menos homométricos hacia la parte inferior. Por lo general muestran una fábrica claramente clast supported entre la que se ha infiltrado una matriz arenosa, de granulometría por lo general entre media y gruesa, constituida por unas arenitas líticas constituidas predominantemente por fragmentos carbonatados y algunos cuarzosos en proporción muy baja. Los clastos carbonatados son de procedencia mesozoica correspondiendo probablemente a materiales jurásicos y cretácicos, (resaltados estos últimos por mostrar orbitolínidos). En la matriz arenosa pueden presentarse de una manera esporádica y en proporción muy baja algunos restos fósiles mesozoicos retrabajados.

El Mb. Sant Joan del Codolar se halla caracterizado por mostrar una proporción baja de niveles conglomeráticos en relación a los niveles arenosos y sobre todo en relación a los niveles lutíticos que devienen predominantes según los lugares. Estos, que llegan a mostrar potencias unitarias del orden varias veces decimétricas, se hallan constituidas principalmente por Illita y localmente llegan a mostrar un contenido arenoso, generalmente de granulometría media y fina que resalta su estratificación paralela un tanto difusa.

En este tramo son muy abundantes los niveles de areniscas, estratiformes, que con una potencia generalmente decimétrica y aún métrica llegan a mostrar una buena extensión y permanencia lateral. Generalmente están constituidas por arenitas líticas en las que los elementos y el cemento son carbonatados, aunque pueden tener algún contenido, generalmente bastante bajo, de elementos silíceos generalmente cuarzosos. Acostumbran a mostrar laminación paralela o ser masivas. Algunos niveles muestran cross lamination de pequeña escala correspondiente probablemente a ripples asimétricos. Algunos niveles arenosos centimétricos acostumbran a situarse en el tránsito superior de los niveles areno-

sos más potentes hacia las lutitas suprayacentes. Algunos niveles masivos muestran signos de bioturbación verticalizada que les confiere un moteado neto grisáceo muy característico. La bioturbación verticalizada se torna muy abundante e intensa principalmente en los niveles lutíticos, dando lugar a marmorización por remoción plásmica del hierro.

Se presentan niveles conglomeráticos generalmente estratiformes con una extensión y permanencia lateral considerables, algunos son masivos y otros muestran cross bedding generalmente de gran escala y bajo ángulo, normalmente planar y esporádicamente trough. Por lo general estos episodios conglomeráticos son polifásicos y las diferentes fases sedimentarias están delimitadas por superficies erosivas, por lo que las denominaremos storeys en el sentido de WILLIAMS (1975). Ahora bien, en el conjunto de esta unidad y refiriendonos sobre todo a los niveles detríticos más gruesos estos muestran una morfología canaliforme que llega a ser localmente predominante y caracterizada por una baja relación anchura/altura. Por lo general esos canales conglomeráticos muestran cross bedding tipo trough resaltado por la diferenciación textural de las láminas. En los acanalamientos mayores (de orden métrico y varias veces métrico) los límites de los storeys son muy netos y localmente quedan resaltados por algún inducido lutítico generalmente de escasa entidad. Los niveles canaliformes de pequeñas dimensiones con baja relación anchura/altura generalmente constituidos por areniscas conglomeráticas son masivos, muestran un cross bedding de bajo ángulo y escala media y aún tipo trough. Localmente los diferentes storeys quedan remarcados por construcciones algales estromatolíticas (fig.). Muy esporádicamente existen algunos niveles en los que el cross bedding muestra características de channel fill y se dan preferentemente en materiales constituidos por areniscas conglomeráticas a las que acostumbran a pasar hacia arriba los niveles conglomeráticos. En este último tipo de materiales y en los conglomeráticos, y para algunos niveles muy concretos puede apreciarse, como algunos storeys quedan resaltados mediante la acumulación de oncolitos y/o mediante construcciones algales estromatolíticas a las que soportan. (fig.

Hacia la parte superior acostumbran a estar asociados a niveles arenosos a los que parecen pasar un tanto gradacionalmente, y estos a su vez pasan hacia arriba a los tramos lutíticos.

En cuanto al funcionamiento general de estos cuerpos conglomeráticos hay que decir que debido al redondeamiento de los clastos, su selección generalmente aceptable, la evidencia de que la matriz, a veces se ha transportado conjuntamente con los materiales más gruesos, y otras veces se ha infiltrado posteriormente a la deposición de los mismos que previamente muestran fábrica openwork, así como el tipo de cross bedding asociado, nos inducen a pensar en que esos materiales han sido transportados y sedimentados mediante el concurso de corrientes acuosas lo suficientemente competentes como para transportar esos materiales, mediante saltación, impacto y algunas láminas muy competentes. Algunos cuerpos conglomeráticos son monofásicos en cuanto a su deposición, por lo que parecen haber sido depositados mediante el concurso de corrientes episódicas. Los niveles conglomeráticos estratiformes están caracterizados por depósitos bastante potentes (métricos) y masivos y con cross bedding de gran escala y bajo ángulo, por lo que corresponderían a corrientes muy competentes y muy turbulentas como para transportar una gran cantidad de carga tractiva. Además, posteriormente a la descarga principal acostumbra a circular una corriente de escasa entidad que sólo es capaz de efectuar un retrabajamiento muy somero, y que afecta sobre todo a la parte más superior de los niveles conglomeráticos. Ello es la causa de esos cross beddings de pequeña entidad situados hacia la parte superior de algunos niveles y que localmente llegan a mostrar unas cicatrices erosivas acanaladas.

En otros casos y sobre todo afectando a los niveles con geometría canaliforme de baja relación anchura/altura se aprecia que el transporte de los materiales da lugar a diferentes tipos de cross bedding según sean los storeys determinados. De esta manera puede apreciarse la coexistencia dentro de un depósito conglomerático de niveles con cross bedding de gran escala y bajo ángulo así como algunos storeys que exhiben un cross bedding tabular de escala media (fig. 30), y asociados a algún channel fill de escasa entidad. En conjunto parece corresponder a un

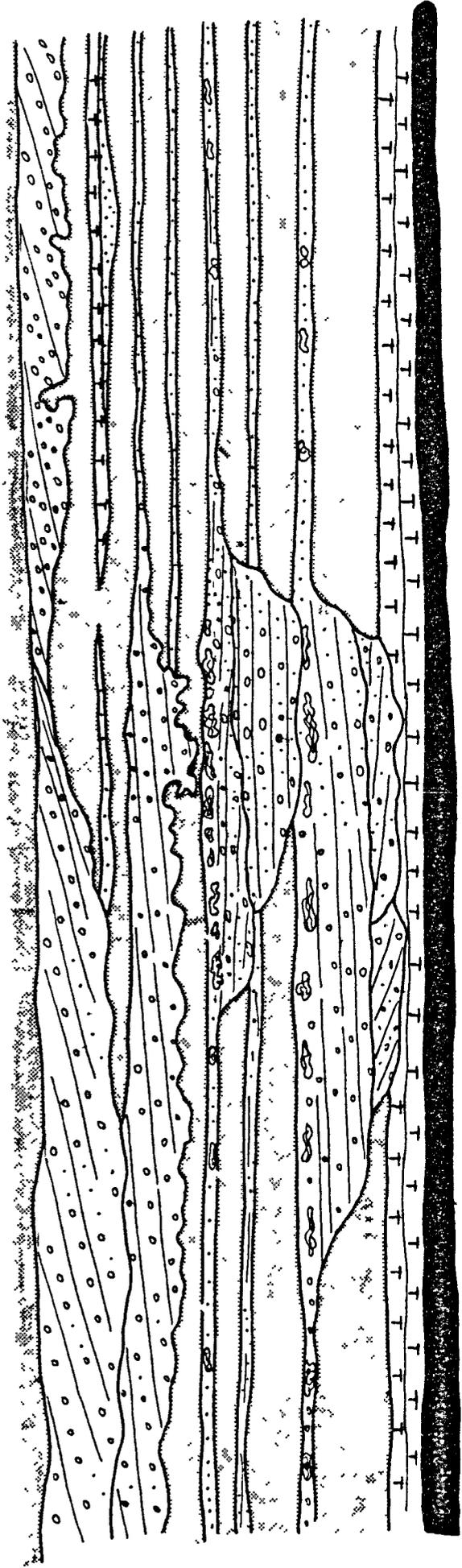


Fig 22

Formación Montsant
Miembro St. Joan del Codolar

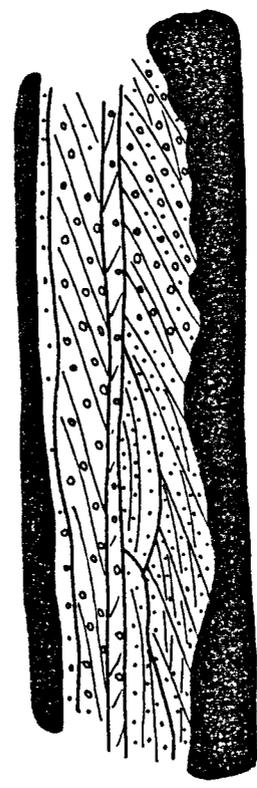
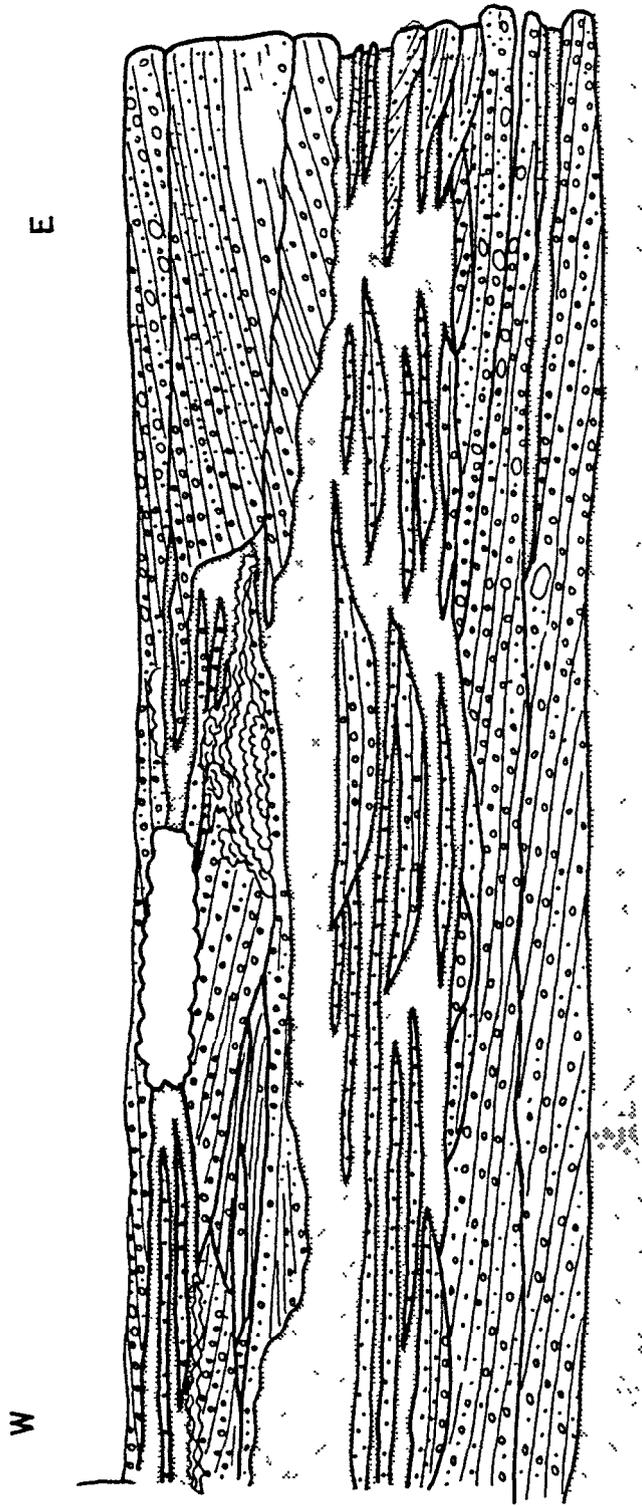


Fig 23



Formación Montsant

Mb St Joan del Codolar

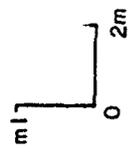


Fig 24

transporte acuoso mediante formas de fondo consistentes generalmente en barras con cresta rectilínea predominantemente, alternando con periodos de escasa actividad, generalmente de flujo bajo en el que se forman oquedades y su posible colmatación en forma de channel fill. Un nuevo crecimiento del flujo implica un transporte de gran competencia, con cross bedding de bajo ángulo y que finalmente queda recubierto por unas areniscas depositadas probablemente en un estadio de descenso del caudal.

En principio los episodios conglomeráticos canaliformes de baja relación anchura/altura implican una corriente confinada y turbulenta capaz de, entre otras cosas, autoexcavar su cauce, tal y como parecen indicarlo tanto el tipo de incisión que presentan (los más acusados son de orden métrico), como algunos clasos blandos incluidos en las inmediaciones de la base de los niveles conglomeráticos. Estos canales pueden ser funcionales por una o por varias veces. En el primer caso son monofásicos y sus características implican un transporte y una deposición en un régimen posiblemente rápido (fig. 13). Cuando existen varias fases de sedimentación estas acostumbran a estar resaltadas mediante cicatrices erosivas dando lugar a la formación de storeys resaltados mediante intercalaciones lutíticas (fig. 20), y/o mediante intercalaciones arenosas (fig. 4). En algunos casos, además, quedan resaltadas por la instalación de crecimientos algales estromatólíticos (figs. 14, 27, 28 y). Una vez colmatado el cauce, en el caso de existir otra corriente acuosa, esta tiende a rebosar formando niveles estratiformes de gran extensión y permanencia lateral, de granulometría generalmente más fina corresponden a las "ailes d'étalement de BERSIER 1958). Estos niveles son aprovechados por las cianofíceas para construir diversos tipos de edificios algales (figs. 21, 27 y 29). Seguidamente se puede llegar a producir la migración del canal por fenómenos de avulsión, desbordando el cauce primitivo erosionándolo, al menos en parte (figs. 14, 29 y 20).

Este tipo de funcionamiento implica en cierta medida que la tasa de sedimentación sea bastante alta tal y como lo prueba el propio encajamiento en los materiales lutíticos que llega a ser del orden métrico y aún varias veces métrico.

Los canales de baja relación anchura/altura muestran en los lugares en los que ello es perceptible una traza bastante rectilínea, que junto al grado de incisión pueden estar condicionadas, al menos en cierta medida por la inclinación longitudinal primaria en el momento de la depositación de estos materiales, y que presumiblemente debía ser bastante alta.

Los niveles conglomeráticos estratiformes son por lo general polifásicos y acostumbran a estar constituidos por varios storeys que por lo general están resaltados mediante niveles de areniscas y/o niveles lutíticos. Además en algunos lugares (figs. 29, K) este tipo de depósitos muestran en abundancia un cross bedding de gran escala y bajo ángulo que corresponde, por lo general a corrientes acuosas con gran cantidad de carga tractiva que la transportan mediante un régimen rápido, lo que implica, la formación de gran cantidad de scours en su base, una mala selección de los materiales así como un cierto tipo de acreción vertical de los mismos en estadios de descenso del caudal. En la parte baja de la fig. K puede apreciarse el resultado de un rápido descenso del flujo lo que condiciona la instalación de niveles lutíticos directamente encima del primer storey así como el que este no haya sido prácticamente retrabajado posteriormente. Seguidamente se coloca otro storey correspondiente a un estadio de flujo alto que parece ir descendiendo gradualmente lo que ocasiona el retrabajamiento de la parte superior de esos depósitos mediante la instalación de cursos de pequeña entidad que dan lugar a la formación de pequeños depósitos de morfología canaliforme con una baja relación anchura/altura. Prosigue la sedimentación a base de materiales lutíticos transportados por suspensión y en función de la turbulencia de las corrientes lo que debido a la potencia unitaria de esos niveles lutíticos, condiciona una tasa de sedimentación bastante alta. En ese periodo existen también algunos pequeños depósitos conglomeráticos canaliformes originados probablemente por avulsión de otros cursos acuosos activos en ese momento.

La sedimentación aunque bastante rápida en términos geológicos de la escala tiempo, se efectuaba epísódicamente y no de una manera continua. Entre los diferentes episodios debería

existir suficiente lapso de tiempo como para la instalación de alguna cobertera vegetal capaz de dar lugar a la bioturbación verticalizada general que se aprecia en la mayoría de los niveles lutíticos intercalados así como en algunos niveles arenosos.

Las partes más superiores, en tránsito ya al Miembro Creu Corbatera pueden consistir en cuerpos acanalados con una relación anchura/altura relativamente baja, con incisiones generalmente métricas y por lo general monofásicas en cuanto a su sedimentación. Localmente puede apreciarse una tasa de sedimentos lutítica bastante alta tal y como puede corresponder, por ejemplo a la parte superior de la fig. K en la que la incisión entre dos episodios conglomeráticos sucesivos monofásicos es del orden de 1 mt.

En conjunto y para los materiales de este Miembro puede apreciarse una cierta brusquedad en cuanto a la implantación de los episodios detríticos más gruesos así como un abandono de su actividad de una manera un tanto gradual.

El Miembro Creu Corbatera aunque se caracteriza por el predominio de los niveles conglomeráticos masivos y estratiformes también presenta algunos con morfología canaliforme y baja relación anchura/altura. Estos que acostumbran a ser polifásicos y a mostrar unas incisiones de hasta casi 3 mts (fig. 18), tienen un funcionamiento generalmente episódico con relleno del cauce y desbordamiento, que da lugar a una serie de alas de ensanchamiento generalmente estratiformes y con una gran extensión y permanencia lateral. Son muy semejantes a los "ailes d'étagement" de BERSIER (1958). Otras veces acostumbran a tener anchura del orden de varias decenas de metros y a mostrar una base con una gran cantidad de scours, algunos de ellos de dimensiones respetables, así como un marcado carácter multistorey en cuanto a su formación (figs. 16 y 17). En otros casos los niveles más potentes se constituyen por la amalgamación de varios episodios conglomeráticos algunos monofásicos y otros polifásicos que se superponen. La parte superior de los depósitos puede mostrar un cierto retrabajamiento por corrientes acuosas de escasa entidad que actúan posteriormente a la deposición principal.

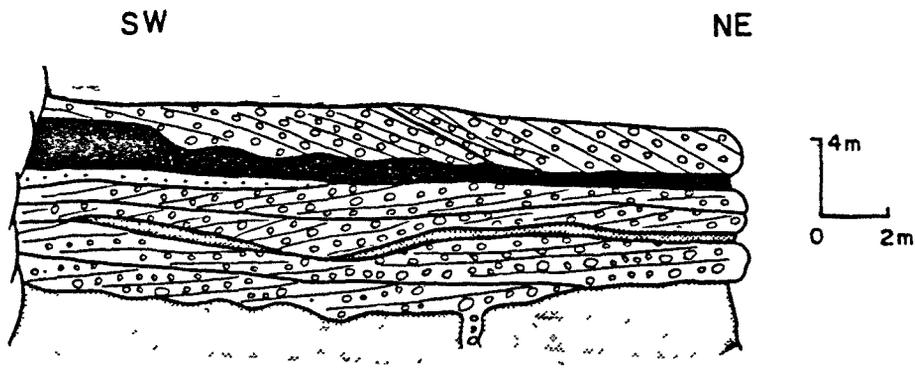


Fig 25

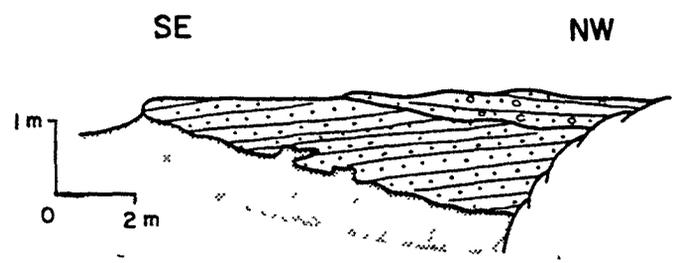


Fig 26

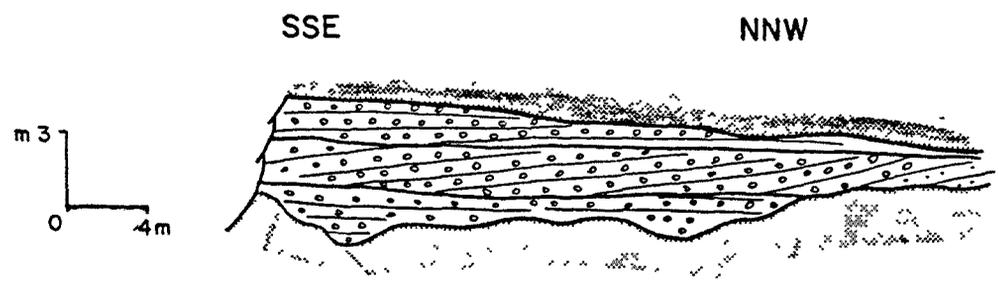


Fig 27

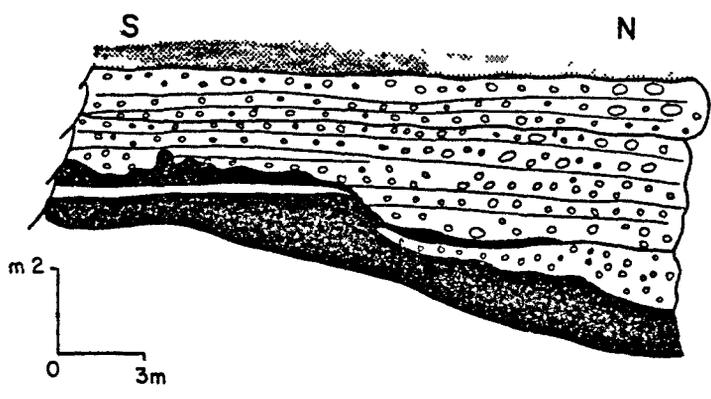


Fig 28

Fm Montsant Mb Corbatera

Los niveles conglomeráticos se asaban verticalmente y hacia arriba de una manera relativamente transicional mediante unos niveles arenosos generalmente decimétricos que hacia la parte superior pasan a algunos niveles lutíticos.

Estos últimos que se hallan constituidos predominantemente por Illita muestran algunos nivelillos centimétricos y aún decimétricos de carbonatos muy arcillosos y esporádicamente intercalados (fot.). En conjunto muestran una bioturbación verticalizada localmente muy abundante que ocasiona la existencia de un moteado neto grisáceo y rosado originado posiblemente por una migración plásmica del hierro (BREWER 1964; FREYTET 1971; BUURMAN 1975), lo que parece implicar claramente la existencia de algunas zonas encharcadas en las que se producía la sedimentación de algunos nivelillos carbonatados así como la existencia de una cobertera vegetal capaz de modificar la estructura primaria deposicional de estos materiales mediante procesos edáficos. Por lo general los niveles masivos y potentes que constituyen el grueso de los niveles conglomeráticos de este Miembro acostumbra a mostrar un cross bedding de gran escala y bajo ángulo así como unos clastos muy heterométricos, y gran cantidad de matriz que predominan localmente. Parece corresponder a una sedimentación ocasionada posiblemente por un descenso del caudal acuoso de una corriente muy turbulenta que soportaba los materiales clásticos en suspensión y los transportaba mediante rodadura e impacto. Además no existen retrabajamientos de los materiales importantes lo que parece traducirse en que después de una fase de deposición solo ocasionalmente existirían algunos cursos acuosos de pequeña entidad que retrabajarían someramente los materiales dando lugar a algunas cicatrices erosivas de pequeña entidad.

En principio, a gran escala, y según las fases consideradas los materiales se transportarían mediante un régimen hidráulico muy rápido y en lámina, y según otros storeys mediante algunas formas de fondo, por ejemplo barras conglomeráticas (con cross bedding tabular) que ocasionalmente actuaban como núcleo, posibilitando la formación de láminas tabulares de areniscas conglomeráticas y aún areniscas, a sotavento de las barras principales. Estas por lo general deberían tener sus crestas bastante recti-

líneas ya que en sección ortogonal al flujo las láminas también muestran un cross bedding de gran escala y bajo ángulo.

Los scours existentes en las bases de los niveles conglomeráticos, aunque se hallan deformados por estructuras de carga (load casts) conservan en cierta medida algunas de sus características deposicionales primarias que nos pueden servir en cuanto a su interpretación. En principio (fots. 93 y 94) se aprecia claramente la existencia de dos tipos de scours diferentes atendiendo entre otras cuestiones a su diámetro máximo y dimensiones, es decir existen unos scours principales de mayores dimensiones y otros secundarios y de menores dimensiones. En conjunto se hallan rellenos de clastos de granulometrías variables y aunque en algunas ocasiones puede apreciarse su disposición imbricada lo general es que estén colocados bastante irregularmente y atendiendo al cross bedding predominante en el nivel conglomerático considerado. Tienden a ser confluentes (fot. 94) ya que existen unos scours mayores hacia los que parecen confluír con un ángulo generalmente agudo otros scours de menores dimensiones. Las paleocorrientes proporcionadas por los scours mayores guardan una buena relación con las paleocorrientes deducidas tanto de las láminas del cross bedding del nivel conglomerático como de alguna imbricación de clastos ahí presente. Sus diferencias máximas son del orden de unos 18-20°. Los otros scours muestran divergencias bastante grandes que como máximo llegan a ser de casi 100° pero que la corriente es que no pasen de unos 80° de divergencia máxima y que la usual se cifre alrededor de unos 60°-70°.

Cuando no se poseen dos secciones ortogonales del cuerpo conglomerático estos scours principales proporcionan una idea muy aproximada de la dirección y sentido de la paleocorriente y con una mayor exactitud que con esa laminación comentada.

Se puede apreciar dirección y sentido en esos scours ya que contracorriente se aguzan y llega a desaparecer mientras que en el sentido de la corriente se hacen de mayor entidad.

Una posible explicación a la divergencia en cuanto al sentido de las paleocorrientes medidas en las láminas y las medidas en los scours y estos entre sí se deben fundamentalmente a varias razones. En principio ya se ha explicado anteriormente

que el conjunto de estos depósitos los hemos interpretado como originados por procesos de tipo sheet flood. En los que es característico el cross bedding de gran escala y bajo ángulo y una cierta estratificación horizontal más o menos difusa, lo que en principio no permite obtener datos fiables de paleocorrientes. En numerosos episodios conglomeráticos que se hallan encajados ampliamente en los bancos lutíticos y que han sido originados por procesos tipo stream flood, se ha podido apreciar como gran parte del material era transportado principalmente mediante el concurso de barras. En otros casos seguidamente a la implantación de un episodio conglomerático originado por sheet flood con un descenso muy brusco del flujo, prosigue la actuación de algunos canalillos de pequeña entidad que retrabajan la parte superior de los depósitos. En el caso de que el descenso del flujo sea un tanto gradual, entonces se podrán individualizar dentro del cauce principal diversos canales funcionales que pueden llegar a retrabajar ampliamente los materiales, transportarlos también en forma de barras. Ahora bien, ya es conocido clásicamente (SMITH, 1971, 1972; SCOTT & GRAVLEE, 1968; MIALI, 1977a, 1977b, 1978; BOOTHROYD & ASHLEY, 1975) que estas barras no acostumbran a tener su cresta perfectamente ortogonal a la dirección del flujo sino que por lo general la tiene más o menos oblicua atendiendo a la granulometría de los clastos, la geometría del curso acuoso, el caudal, la competencia, etc. Por tanto en gran medida esas láminas no nos proporcionarán una dirección de paleocorrientes del todo exacta sino que en principio puede ocasionar el que exista alguna divergencia con respecto a lo observado en los scours. Además creemos que en este supuesto, y debido a que en la mayoría de los casos es bastante difícil tener un afloramiento con caras ortogonales entre sí que permita una buena medición de las láminas, las paleocorrientes obtenidas mediante la medición de los scours nos proporcionarán una dirección y sentido de las paleocorrientes que se aproximarán con mayor exactitud a la verdadera paleocorriente existente en el momento de la deposición.

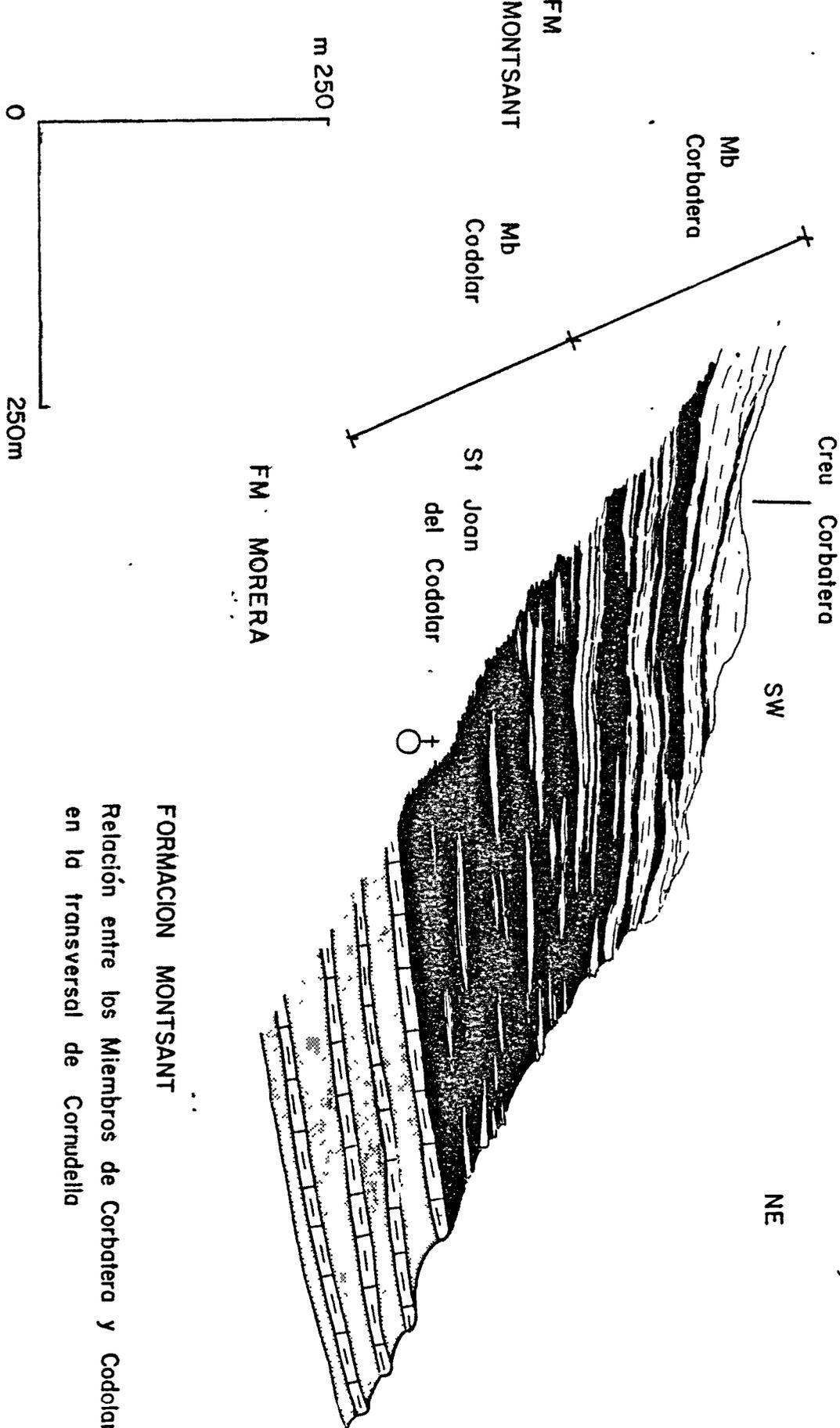
En conjunto los niveles conglomeráticos estratiformes han sido interpretados como sheet floods que circulan sobre la su-

perficie topográfica del cono de deyección en dirección hacia las partes más distales y más deprimidas. Ello implica en primer lugar una erosión más o menos acentuada según los lugares así como con una concentración variable atendiendo a la morfología previa. Es decir que si la superficie no era completamente plana, las corrientes que preceden al grueso del sheet flood tienden a excavar los lugares más deprimidos, por los que circulan posteriormente los materiales conglomeráticos que constituyen el grueso del depósito. Hay que suponer que la superficie no es del todo plana ya que si fuera de esta manera los pequeños gullies que se forman en los primeros estadios de una tormenta (que empiezan a partir de rills) tienden a ser divergentes (LEOPOLD et al 1964), cosa que se modifica en el caso de que previamente existan algunas ondulaciones que implicaran una cierta concentración de rills de manera que hacia las partes más bajas irán mostrando confluencias mútuas e irán aumentando de entidad individual (NAGTEGAAL 1966). Lo anteriormente expuesto es completamente válido para los rills descritos en la literatura que como máximo tienen dimensiones de anchura centimétrica (LEOPOLD et al. 1957; LEOPOLD et al. 1964). En el caso comentado los scours menores tienen dimensiones centimétricas en cuanto a diámetro y llegando a varias veces decimétricas los mayores, lo que parece implicar un agrandamiento de estas estructuras posiblemente en el momento de la circulación posterior de las corrientes cargadas de clastos. Es decir suponemos que el origen de los scours se debe a la formación de pequeños rills en un estadio inmediato a la llegada de los sheet floods conglomeráticos y originados probablemente por el mismo tipo de descarga acuosa original. Estos rills van siendo ensanchados y ampliados, (solo algunos de ellos y los demás desaparecen por erosión), por las corrientes acuosas que preceden a la descarga principal. Una vez alcanzados por el grueso del depósito pueden además ser ampliados por efectos de la turbulencia de las corrientes. Casi al unisono son colmatados por los materiales conglomeráticos que se les superponen.

Consideraciones generales: El conjunto de esta Formación ha sido constituido mediante el concurso de unas corrientes acuosas muy competentes capaces de transportar una gran carga tractiva, todo ello unido al tipo de cross bedding predominante así como a la geometría general de los depósitos estratiformes y nos parece lógico pensar que se trata de fenómenos tipo sheet flood (McGEE 1897; DAVIS 1938; DENNY 1967; TWIDALE 1968; RAHN 1967; WILLIAMS 1969) que provenientes de una zona encajada, donde se mantenía la turbulencia y capacidad de los flujos (SCOTT & GRAVLEE 1968), estos pierden su competencia por un descenso rápido del caudal ocasionado posiblemente también por una pérdida de su confinamiento. Los niveles canaliformes, en general, tendrían un origen muy parecido por stream flood. En la literatura (BULL 1972, 1977; HOOKE 1967, STEEL 1974, 1977, etc.) este tipo de procesos se asocia comunmente a sistemas deposicionales de conos de deyección en los que a partir del punto de intersección del canal principal con la superficie topográfica las corrientes dejan de estar confinadas y se expanden en forma de lámina más o menos potente y con mayor o menor dispersión en función de la pendiente longitudinal presente en el lugar de deposición. Los niveles canaliformes, por lo general muestran unas características también de gran compacidad, competencia y capacidad de transportar una carga tractiva considerable por lo que las hemos asimilado a procesos tipo stream flood. (Es decir se trataría principalmente de procesos muy semejantes a los anteriores de sheet flood pero en vez de discurrir sobre la superficie topográfica lo hacen a favor de las depresiones preexistentes que ellos ayuda a excavar y a alargar longitudinalmente). Han sido descritos corrientemente en sistemas deposicionales de conos de deyección (BLUCK 1967; STEEL 1974; HEWARD 1978). En conjunto y atendiendo además a la geometría general del depósito que a grandes rasgos muestra una cierta forma lenticular, creemos que se trata de un sistema deposicional de conos de deyección en los que la deposición se efectúa predominantemente mediante procesos acuosos. (Hay que tener en cuenta que a diferencia de los modelos clásicos citados en la literatura (BULL 1972; HOOKE 1967; COLOMBO 1979) este es un ejemplo en el que no existe transporte de materiales por medio de mass flows que proporcionan unos depósi-

tos y unas facies concretos muy característicos y aquí inexistentes.)

En la disposición general de la Serra del Montsant (fig.) puede apreciarse que la máxima potencia del Mb Codolar existe entre esa localidad y el área de Aubarca (fig.) enmascarándose en dirección a Ulldemolins pero disminuyendo claramente de potencia en dirección a La Morera y en beneficio del Mb. Codolar, que hacia esa parte adquiere su máxima potencia. Además, en dirección S el Mb Corbatera disminuye de potencia en favor del Mb Codolar, y como que en el área de la Morera y Scala Dei (fig.) son predominantes los niveles conglomeráticos masivos en detrimento de los lutíticos y arenosos, consideramos que en el modelo sedimentario de cono de deyección esa corresponde al área más proximal visible. En conjunto esa área, que posiblemente ^{sería equivalente} ~~correspondería~~ a la parte media proximal de un modelo teórico de cono de deyección (BULL 1972, 1977; HOOKE 1967, COLOMBO 1979) correspondería a grandes rasgos a la zona donde se produciría la brusca expansión de las corrientes acuosas muy turbulentas que hasta las inmediaciones habían circulado encajadas en un canal proveniente probablemente de un cañón abrupto ^{encajado} ~~existente~~ en el interior de la Cordillera. Ello implicaría que si ese canal se mantenía más o menos estable, la sedimentación conglomerática principal se debía producir en ese área. Ahora bien, es posible que por fenómenos de avulsión se produjeran divagaciones a partir del canal principal de modo que los materiales conglomeráticos alcanzaran zonas en las que previamente existía deposición predominantemente lutítica y esporádicamente arenosa. Esto guarda gran similitud con la progradación areal de los Deep Sea Fans que van cambiando de segmento activo de sedimentación mediante fenómenos de avulsión del canal principal que a su vez condiciona la progradación de algunos lóbulos de materiales más gruesos hacia áreas donde la sedimentación previa era predominantemente lutítica (WALKER, 1966, 1979; WALKER & MUTTI, 1973, etc.). El carácter de la implantación de una sedimentación detrítica en un área de sedimentación previa predominantemente lutítica así como el abandono de esa actividad, proporciona indicios sobre el carácter de estos procesos. Por lo general la implantación es brusca y el abandono puede ser gradual.



FORMACION MONTSAANT
 Relación entre los Miembros de Corbatera y Codolar
 en la transversal de Cornudella

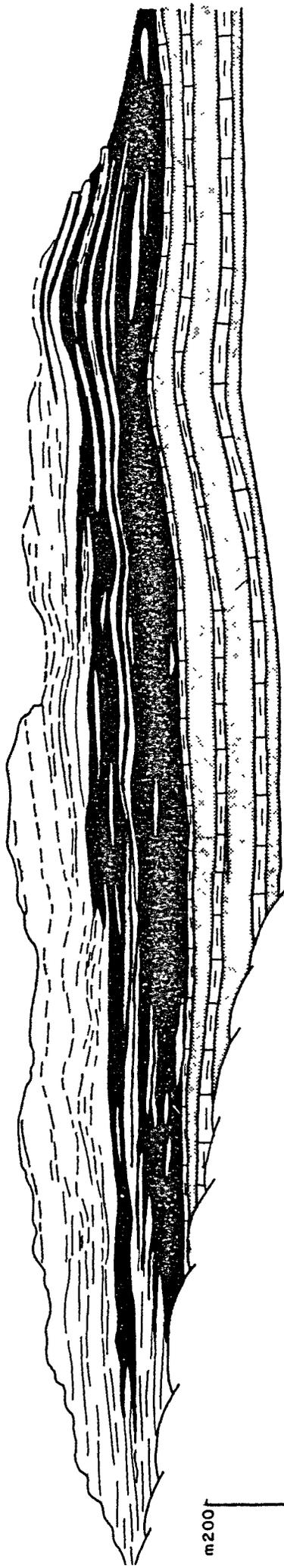
Fig 30

Detalle A de la fig. 29

En conjunto y a grandes rasgos (fot. 91) los materiales de esta Formación se hallan organizados según una megasecuencia thickening y coarsening upwards constituida a su vez por secuencias thinning y fining upwards. Esto puede deberse tanto a un cierto acercamiento más o menos paulatino del área fuente hacia la cuenca tal como en principio parecen apoyar la granulometría media de los clastos generalmente mayor hacia la parte superior, la gran-extensión lateral y potencia unitaria que muestran los diferentes niveles conglomeráticos estratiformes, así como su expansión globalizada hacia las partes más alejadas (Vilanova de Prades) de la supuesta desembocadura del canal principal (área de Scala Dei). Otra posibilidad es que el movimiento vertical del área fuente sea menor que la velocidad de encajamiento del canal principal lo que conlleva la instalación de un segmento activo de sedimentación hacia las partes más distales del sistema de cono de deyección (BULL 1972, 1977; HOOKE 1967) que por expansión daría lugar a la formación de esos depósitos. Creemos que la primera hipótesis es más plausible, ya que implica un cierto movimiento del área fuente lo que ocasiona una sedimentación detrítica gruesa a partir de un "biarritziense". Ahora bien como determinados episodios conglomeráticos, sobre todo los superiores que muestran una gran extensión y continuidad lateral (llegando hasta la zona de Vilanova de Prades), muestran una dispersión de paleocorrientes un tanto radial (fig.), ello nos induce a creer que se trataba de un sistema de conos de deyección en los que su área fuente se localizaba bastante alejada en dirección E, y que correspondería probablemente al actual área del Camp de Tarragona. La denudación de esa zona daría lugar a los materiales lutíticos distales existentes en la parte inferior de esta Formación, y correspondientes al Grupo Cornudalla, así como algunos clastos silíceos y aún graníticos encontrados en lo alto de la Serra de Prades. Ello implicaría la formación de un pediment del que solo quedan algunos restos en el área localizada entre Cornudalla y la Serra de Prades corriendo a esta última en bisel lo que ^{condiciona} ~~ocasiona~~ el ^{hallar} ~~encontrar~~ algunos clastos silíceos y aún graníticos y posiblemente paleozoicos encima de diferentes unidades estratigráficas existentes en los altos de la Serra de Prades (área de l'Arboli, área de Montral,

SW

NE



m 200

200m

Relación entre los Miembros Corbatera y Codolar en la transversal
La Morera del Montsant

Esquema a partir de fotografías,
ligera deformación conica

DETALLE B DE LA FIG 29

Fig. 31

etc.). Una vez sedimentado el Grupo Cornudella en el periodo comprendido entre un Thanetiense y un "Biarritziense", se produciría un levantamiento del área fuente más cercano a la cuenca lo que conlleva en principio el retrabajamiento de algunos materiales depositados previamente tal y como pueden corroborarlo algunos clastos de sílex que parecen provenir del desmantelamiento, al menos en parte de los niveles yesíferos con sílex existentes en el Complejo de Ulldemolins.

Esa aproximación del área fuente ocasionaría, en principio un incremento en cuanto a la Formación de materiales detríticos, incremento representado por la erosión de materiales terciarios previamente depositados como puede corresponder también a algunos clastos de calizas con Microcodium encontrados en los materiales del Mb Codolar en el área de Vilanova de Prades, que parecen provenir, de la denudación de materiales existentes probablemente de un "biarritziense". Esto parece corresponderse, al menos en parte con la ubicación más o menos aproximada del corrimiento de la Serra de Llaberia (ROBLES 1974). Esto reduce la distancia área fuente-área de sedimentación que en lo enunciado anteriormente podía enribar en unos 35-40 kms, a casi st menos de la mitad 12-15 kms, con la consiguiente progradación de las facies conglomeráticas hacia el interior de la cuenca. Aunque carecemos de datos paleontológicos fiables creemos que es lógico pensar que se deba a este tipo de proceso y a partir de este momento el inicio de la colmatación conglomerática de la Depresión de Mora que en principio mantiene una componente hacia el W (GARCIA BOADA, 1974) que posteriormente se torna hacia el E una vez efectuada la elevación de la Serra del Tormo (ROBLES & INIESTA, 1977).

En resumen tendríamos una sedimentación tranquila de materiales lutíticos yesíferos, carbonatados y esporádicamente arenosos de procedencia oriental (probablemente de un área situada algo al E de la actual línea de costa) ^(que) llegarían a unas áreas de gran tranquilidad en la sedimentación que ^{condicionarian} ~~daría lugar~~ que a la formación del Grupo Cornudella. Este Grupo consiste en la colmatación de los diferentes bloques hundidos y pequeñas de Presiones dejadas por los movimientos tardicretácidos que ha-

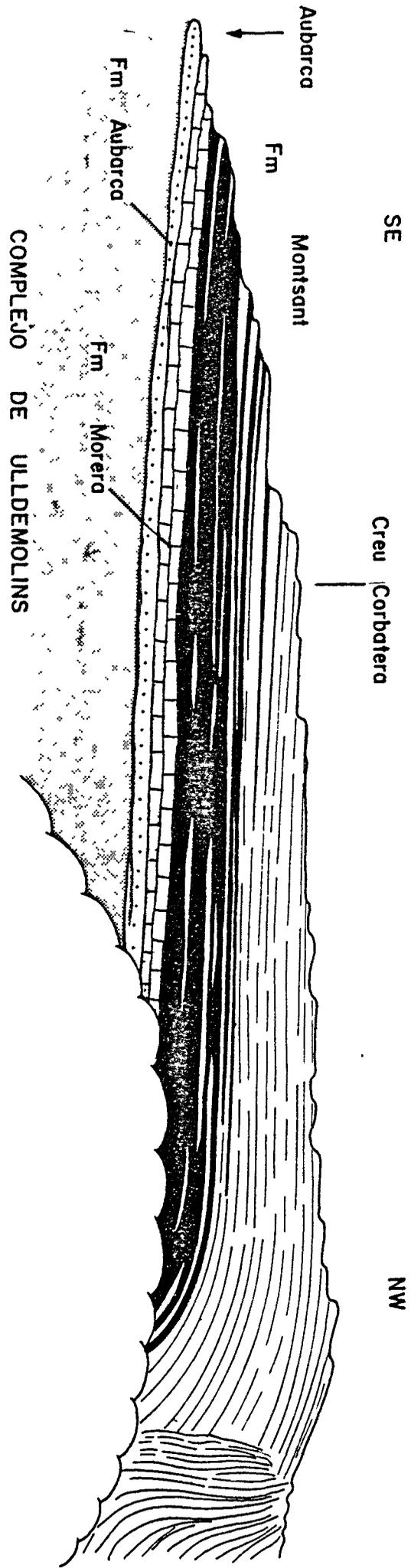
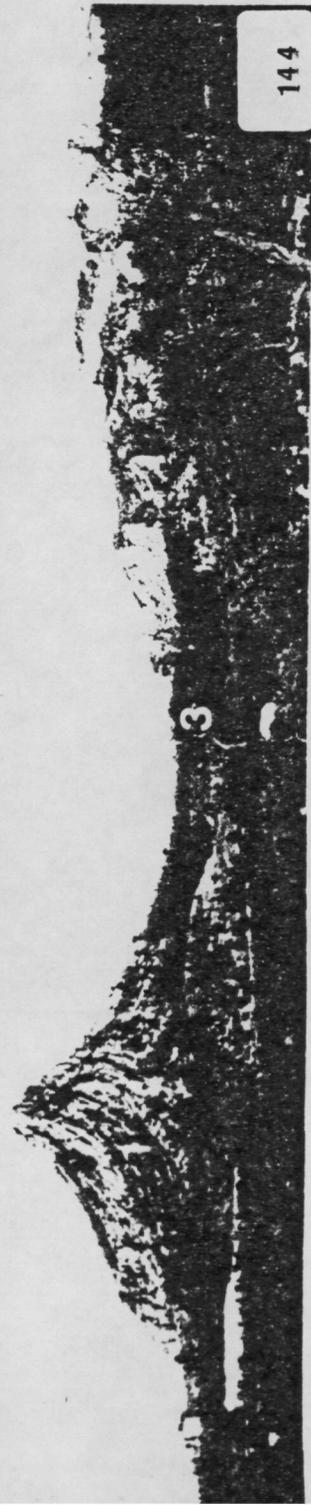


Fig 32

Disposición general de la Fm Montsant en dirección NW

brian afectado a algunos niveles existentes en estas áreas. Posteriormente tanto la instalación de niveles yesíferos bien desarrollados como algunos niveles carbonatados denotan que ese tipo de sedimentación tranquila se proseguía continuamente como mínimo desde un thanetiense hasta posiblemente un lute-ciense. Posteriormente sobreviene la instalación de niveles detríticos de la Fm. Aubarca que indican en cierta medida un determinado rejuvenecimiento de la Cordillera lo que implicaba, además una cierta erosión de los materiales previamente sedimentados tal y como parece demostrarlo el hecho de incorporar algunos clastos de silex procedentes de la erosión de los niveles yesíferos con silex del Complejo del Ulldemolins. Posteriormente y ya en periodo "biarritziense" probablemente inferior acontece una gran tranquilidad sedimentaria en la zona lo que posibilita la instalación de una sedimentación lacustre carbonatada muy extensa ya que en sentido longitudinal se extiende hasta Horta de Sant Joan y en sentido Norte hasta el área de Cabra del Camp (aproximadamente unos 100 kms) y muy posiblemente también se extendiera en sentido E ^{probablemente} ~~posiblemente~~ hasta el área de Salou donde existe un afloramiento de estos materiales. Posteriormente y de una manera un tanto gradual proseguiría un elevamiento de la Cordillera (coincidente aproximadamente con la implantación del accidente de Llaberia), lo que ocasionaría una gran denudación así como una gran producción y transporte de materiales detríticos posiblemente mediante el cañón de Scala Dei que daría lugar a la localización de la deposición principal en el área del Montsant. Esta denudación del área fuente sería lo suficientemente intensa como para dar lugar a que el cono del Montsant tuviera un gran desarrollo y progradara hacia áreas anteriormente laterales-distales (área de Aubarca-Ulldemolins), a las que recubriría mediante depósitos más proximales según un sistema de progradación de lóbulos muy semejante al supuesto en la progradación de los Deep Sea Fans. La presencia durante un tiempo determinado de varios lóbulos progradantes en una misma zona puede dar lugar a un aumento local importante del grueso de los depósitos, éste podría ser el caso referente a la gran potencia de materiales conglomeráticos existente en el área de Vilanova de Prades y con representación cartográfica clara.

- Fot. 141.- Detalle de la discordancia progresiva existente en los conglomerados de la Formación Montsant en la zona de Ulldemolins. El desnivel existente en el basamento ha ocasionado la existencia de una fractura a nivel de cobertera que posibilita la formación de esta discordancia progresiva denominada localmente Roca Llaurada.
- Fot. 142.- Discordancia progresiva en la zona de Vilanova de Prades. 1) Materiales del Paleozoico, 2) zona de fractura, 3) Miembro Codolar, 4) Miembro Corbatera.
- Fot. 143.- Fotografía oblicua que muestra los conglomerados en discordancia progresiva en la zona de Gandesa. 1) Puig Caballe, 2) Bot, 3) La Roca, 4) materiales mesozoicos de la Serra de Cavalls.
- Fot. 144.- Discordancia progresiva de los conglomerados en la zona de Horta de Sant Joan. 1) Ermita, 2) Engri- llo, 3) materiales paleógenos donde se ha medido el perfil FHJ.



Posteriormente, y coincidiendo con un sannoisiense medio se produce una progradación de un gran lóbulo conglomerático hacia el N indentándose en las facies laterales-distales correspondientes tanto a la Formación Margalef como predominantemente a la Formación Blancafort. En el Sannoisiense posiblemente superior y coincidiendo posiblemente con el escalonamiento de la Cuenca del Ebro que condiciona en gran manera la discordancia angular ligada a la discordancia progresiva existente en el Montsant, se produce la migración hacia áreas distales de otro lóbulo conglomerático, que se propaga en el Miembro Solivella de la Formación Blancafort hasta desaparecer en su seno. El sistema parece ser funcionalmente continuo cuando menos hasta un Stampiense en el que la implantación de la sedimentación lacustre carbonatada de la formación Fatarella se extiende ampliamente y condiciona el que cese prácticamente la sedimentación detrítica gruesa a gran escala procedente de los Catalánides.