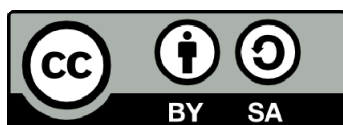




UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona)

Mateu Esteban Cerdà



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- Compartitqual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - Compartitqual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0. Spain License.**

Geo

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
FACULTAD DE CIENCIAS - UNIVERSIDAD DE BARCELONA

~~R. 13541~~



32

PETROLOGIA DE LAS CALIZAS
CRETACICAS DEL SECTOR CENTRAL DE
LOS CATALANIDES
(Prov. de Tarragona y Barcelona)

POR

MATEO ESTEBAN CERDÁ

X BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

R. 1474

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



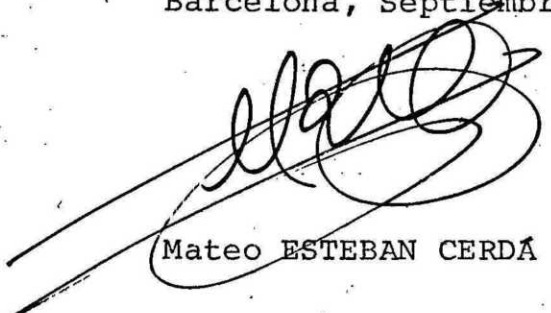
0700051670

SEPTIEMBRE 1973

PETROLOGIA DE LAS CALIZAS
CRETACICAS DEL SECTOR CENTRAL
DE LOS CATALANIDES, PROVINCIAS
DE TARRAGONA Y BARCELONA.

Memoria elaborada por el que suscribe y dirigida por el Profesor A. San Miguel Arribas, Director del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias, y presentada en dicha Facultad de la Universidad de Barcelona para optar al título de Doctor en Ciencias (Sección Geológicas).

Barcelona, Septiembre de 1973



Mateo ESTEBAN CERDÁ



UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

EL PROFESOR A. SAN MIGUEL ARRIBAS, CATEDRÁTICO DE PETROLOGIA Y DIRECTOR DEL DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS DE LA UNIVERSIDAD DE BARCELONA

C E R T I F I C O: Que D. Mateo Esteban Cerdá ha realizado bajo mi dirección en este Departamento, el trabajo: "PETROLOGIA DE LAS CALIZAS CRETACICAS DEL SECTOR CENTRAL DE LOS CATALANIDES. Prov. de Tarragona y Barcelona", para aspirar al grado de DOCTOR EN CIENCIAS.

Y para que así conste, expido el presente en Barcelona a doce de Septiembre de mil novecientos setenta y tres.

UNIVERSIDAD
DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA



San Miguel Arribas

Volumen I

1. PROLOGO
2. AGRADECIMIENTO
3. METODOS DE TRABAJO
4. INTRODUCCION AL ESTUDIO REGIONAL DEL CRETACICO DE LOS CATALANIDES

Volumen II

5. ANALISIS PETROLOGICO; PALEOGEOGRAFIA, AMBIENTE DEPOSICIONAL Y DIAGENESIS INICIAL
6. EL ORIGEN DE LOS COMPONENTES TEXTURALES
7. EL ORIGEN DEL CEMENTO
8. CONCLUSIONES GENERALES
9. BIBLIOGRAFIA CITADA

Volumen III

Láminas fuera de Texto.

INDICE.-

VOLUMEN I

	<u>Pág.</u>
1.- PROLOGO	9
1.1.- Objetivo y material escogido	9
1.2.- Plan general y resultados	10
2.- AGRADECIMIENTO	12
3.- METODOS DE TRABAJO	14
3.1.- Trabajos de campo	
3.1.1.- Primera Fase	14
3.1.2.- Segunda fase	15
3.2.- Trabajos de Laboratorio	
3.2.1.- Estratigrafía	16
3.2.2.- Petrología	16
3.2.2.1.- Estudio de las mues-	
tras. Preparación ...	16
3.2.2.2.- Terminología y des-	
cripción	18
a) Terminología	18
b) Descripción	19
3.2.2.3.- Análisis mineralógico	
y geoquímico	20
a) Preámbulo	20
b) La Dolomita	22
3.2.2.4.- Clasificación	24
3.2.2.5.- Bases para la inter-	
pretación	26
4.- INTRODUCCION AL ESTUDIO REGIONAL DEL CRETACICO	
DE LOS CATALANIDES	29
4.1.- Los Catalánides, Generalidades	29
4.1.1.- Estructura	29
4.1.2.- Estratigrafía del Mesozoico ...	32
4.1.3.- La cuenca Cretácica Salou-Garraf	36
4.1.4.- Características de la cuenca Maes	
trazgo Oriental y Catalánides Me-	
ridionales	36
4.1.4.1.- Maestrazgo Oriental ..	37
4.1.4.2.- Tortosa-Vandellós	39

4.2.- Hipotesis Paleogeográfica para el Cretácico Inferior en el Mediterráneo Occidental	41
4.3.- Area de Salou	44
4.3.1.- Antecedentes	44
4.3.2.- Estratigrafía de Salou ...	44
4.3.2.1.- El Jurásico	44
4.3.2.2.- El contacto Jurásico-Cretácico .	45
4.3.2.3.- El Cretácico de Salou	49
4.3.3.- Tectonica de Salou	52
4.3.4.- Consideraciones Sobre la Geología de Salou	52
4.3.4.1.- El ciclo Jurásico	52
4.3.4.2.- El "garumniense"	54
4.4.- Area de Tarragona	56
4.4.1.- Antecedentes	56
4.4.2.- Estratigrafía	57
4.4.2.1.- El Jurásico de Tarragona	57
4.4.2.2.- El contacto Jurásico-Cretácico .	59
4.4.2.3.- El Cretácico de Tarragona	63
4.4.3.- Tectonica de Tarragona ...	64
4.4.4.- Consideraciones sobre la Geología de Tarragona	68
4.5.- Area de Salomó	70
4.5.1.- Antecedentes	70
4.5.2.- Estratigrafía	71
4.5.2.1.- El Jurásico	71
4.5.2.2.- El contacto Jurásico-Cretácico ...	71
4.5.2.3.- El Cretácico de Salomó	74
4.5.3.- Tectonica de Salomó	79
4.5.4.- Consideraciones sobre la geología de Salomó	80
4.6.- Area de Santa Cristina	83
4.6.1.- Antecedentes	83
4.6.2.- Estratigrafía de Sta. Cristina	84
4.6.2.1.- El Jurásico	84
4.6.2.2.- El contacto Jurásico-Cretácico .	85
4.6.2.3.- La discordancia jurásica de Bonastre	86

4.6.2.4.- El Cretácico de Santa Cristina.	89
4.6.3.- Tectónica de Santa Cristina	91
4.6.4.- Consideraciones sobre la geología de Santa Cristina	93
4.7.- Area del Montmell	94
4.7.1.- Antecedentes	94
4.7.2.- Estratigrafía	97
4.7.2.1.- El Jurásico y su contacto con el Cretácico ..	97
4.7.2.2.- El Cretácico del Montmell	97
4.7.3.- Tectónica del Montmell ..	102
4.7.4.- Consideraciones sobre la geología del Montmell ...	104
4.8.- Area de Garraf	107
4.8.1.- Antecedentes	107
4.8.2.- Estratigrafía de Garraf .	109
4.8.2.1.- El Jurásico ...	109
4.8.2.2.- La discordancia jurásica de la Desfeta-La Morella	113
4.8.2.3.- El Cretácico de Garraf	119
4.8.3.- Tectónica de Garraf	122
4.8.4.- Consideraciones sobre la geología de Garraf	124
4.9.- Geometría y estructura de la Cuenca Salou-Garraf	127
4.9.1.- El Jurásico	127
4.9.2.- El Cretácico	129
4.9.3.- Comparación con el Maestrazgo Oriental	130
4.9.4.- Reconstrucción de la Cuenca Cretácica	131
4.9.5.- Hipótesis General	134
APENDICE I	136
APENDICE II	139
APENDICE III	139

4.10.- Referencias Bibliograficas de la Geología Regional	140
---	-----

VOLUMEN II

5.- ANALISIS PETROLOGICO, PALEOGEOGRAFIA, AMBIENTE DEPOSICIONAL Y DIAGENESIS INICIAL

5.1.- El zócalo Dolomítico	146
5.1.1.- Dolomías Ferrán	146
5.1.2.- La base de las Dolomías Ferrán	148
5.1.2.1.- Salou	148
5.1.2.2.- Tarragona	151
5.1.2.3.- Salomó-Montmell	152
5.1.2.4.- Garraf	153
5.1.3.- El Techo de las Dolomías Ferrán	155
5.1.4.- Origen del zócalo dolomítico	158
5.1.4.1.- El origen de las brechas	159
5.1.4.2.- Evolución de la fábrica	164
5.1.4.3.- Interpretación	166
5.2.- Las calizas "Purbeck"	170
5.3.- Las calizas Portlandienses	170
5.3.1.- Contacto con el zócalo dolomítico	170
5.3.2.- Componentes texturales ...	172
5.3.3.- Las algas de las calizas portlandienses	175
5.3.4.- Texturas deposicionales ..	177
5.3.5.- Cementación en los sedimentos portlandienses	183
5.3.6.- Distribución y origen de las facies Portlandienses	195
5.3.6.1.- Región A	196
5.3.6.2.- Región B	199
5.3.6.3.- Consideraciones	202
5.4.- El Complejo Valanginiense-Hauteriviense-Barremiense Inferior: El "Purbeck" Cretácico	204

	<u>Pág.</u>
5.4.1.- Definición	204
5.4.2.- El Valanginiense	204
5.4.2.1.- Componentes texturales	205
5.4.2.2.- Cementación	207
5.4.2.3.- Facies y texturas de posicionales	211
5.4.2.4.- Distribución e interpretación	216
5.4.3.- El techo de las facies "Purbeck" Cretácica	218
5.4.3.1.- Componentes texturales	218
5.4.3.2.- La dolomitización del "Purbeck" cretácico	220
5.4.3.3.- Distribución e interpretación de las facies	221
5.5.- Consideraciones sobre el "Purbeck" ..	224
5.6.- El Barremiense	226
5.6.1.- Componentes Texturales	226
5.6.1.1.- Componentes texturales dominantes ..	226
5.6.1.2.- Componentes accesorios	229
5.6.2.- Clasificación: Grupo facies ..	229
5.6.2.1.- B.1.- Mudstones....	230
5.6.2.2.- B.2.- Mudstones Oncolíticos	230
5.6.2.3.- B.3.- Wackestones de Charáceas	230
5.6.2.4.- B.4.- Wackestones de Dasycladáceas...	230
5.6.2.5.- B.5.- Wackestones de Detritus	232
5.6.2.6.- B.6.- Wackestones de Rudistas	235
5.6.2.7.- B.7.- Wackestones Packstones de pellets	235
5.6.2.8.- B.8.- Grainstones ..	242
5.6.2.9.- B.9.- Boundstones ..	243
5.6.2.10.- B.10.- Algal-mats laminados	243
5.6.2.11.- B.11.- Dolomías ..	245
5.6.2.12.- Consideraciones...	245

	<u>Pág.</u>
5.6.3.- Litificación y compactación inicial: Los mud-banks	247
5.6.4.- Estratificación	255
5.6.5.- Particularidades de la distribución de facies	262
5.6.5.1.- El Barremiense de Garraf	262
5.6.5.2.- El Barremiense de Marmellá	265
5.6.5.3.- El Barremiense de Santa Cristina ..	267
5.6.5.4.- El Barremiense de Salomó	271
5.6.5.5.- El Barremiense de Tarragona-Salou .	274
5.6.6.- Interpretación	274
5.6.7.- Los ambientes deposicionales de la cuenca Salou-Garraf	280
5.6.7.1.- El modelo de la bahía de Florida ...	281
5.6.7.2.- Los mud-banks de Rudistas del Barremiense	283
7.- El Aptiense	287
5.7.1.- Componentes texturales principales	287
5.7.2.- Clasificación grupo de facies	291
5.7.2.1.- A.1.- Mudstones-Oncolíticos	291
5.7.2.2.- A.2.- Wackestones de Charáceas,	292
5.7.2.3.- A.3.- Wackestones de Dasycladáceas.	292
5.7.2.4.- A.4.- Wackestones de Rudistas	294
5.7.2.5.- A.5.- Wackestones-Packstones de pellets	294
5.7.2.6.- A.6.- Wackestones Packstones de detritus	295
5.7.2.7.- A.7.- Wackestones Packstones de Espículas	295
5.7.2.8.- A.8.- Packstone de Orbitolina ...	298

	<u>Pág.</u>
5.7.2.9.- A.9.- Grainstone ...	299
5.7.2.10.- A.10.- Boundstone..	301
5.7.2.11.- Grupos de facies ac cesorias	301
5.7.2.12.- Consideraciones ...	301
5.7.3.- La Dolomitización	302
5.7.4.- Estructuras deposicionales ...	304
5.7.4.1.- Los olitostromas ...	304
5.7.4.2.- Los bancos de Rudis- tas y facies asocia- das	305
5.7.4.3.- Los bancos calcarení- ticos	307
5.7.4.4.- Las capas con wackes tones de espículas .	308
5.7.5.- Litificación de los sedimentos aptienses	311
5.7.6.- Distribución e interpretación de las facies aptienses	317
5.7.6.1.- El Aptiense en la pla taforma estable Salou Tarragona-Salomó	317
5.7.6.2.- El Aptiense en el área de Santa Cristina ...	318
5.7.6.3.- El Aptiense del Mont mell	321
5.7.6.4.- El Aptiense de Ga- rraf	325
5.7.6.5.- Consideraciones sobre la cuenca bedoulien- se	326
5.7.6.6.- Consideraciones sobre el Gargasiense	328
5.7.6.7.- Consideraciones so- bre la Cuenca Aptien- se	331
5.8- El Albiense	333
5.8.1.- Facies del Albiense	333
5.8.1.1.- L.1.- Wackestone-pack stone de grandes Orbi tolínidos	333
5.8.1.2.- L.2.- Packstone de detritus	334
5.8.1.3.- L.3.- Grainstones ..	334
5.8.1.4.- L.4.- Dolomías	334
5.8.1.5.- Consideraciones	336
5.8.2.- El Albiense Marino de Marmellá	

y su relación con la facies "Utrillas" de la plataforma estable	336
---	-----

5.9.- El Cretácico Inferior de la Cuenca Sa lou-Garraf	339
5.10.- La transgresión Cenomano-Turonense ..	342
5.10.1.- Definición	342
5.10.2.- Componentes texturales	343
5.10.3.- Clasificación, grupo de fa- cies	346
5.10.3.1.- C.1.- Mudstone- wackstone	346
5.10.3.2.- C.2.- Wackstone- packstone de pe- llets	346
5.10.3.3.- C.3.- Packstone- (wackstone) de de tritrus	348
5.10.3.4.- C.4.- Grainstone.	350
5.10.3.5.- Otros grupos	352
5.10.4.- Texturas deposicionales	352
5.10.4.1.- Estratificación .	352
5.10.4.2.- Burrowing	354
5.10.5.- Particularidades sobre la dia génesis	354
5.10.5.1.- Cementación	354
5.10.5.2.- Disolución gravi- tacional y micros paritización	355
5.10.6.- Distribución e interpreta- ción de las facies cenomano- Turonense	356
5.11.- El Complejo "Garumniense"	361
5.11.1.- Definición	361
5.11.2.- Area de Salou	361
5.11.3.- El área de Tarragona	365
5.11.4.- Area del Gaiá, Penedés, etc.	370
5.11.5.- Interpretación	376

6.1.- AMBIENTES DEPOSICIONALES Y GENESIS DE LOS SE- DIMENTOS	378
6.1.- Los Algal-mats	378
6.2.- Las calizas lacustres	382

	<u>Pág.</u>
6.3.- Los mud-banks y facies asociadas	384
6.4.- La función arrecifal	385
6.5.- Margas de "Aguas más profundas"	386
6.6.- El problema del origen de la <u>micrita</u>	388
6.7.- La mineralogía inicial	390
7.- EL ORIGEN DEL CEMENTO	391
7.1.- Sedimento diagenético	391
7.2.- La microsparitización	392
7.3.- Otras fuentes	394
8.- RESULTADOS Y CONCLUSIONES GENERALES.	395
9.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS CITADAS .	410

Dedicado a Robin I
un gran maestro

Fakespar

Full fadom five thy corals lies,
Of his sclerites spar is made:
The pearls of mollusc calcitize,
Naught skeletal that doth fade
But shall its ions rearrange
Into something new and strange:
Algae hourly ring each shell
With a micrite rind 'neath the ocean s

R.G.C.]

1.- P R O L O G O

El estudio petrológico de las calizas, iniciado con los admirables trabajos de GRABAU (1904), CULLIS (1901), SORBY (1879) conoce una serie de etapas importantes. CAYEUX (1935) resume el conocimiento inicial con un extraordinario detalle descriptivo. A partir de entonces encontramos dos hitos fundamentales: ILLING (1954) nos enseña la manera correcta de observar a los sedimentos carbonatados actuales; es la gran lección de las Bahamas. BATHURST (1959) nos enseña la manera correcta de interpretar las fábricas carbonatadas; es la gran lección sobre la diagénesis. Podemos generalizar que estos dos trabajos revolucionarios han marcado una época de una sorprendente dedicación al estudio, indudablemente promocionado por las grandes compañías petroleras. Antes de acabar la década de los sesenta han aparecido ya la mayor parte de los trabajos básicos. El libro de BATHURST (1971) es una nueva síntesis de toda una época, lógicamente incompleta. Después de los primeros resultados excesivamente confiados esta síntesis viene a mostrar la realidad de nuestros conocimientos y a evitar las aventuras interpretativas. La actualidad es una etapa de pequeños resultados parciales, de moderado empuje y optimismo y de aprendizaje de nuevas técnicas de trabajo (cfr. Liverpool Meeting 1972). En España se ha cultivado muy poco este tipo de investigaciones, simplemente se ha adoptado una nomenclatura clasificatoria. La mayor parte de trabajos relacionados son de tipo estratigráfico y paleontológico, o bien mineralógico y geoquímico, sin extenderse en una petrología interpretativa. En este contexto general iniciamos nuestra redacción.

1.1.- OBJETIVO Y MATERIAL ESCOGIDO.

El objetivo principal de esta Tesis es la interpretación del ambiente deposicional y los procesos diagenéticos de rocas carbonatadas fósiles. Se intentará desde un punto de vista petrológico, aplicando aquellos criterios y técnicas que se orienten hacia esta interpretación petrogenética.

Hemos escogido una cuenca sedimentaria que carece de una Estratigrafía elaborada. Además, una cuenca particularmente difícil debido a una compleja tectónica de fractura, que repercute en la mala calidad y parcialidad de los afloramientos. Se pretende demostrar indirectamente, la utilidad de la petrología de rocas carbonatadas en el estudio de tal tipo de zonas.

Por otro lado nos planteamos el problema general de las potentes series calcáreas sin apenas intercalaciones detríticas y arcillosas. Nos referimos al problema del cemento, formulado en BATHURST (1970). Estas calizas compactas, duras, bien litificadas implican que por lo menos un 50 % de su volumen es cemento, es decir, que el sedimento original con 50-70 % de porosidad se transforma sin apenas compactación en una roca de porosidad 2-3 % por término medio. De donde viene esta enorme cantidad de carbonato cálcico? como y cuando se transporta y precipita?.

Por todo ello hemos escogido la Cuenca Cretácica de los Catalánides, con sus potentes secuencias de facies muy litorales de calizas compactas aparentemente monótonas, sus rápidos y sorprendentes cambios de facies y potencia, y bordeando un continente presumiblemente calcáreo. Y también, porque no decirlo, el indudable atractivo de una zona prácticamente desconocida entre Barcelona y Tarra_gona.

1.2.- PLAN GENERAL Y RESULTADOS

Después de una descripción y discusión de los métodos de trabajos empleados, la primera parte de esta Tesis comprende una introducción a la Geología del Cretácico de los Catalánides. Se describen estratigráficamente las series tipo de referencia, con un breve comentario sobre la tectónica local. Se obtiene así la trama estratigráfica indispensable para el posterior estudio petrológico junto con una idea de las directrices estructurales que modelan la cuenca sedimentaria y permiten la reconstrucción de su forma original.

La segunda parte se dedica al análisis petrológico detallado de las unidades estratigráficas previamente diferenciadas. En cada una de estas unidades se procederá a la descripción petrográfica de cada uno de los componentes texturales y su variación lateral y vertical. Se insistirá en el estudio de los productos diagenéticos, especialmente los relacionados con el ambiente deposicional y los procesos de litificación. Cada apartado finalizará con su correspondiente discusión e interpretación parcial. Los procesos sedimentarios serán sintetizados regionalmente en los capítulos finales, intentando comprender la evolución de la cuenca y los materiales resultantes.

Los resultados de esta Tesis son una ampliación y puesta al día de la Tesis de Licenciatura, habiendo servido ésta de ensayo general, puesta a punto de los métodos y definición de los objetivos. Se ha conseguido una primera introducción al Cretácico de los Catalánides y sus problemas sedimentológicos, que de ninguna manera consideramos como definitiva. Han dejado de tratarse muchos otros temas relacionados, o lo han sido insuficientemente. Se ha sacrificado el virtuosismo en el detalle a favor de la visión general del conjunto. Esperamos en futuros trabajos poder continuar más a fondo esta labor iniciada.

2.- A G R A D E C I M I E N T O

El autor de esta Tesis agradece los consejos, ayuda y aliento prestados de su Director, Profesor A. San Miguel Arribas, su interés y apoyo en la realización de este proyecto.

En la etapa de trabajos de campo ha de reconocer la desinteresada asistencia de Aguas de Tarragona, S.A. en especial de su Director D.J. Darder y su equipo de geólogos, quienes no han regateado esfuerzos desde las confusas y duras jornadas iniciales.

Al Dr. J. Ramírez del Pozo (CIEPSA, Vitoria) el autor agradece su totalmente imprescindible ayuda y cuidado en la determinación de la microfauna, y su valiosa colaboración en la confección de una trama estratigráfica de la cuenca sedimentaria.

Debe destacarse de una manera especial la extraordinaria ayuda recibida del Dr. R.G.C. Bathurst (Universidad de Liverpool) quien visitó los afloramientos, comentó las secciones delgadas, criticó y orientó las ideas sobre sedimentología de carbonatos. Su extraordinaria amabilidad y hospitalidad hizo posible una larga estancia en su Departamento, donde el autor ha empezado a entender el mundo de los carbonatos sedimentarios con humildad y seriedad crítica.

Asimismo, los estudios petrológicos han contado con la amable colaboración, visita de los afloramientos e intensos comentarios críticos de L.C. Pray (Winsconsin), E.G. Purdy (ESSO), P. Garrett (Aberystwyth College, Wales), R.K. Park (Universidad de Liverpool) T.P. Scoffin (Universidad de Edinburgh). El autor agradece igualmente la colaboración de P. Rothe (Laboratorio de Sedimentología Heidelberg) quien ha comprobado algunas de nuestras determinaciones mineralógicas.

Debemos mencionar también nuestras visitas y comunicaciones personales recibidas sobre diversos aspectos de esta Tesis. Agradecemos a J.A.E.B. Hubbard, Ph. Sandberg, T. Alexandersson, G.F. Elliott su amistosa orientación, y las consultas con A. Bein (Jerusalem), W.C. Ward (Universidad de Louisiana), N.E. Pingitore (Brooklyn), junto con otros muchos más que harían esta lista interminable.

Hemos contado con la amable orientación en temas estratigráficos del Profesor O. Riba (Depto. Estratigrafía, Universidad de Barcelona), Profesor J. Rosell (Depto. Geología, Universidad Autónoma de Barcelona), y en temas paleontológicos del Profesor Villalta, Dr. L. Vía y S. Calzada del Instituto Jaime Almera del C.S.I.C. Asimismo, han sido de gran valor las consultas estratigráficas con el equipo de Auxini, (R. Soler, E. Clavell y G. Boada) y el de FINA IBERICA (W. Martínez y A. Núñez).

Finalmente debemos mencionar las facilidades otorgadas por el Profesor Vallmitjana y Dr. Fontarnau (Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Barcelona) y por el Profesor M. Ve-

lasco (Servicio de Espectroscopia de la Universidad de Barcelona).
Una parte de esta Tesis ha sido realizada con la ayuda de una Beca
del Plan de Formación de Personal Investigador.

3.- METODOS DE TRABAJO

3.1.- TRABAJO DE CAMPO

3.1.1.- PRIMERA FASE

Debido al desconocimiento inicial de la geología regional se han cartografiado con detalle (Escala 1:10.000) las zonas de Salou, Tarragona, Salomó y parte de Garraf. Estas cartografías recogen los elementos estructurales indispensables para el conocimiento estratigráfico del Cretácico, sin pretender la realización de la cartografía general de los Catalánides Centrales., que escapa al tema de esta Tesis Doctoral para una mejor sistematización del trabajo se ha subdividido la zona entre Salou y Garraf en seis áreas (Salou, Tarragona, Salomó, Santa Cristina, Marmellá y Garraf). Cada una de estas áreas se caracteriza por poseer una serie estratigráfica del Cretácico aplicable a toda su extensión. Para la serie tipo del Cretácico se ha escogido el perfil o corte estratigráfico más completo y menos tectonizado posible en cada área. Se ha intentado en lo posible evitar el montaje de una serie tipo a base de cortes parciales.

La medición de las series cretácicas se realizó con el método del Jacob's Staff de 1,5 m. aunque en muchos puntos fué mucho más ventajoso el empleo de la cinta métrica de 5 m. debido a la accidentada topografía. El muestreo de las series tipo se realizó a intervalos variables de 1-3 m., con excepción de Garraf, donde el muestreo de base tuvo un intervalo de 10 m. Las muestras se han orientado con respecto a la superficie de estratificación.

Una característica especial de las secuencias cretácicas que estudiamos es la escasez de niveles margosos. Ello obligó a intensificar de una manera especial la recolección de muestras margosas de cara al estudio micropaleontológico.

3.1.2.- SEGUNDA FASE

Una vez finalizado el estudio cartográfico micropaleontológico y estratigráfico se realizó una nueva fase de trabajos de campo, orientada a los estudios de tipo sedimentológico. Para ello se revisaron las series tipo de cada área, y se localizaron pequeñas secuencias parciales para el estudio de problemas sedimentológicos concretos. Con este fin se atendió de una manera especial al estudio sobre el terreno de:

- Características macroscópicas del afloramiento, tales como tipos de estratificación, alternancias de diferentes materiales, variaciones laterales de los materiales, sus alternancias y de los tipos de estratificación.

- Características del estrato, tales como variaciones litológicas y granulométricas, orientación de los granos, distribución y orientación de los fósiles, su tipo y grado de fragmentación, coloraciones, compacidad, estructuras y bioturbación, laminaciones, etc., tanto en sentido vertical como lateral,, y en lo posible, en tres dimensiones. Para todo ello fué imprescindible el empleo de una lupa de 22 aumentos, y la realización de numerosos esquemas y fotografías de detalle.

Algunas secuencias de 3 y 4 estratos fueron muestreadas continuamente, mediante bloques de hasta 40 c.c. o más. Para el estudio petrológico de este tipo de materiales se comprobó de una manera aproximativa que el muestreo debía realizarse con intervalos de 20-25 cm. en sentido vertical, y unos 10 cm. en sentido horizontal.

Fué conveniente también realizar unas breves salidas de campo con objeto de revisar las series tipo de Valdancha, Ulldecona, y la Cenia, y comprender mejor las descripciones de sus autores.

3.2.- TRABAJOS DE LABORATORIO

3.2.1.- ESTRATIGRAFIA

De las muestras de las series tipo se obtuvieron 980 preparaciones petrográficas para su estudio al microscopio, así como unos 80 levigrados. Este material fué estudiado por el Dr. J. Ramírez del Pozo (CIEPSA, Vitoria), quién determinó la microfauna y bioestratigrafía de estas series tipo, con especial referencia a los foraminíferos y ostrácodos.

Por otro lado se realizó una labor de síntesis bibliográfica de los trabajos publicados sobre el Cretácico al SW de Salou, en un intento de correlación estratigráfica provisional.

En cuanto a la determinación de la macrofauna contenida en las series tipo se ha seguido totalmente los resultados de Bataller Almera, Mallada y Calzada, anotando por nuestra parte datos cuantitativos sobre los yacimientos.

3.2.2.- PETROLOGIA

La realización de esta Tesis ha implicado el estudio del considerable material bibliográfico acumulado durante las dos últimas décadas sobre los ambientes deposicionales actuales, y los procesos diagenéticos de sedimentos carbonatados. Todo ello hubiera sido marcadamente insuficiente de no haber contado con las estancias en los Departamentos de Geología de la Universidad de Liverpool y Edinburgh donde pudimos examinar numerosas muestras de carbonatos actuales, junto con gran cantidad de material no publicado y entramos en relación con destacados especialistas de estas materias.

3.2.2.1.- Estudio de las muestras

Las muestras se han cortado en secciones perpendiculares al plano de estratificación, para seleccionar superficies que se han

pulido y barnizado con laca de dibujo. De esta manera se han podido seleccionar cuidadosamente las áreas adecuadas para el estudio en las preparaciones en el microscopio petrográfico. Para algunos problemas texturales particulares se han obtenido réplicas en papel de acetato de celulosa.

Dado que abundan las rocas de grano fino se ha utilizado satisfactoriamente, tanto en secciones pulidas como en las preparaciones petrográficas, la técnica de tinción de Azul de Metileno en solución acuosa. Con ello se obtiene una intensificación de texturas difusas o incluso su descubrimiento. Este colorante parece fijarse preferentemente en las áreas más arcillosas o de grano más fino, o de mayor contenido en materia orgánica.

Diversos detalles de grano fino han sido estudiados en el Microscopio Electrónico de "scanning" modelo Cambridge de la Facultad de Ciencias de Barcelona, en una selección de 20 muestras. La preparación se ha realizado por fractura y recubrimiento directo de carbono seguido de oro.

Se ha valorado el contenido total de insolubles de una selección de 35 muestras que representaban sobradamente la variedad de tipos petrológicos en estudio. Se han empleado las técnicas usuales con ClH 15 %. Del residuo se ha apreciado semicuantitativamente el porcentaje de granos de cuarzo. El objetivo general del análisis de insolubles ha sido comprobar el grado de exactitud de las determinaciones por métodos ópticos, que debe considerarse como suficiente dentro de los objetivos de esta Tesis.

Un caso especial de disolución de la muestra ha sido cuando se trataban las facies de algal-mat. Entonces la concentración empleada fue de ClH 3-5 %, para lograr la conservación de filamentos algales.

No se ha estudiado con detalle la petrología de las rocas silíceas, arcillosas, yesosas y ferruginosas, excepto la simple descripción en campo y en las láminas delgadas.

3.2.2.2.- Terminología y descripción

a) Terminología

La Terminología descriptiva empleada en el estudio microscópico se basa en la clasificación de FOLK (1962), contando con las observaciones de apuntadas en ESTEBAN y SAN MIGUEL (1971) sobre los términos: intraclasto, dismicrita, microsparita y oncolito-pisolito. En particular cuando utilizamos el término "intraclasto" debe recordarse que se hace referencia a peloides (Mc KEE and GUSTCHICK 1969) o granos de micrita; incluyendo a los posibles intraclastos de Folk, pellets fecales, y cualquier otro tipo de grano micritizado, en los que no se pueda reconocer ninguna estructura interna de significación genética.

Los términos de la clasificación de Folk adquieren un mayor contenido petrológico cuando se los utiliza en la clasificación de DONHAM (1962). En particular debe resaltarse la importancia de la diferenciación, no siempre fácil, de los términos "wackestone" "packstone", no sólo por sus implicaciones en el ambiente deposicional, sino también en la diagénesis (compactación, meteorización,....). Otros términos que se han utilizado son: lump, matriz, grano, caliza detrítica y grano revestido según LEIGHTON and PENDEXTER (1962), extraclasto y calclitita en WOLF (1965) y CHANDA (1969), estromatolitos en LOGAN et al (1964), arrecife en ZANKL and SCHROEDER (1972), bioherme y biostroma en NELSON et al (1962)

El término "textura" lo empleamos en el sentido de PETTIJOHN (1957, pág. 7) y DUNHAM (1962 pág. 108), y no simplemente como equivalente a tamaño de grano.

En la descripción de dolomías se siguen las ideas de SHVETZOV (1958) y BRAMKAMP and POWERS (1958) con la terminología de FRIEDMAN (1965); sobre tipo y grado de cristalinidad y texturas relictas.

La terminología sobre texturas, ambientes y procesos diagenéti-

cos sigue a CHOQUETTE and PRAY (1970) con especial referencia a la clasificación de la porosidad. También se utilizan los términos de BATHURST (1971) y algunos de FOLK (1965). El término "fábrica" lo destinamos especialmente para designar la disposición de los cristales (de precipitación y recristalización), en términos de tamaños, formas y orientaciones cristalográficas. (SANDER 1936, 1951).

b) Descripción

Las calizas de esta Tesis se describen de acuerdo con el siguiente esquema:

- Descripción de campo
- Términos de Folk y Dunham
- Biofacies más destacables
- Términos diagenéticos de porosidad

La terminología empleada en este esquema descriptivo debe hacer referencia al a) tamaño de grano, b) tipo y tamaño y porcentajes de partículas constituyentes, c) estructura; características muy efectivas en la delimitación de ambientes deposicionales (GINSBURG 1956, pág. 2385). Es preciso resaltar que los parámetros relativos al tamaño y forma de grano, no tienen la misma significación que en los sedimentos clásticos no carbonatados. (HAM and PRAY 1962, pág. 8). Sin embargo, se ha venido utilizando satisfactoriamente el porcentaje de fracción fina de los sedimentos actuales como una cruda aproximación al valor de la energía de la corriente en el ambiente deposicional (ver por ejemplo GINSBURG 1956, PURDY 1963). Por todo ello empleamos el índice de la relación grano/micrita (LEIGHTON and PENDEXTER 1962) y los términos más sofisticados de PLUMLEY et al (1962).

El resultado inmediato ha sido notar la gran variabilidad cualitativa y cuantitativa de estos términos. Para valorarla se han ensayado varias técnicas de contador mecánico de puntos en lámina delgada, pero dada su laboriosidad para obtener resultados vá-

lidos sólo se ha empleado en casos especiales y para conocer el error que se comete en el empleo de tablas de porcentajes de apreciación visual (TERRY and CHILINGAR 1955, SCHAFFER 1969). Con un cierto entrenamiento se ha conseguido reducir el error hasta casi el 10 %, lo cual consideramos como satisfactorio dentro de la finalidad del trabajo.

3.2.2.3.- Análisis mineralógicos y geoquímicos

a) Preámbulo

La mineralogía de los sedimentos carbonatados actuales se caracteriza por una mezcla de granos de Aragonito y/o Calcita Magnesiana (4 mol% de $\text{CO}_3 \cdot \text{Mg}$) principalmente, localmente con Calcita y Dolomita. En cambio las calizas fósiles son principalmente de calcita, localmente con Dolomita. Son excepcionales las determinaciones de Aragonito en rocas anteriores al Mioceno y aún más las de Calcita Magnesiana (generalmente estas determinaciones se realizan en formaciones arcillosas, impermeables).

Por otro lado, los sedimentos actuales muestran una composición elemental e isotópica fuertemente caracterizada por los ambientes deposicionales y diagénéticos. Se han demostrado especialmente útiles en este sentido el Sr, Mg, Ba, F^2 y 3 , Mn, V, Zn y algunos más. En cambio los estudios geoquímicos más cuidadosos en rocas fósiles no obtienen niveles de correlación suficientemente elevados excepto en materiales arcillosos. (Ver por ejemplo: CHARRIER and LAHSEN 1969, CAMERON 1965, SCHROEDER 1969, NICHOLLS 1966,....) Schroeder (comunicación personal) se pregunta si existe realmente una "facies geoquímica" en carbonatos y si en cualquier caso dice algo sobre el ambiente deposicional y diagénético ("tool or toy?").

Decididamente, la correlación entre composición mineralógica y elemental para un ambiente deposicional es todavía muy incierta en la actualidad. Es de gran interés a este respecto el estudio de los resultados de GAVISH and FRIEDMAN (1969), LAND et al.

(1967), STEHLI and HOWER (1961), FRIEDMAN (1964) y GROSS (1964), sobre las transformaciones mineralógicas y geoquímicas en los se dimentos carbonatados desde la actualidad hasta el Mioceno, a través de los diferentes estudios pleistocenos. Antes de 100.000 años la calcita magnesiana y el aragonito inicial se han transformado en un estable mosaico de cristales de calcita. Paralelamente, los elementos minoritarios y traza pierden sus caracterís ticas concentraciones que alcanzan en los sedimentos actuales. SCHROEDER (1969, pág. 1068-1071) remarca la "disolución incongruente" experimental de las calcitas magnesianas y aragonitas de bioclastos en relación al Calcio, Magnesio y Estroncio.

Finalmente y como resumen, en el estado actual de nuestros conocimientos, la composición mineralógica y elemental de una caliza fósil no tiene necesariamente que reflejar las condiciones deposicionales. Además tal correlación nos parece improbable. Parece más adecuado pensar que la composición actual está mucho más influenciada por los microambientes meso y telodiagenéticos, sobre todo cuando resulta obvia la permeabilidad de la roca durante largos períodos de tiempo.

Todo ello no quiere decir que no deban realizarse tal tipo de estudios ni tampoco que carezcan de significación ambiental. Pero no podemos aquí extendernos en explorar este campo de momento poco concluyente.

Este preámbulo ha de justificar nuestra actuación. Dado el enfoque petrológico de esta Tesis, poco valor interpretativo representa el conocimiento de la composición global de una roca. Nos interesa de una manera especial saber la composición de los diferentes elementos texturales. Es por ello que de las técnicas analíticas disponibles, la más adecuada es la de las tinciones mineralógicas selectivas, siempre corroboradas por comprobaciones en Difracción de Rayos X. En primer lugar investigamos la posibilidad de presencia de aragonito en nuestras muestras. Se seleccionaron de una manera especial, calcilulitas de grano muy fino, compactas y masivas en cuyos bioclastos de moluscos y algas Dasycladáceas podía esperarse encontrar aragonito. Para ello se empleó

el reactivo de Feigl en la lámina delgada (FRIEDMAN 1959). Aunque en algunos casos determinados los resultados de este método pueden ser dudosos, en general, la práctica ha demostrado que es normalmente eficaz y de una sensibilidad equiparable a la Difracción de Rayos X. Además se ha comprobado mediante Difracción de Rayos X en el Instituto de Sedimentología de la Universidad de Heidelberg una serie paralela de muestras ha sido negativo. También ensayamos otras preparaciones para la calcita magnesiana mediante el reactivo de WINLAND (1969) y posterior comprobación por Difracción de Rayos X, siendo los resultados igualmente nulos. Conclusión: creemos que es realmente difícil la preservación de aragonito y calcita magnesiana dadas las características de nuestro material.

b) La Dolomita

Mayor interés ha tenido la determinación de dolomita. En primer lugar es preciso señalar que en muchos casos la observación microscópica es suficiente para reconocer la dolomita. Además, los casos de completa dolomitización (= calcitización de la dolomita) son detectables únicamente por criterios petrológicos en el microscopio de polarización. La observación microscópica es imprescindible en el estudio de la dolomita; no se puede confiar en técnicas analíticas sin contenido petrológico, como la difracción de Rayos X o el análisis químico, sino como nuevos comprobantes.

La diferenciación calcita dolomita se ha realizado con la tinción de Sulfoalizarina Roja en solución ácida (FRIEDMAN 1959). La calcita se tiñe de color rosado a rojizo, dependiendo en gran parte de la orientación y tamaño del cristal. Sin embargo esta reacción no es exclusiva de la calcita, pues responden de la misma manera la calcita magnesiana, el aragonito, y algo más intensamente la witherita y la cerusita. La tinción combinada Alizarina-ferricianuro potásico (EVAMY 1963, DICKSON 1965) es de enorme utilidad petrológica. La calcita normal obtiene la misma coloración, pero la calcita ferruginosa se tiñe de color que osci-

la entre el malva y púrpura con tonos de azul turquesa, mientras que la dolomita permanece inatacada. El poder reconocer en una preparación la distribución de estos diferentes minerales ofrece la posibilidad de poder reconstruir la historia diagenética de la cementación.

El procedimiento más efectivo y seguro es el siguiente:

Preparar: a) 1.500 ml. de ClH 1,5 % (vol./vol) con agua destilada
 b) 1,2 gr. de S Alizarina Roja en 600 ml. de ClH 1,5 %
 y filtrar.
 c) 4 gr. de $K_3 Fe (CN)_6$ con 200 ml. de ClH 1,5 %

Procedimiento:

- 1) Ataque de la lámina delgada durante 10 seg. en ClH 1,5 %
- 2) Tinción durante 30-40 seg. en la mezcla 300 ml. alizarina - 200 ml. $K_3 Fe (CN)_6$
- 3) Tinción durante 10 seg. en la solución de S alizarina roja.

La técnica puede simplificarse al no realizar la etapa (1) y (3), pero se produce un cierto oscurecimiento de la fábrica. Es conveniente utilizar guantes de goma. LINDHOLM and FINKELMAN (1972) utilizan este método llegando a un intento de cuantificación de la distribución del ión ferroso en la calcita. Así, la calcita con hasta 0,5 % de FeO da un color rojo-rosado limpio. La Fe calcita I (0,5-1,5 % de Fe O) da un color rojo púrpura. La Fecalcita II (1,5 - 2,5% de FeO) un claro color púrpura. La Fecalcita III (2,5-3,5 % de FeO) un púrpura azulado. Sin embargo es preciso tener en cuenta varios aspectos. La intensidad de la tinción depende de la velocidad de ataque del ácido. Así la misma intensidad de azul en una calcita que en una dolomita implica una mayor concentración de Fe O en la dolomita. Debe tenerse en cuenta además, las interferencias de Zn, Cd, Co Ni, Mn, Cu, que producen precipitados pardo amarillentos y que el Fe^3 produce un denso precipitado rojo. También resulta que las intensidades de coloración son diferentes en la lámina delgada y en la

réplica de acetato. Datos no publicados de Dickson revelan que realmente la Alizarina es muy sensible a los cambios de la velocidad de reacción que dependerá de la orientación cristalográfica y composición (Fe, Mn) de la calcita. De todas maneras, aunque parece que no pueden usarse cuantitativamente con confianza, los métodos de tinción señalados sirven adecuadamente para conocer las distribuciones espaciales de la calcita y del Fe.

Se han realizado determinaciones complexométricas de Mg^{2+} en los laboratorios de Aguas Industriales de Tarragona, S.A. para comprobar la validez de los resultados por tinción. En general la correspondencia ha de considerarse buena. La comprobación por Difracción de Rayos X de una selección de muestras dió igualmente buenos resultados, excepto en una muestra del algal-mat purbeckiense, en la que la tinción dió resultado positivo (calcita) cuando la observación petrográfica indicaba dolomita. La Difracción por Rayos X indicó que se trataba realmente de dolomita. A este respecto conviene recordar que la Alizarina se absorbe intensamente en las superficies de minerales fibrosos, tal como se ha notado al tratar mármoles anfibólicos.

Finalmente, se analizó la distribución de algunos elementos traza en las instalaciones del Servicio de Espectroscopía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona. Los resultados de estos ensayos serán comentados en los capítulos correspondientes.

3.2.2.4.- Clasificación

La descripción de las muestras nos ha suministrado un conjunto de datos de cuyo análisis pretendemos deducir el conocimiento de los ambientes deposicionales y diagénesis. Para ello hemos de reunir los datos y las muestras en un conjunto de unidades que representan características, dominios, o etapas en los ambientes naturales. En este sentido, tratamos de clasificar lógicamente nuestros datos: las muestras y sus propiedades. Podemos clasifi-

carlos por medio de tres procedimientos:

- a - Agrupación visual, intuitiva y subjetiva
- b - Clasificación objetiva y arbitraria, en la que se asume a priori que los criterios de clasificación seleccionados son los más significativos. Así la clasificación de Folk se basa en límites preestablecidos arbitrariamente (25 % volumen de intraclastos y oolitos, relación fósil-pelets 3/1 o bien 1/3 ...)
- c - Clasificación natural y objetiva en la que los criterios que delimitan los grupos se determinan de acuerdo con las interrelaciones y estructuras del conjunto de datos por medio del análisis factorial, modo Q para las muestras, modo R para sus propiedades.

Evidentemente el método más satisfactorio de acuerdo con nuestros objetivos es el señalado en (c). Hemos estudiado su aplicación a nuestros datos siguiendo los métodos de IMBRIE and PURDY (1962) — KRUMBEIN and IMBRIE (1963), HARBAUGH and MERRIAM (1968). Creemos que hubiera sido necesario rehacer el muestreo en el campo de cara a estas técnicas, así como proceder sucesivamente según horizontes cronológicamente correlacionables. Resultaría una elevada cantidad de muestras, debiendo contar además con las dificultades de afloramiento.

Por todo ello, dentro del carácter de esta Tesis, debemos restringirnos al procedimiento señalado en (a) en el que se reproduce mentalmente el proceso estadístico, con el limitado número de variables que podemos manipular en cada momento. En los capítulos correspondientes expondremos los resultados a que hemos llegado debiendo señalar su carácter provisional en espera del hallazgo de clasificaciones más significativas por análisis factorial.

Las muestras han sido analizadas semicuantitativamente (contador de puntos-cartas visuales) valorando su composición textural. El conjunto de datos obtenidos han sido tratados de la forma que se ha considerado más adecuada para inferir el ambiente deposicional.

Antes de proseguir conviene exponer unas breves consideraciones de partida. El registro sedimentario de ambientes de aguas someras puede estar mucho más influenciado por variaciones bruscas y cortas de las condiciones deposicionales, que por las condiciones "normales", estables, de larga duración. Los atributos del ambiente deducido para un área (o secuencia) pueden ser inadecuados para explicar muchas de las características cuantitativas y cualitativas de una facies. (PUSEY 1964, pág. 100). Nos interesa tratar de los efectos totales del ambiente deposicional que pueden explicar las facies y sus variaciones. Facies, en el sentido de MOORE 1949, pág. 32), es "...any areally restricted part of a designated stratigraphic unit which exhibits characters significantly different from those of other parts of a unit".

Como resultado, nuestras muestras se clasifican en grupos de facies; cada uno de ellos pretender representar un conjunto de características básicas de un ambiente determinado. Uno de los componentes que se considera básico sirve de denominación a la facies, siguiendo con las modificaciones que resulten convenientes.

3.2.2.5.- Bases para la Interpretación

En nuestro intento de comprender los ambientes deposicionales fósiles, debemos tener en cuenta las lecciones aprendidas en los fondos marinos actuales. A continuación enunciamos algunos de estos puntos básicos de partida necesarios para comprender el desarrollo de nuestro trabajo.

Los fondos de sedimentos carbonatados pueden ser duros debido a la cementación por aragonito y Mg calcita (ALEXANDERSSON 1969, SHINN 1969, TAYLOR and ILLING 1969.....). Pueden consistir en sedimento móvil (IMBRIE and BUCHANAN 1965, BALL 1967, JINDRICH 1969, ...) Pueden consistir, también, en sedimento suelto estabilizado por macro-vegetación o algal-mat (BATHURST 1967, SCOFFIN 1970,.....).

El conjunto ambiental es biológicamente activo. La persistencia

de esta actividad tiene un profundo efecto en los granos y estructuras sedimentarias. Son universales los procesos destructivos por perforación (boring) excavación en sedimento no consolidado (burrows), comedores y filtradores de sedimento,....

La mayor parte de los granos carbonatados se forman cerca de soterramiento final, principalmente por diferentes procesos de desintegración (mecánica, biológica,....) de algas calcáreas, conchas, corales,... (ILLING 1954, GINSBURG 1956, NEWEL and RIGBY 1957, PURDY 1963,.....). El Tamaño de un grano carbonatado depende generalmente en mayor grado del organismo generador que de las condiciones de la energía del medio. La microestructura y ultraestructura del organismo definen en gran parte el comportamiento de bioclasto.

Existe una estrecha relación geográfica entre habitat y comunidades. Se entiende por habitat el conjunto de factores ambientales que afectan a un organismo, aunque se restringe su sentido a la turbulencia topográfica y substrato. Por comunidad se entiende la suma de los organismos vivos en un lugar determinado, definida por un organismo representativo. Sin embargo la naturaleza de estas interrelaciones queda reflejada solamente de una manera muy vaga en la petrografía del sedimento resultante (HOSKINS 1964, SWINCHATT 1965, EVANS 1966). Gran parte de los detalles desaparecen antes del soterramiento final, no sólo porque únicamente un 5 % de la biota local segrega materiales duros (NEWELL et al 1959), sino por procesos de micritización, redisolución, erosión, descomposición, bioturbación,.... (BATHURST 1966, 1971, FORCE 1969, SCOFFIN 1970,....)

El comprender esta situación magistralmente expuesta en BATHURST (1971, pag. 102-141) es la base esencial para la correcta interpretación de rocas fósiles. Por otro lado debe tenerse en cuenta las posibilidades de permanencia y redeposición de las partículas sedimentarias, con los cambios de condiciones del fondo marino original. Este problema poco atendido se halla bien postulado en LOGAN et al (1962, pag. 128).

En las aguas marinas tropicales y subtropicales, la precipitación

no-metabólica de CaCO_3 es un hecho dominante. La cementación intergranular requiere circunstancias especiales, en cambio es general la cementación intragranular (cámaras, perforaciones, sedimento interno,...) y los revestimientos oolíticos son muy frecuentes (CLOUD 1962, BROECKER and TAKAHASHI 1966, ALEXANDERSSON 1967, 1972 a y b, BATHURST 1967, PURDY 1968,...).

Nota.- Las referencias citadas se hallan en la bibliografía del volumen II.

4.- INTRODUCCION AL ESTUDIO

REGIONAL DEL DEL CRETACICO

DE LOS CATALANIDES.

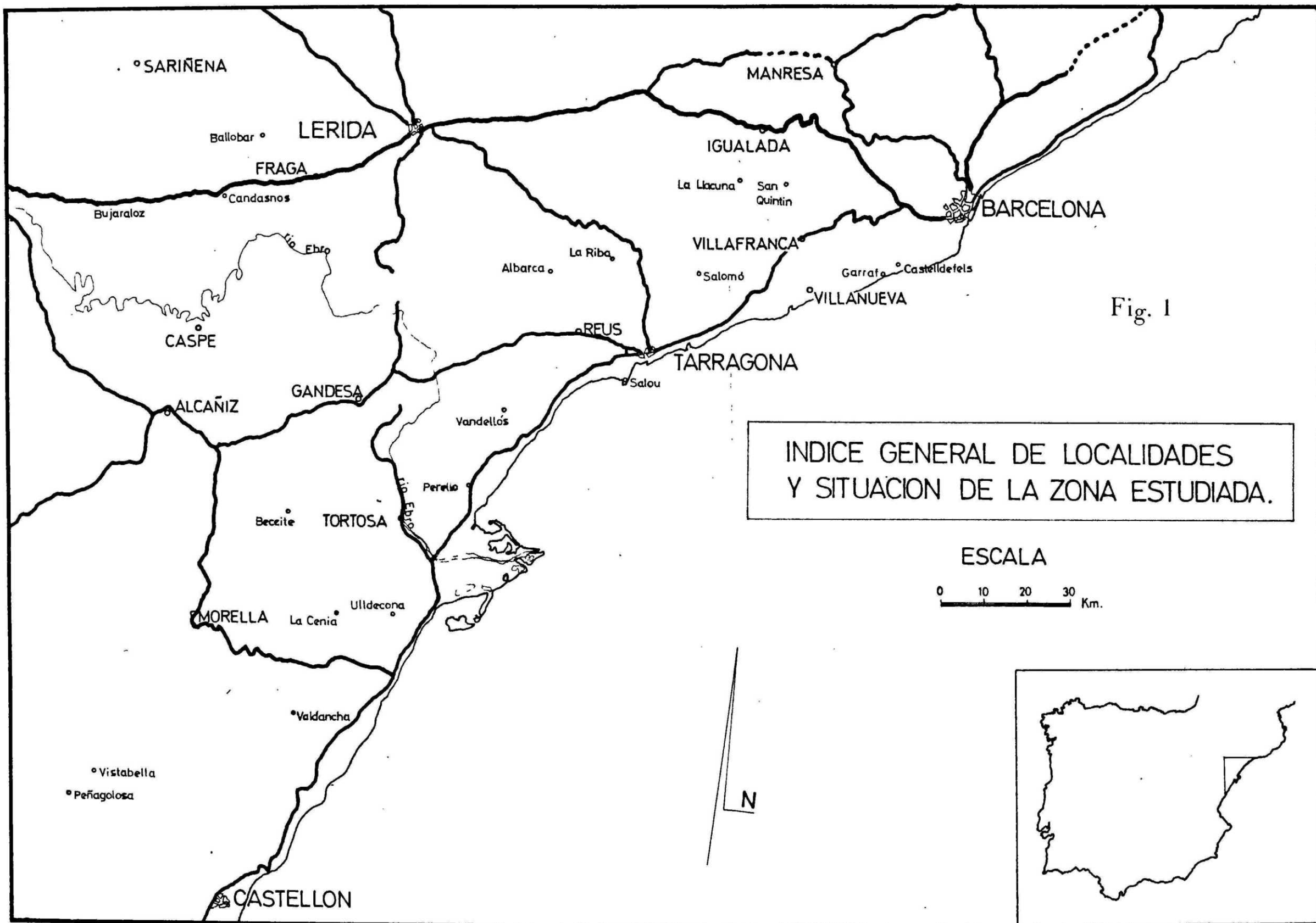
4.- INTRODUCCION AL ESTUDIO REGIONAL DEL CRETACICO DE LOS CATALANIDES

4.1.- LOS CATALANIDES- GENERALIDADES

4.1.1.- ESTRUCTURA

LLOPIS (1947) ofrece una visión morfoestructural conjunta no superada de las Cordilleras Costeras Catalanas: los Catalánides. Este sistema montañoso "se adosa a la costa perpendicularmente a la cordillera Ibérica" y ofrece una serie de unidades bien diferenciadas: Cordillera Litoral o Costera, Depresión Prelitoral y Cordillera Prelitoral. (Fig. 2). Comunican al NW con la Depresión del Ebro y al SE con la Depresión externa y el Mediterráneo. Otras unidades de menor importancia son una serie de Cubetas estructurales como las de Mora, Olesa y umbrales dentro de la Depresión Prelitoral, como el del Montmell. Se distingue un zócalo paleozoico ya plegado en la orogénesis herciniana, una superficie de erosión pretriásica y una cobertera mesozoica. Durante la Orogénesis alpina el conjunto es plegado de nuevo, con vergencias NW, dominando sobre todo "largas fracturas longitudinales (que) limitan extensas depresiones con relleno terciario, mientras numerosas fracturas transversales con desplazamiento horizontal, multiparten en bloques el conjunto".

Las fracturas transversales, de NW-SE parecen corresponder a una reactivación de las antiguas líneas estructurales del Herciniano correspondientes a la "fase tardía principal", que corresponde al plegamiento de la esquistosidad y que en el NE de la Península tiene dirección NW-SE (J. Carreras y P. Santanach, comunicación personal).



ELEMENTOS MORFOLOGICOS DE
LAS CATALANIDAS

por N. Llopis Lladó

1943

Escala gráfica

0 5 10 20 30 kms

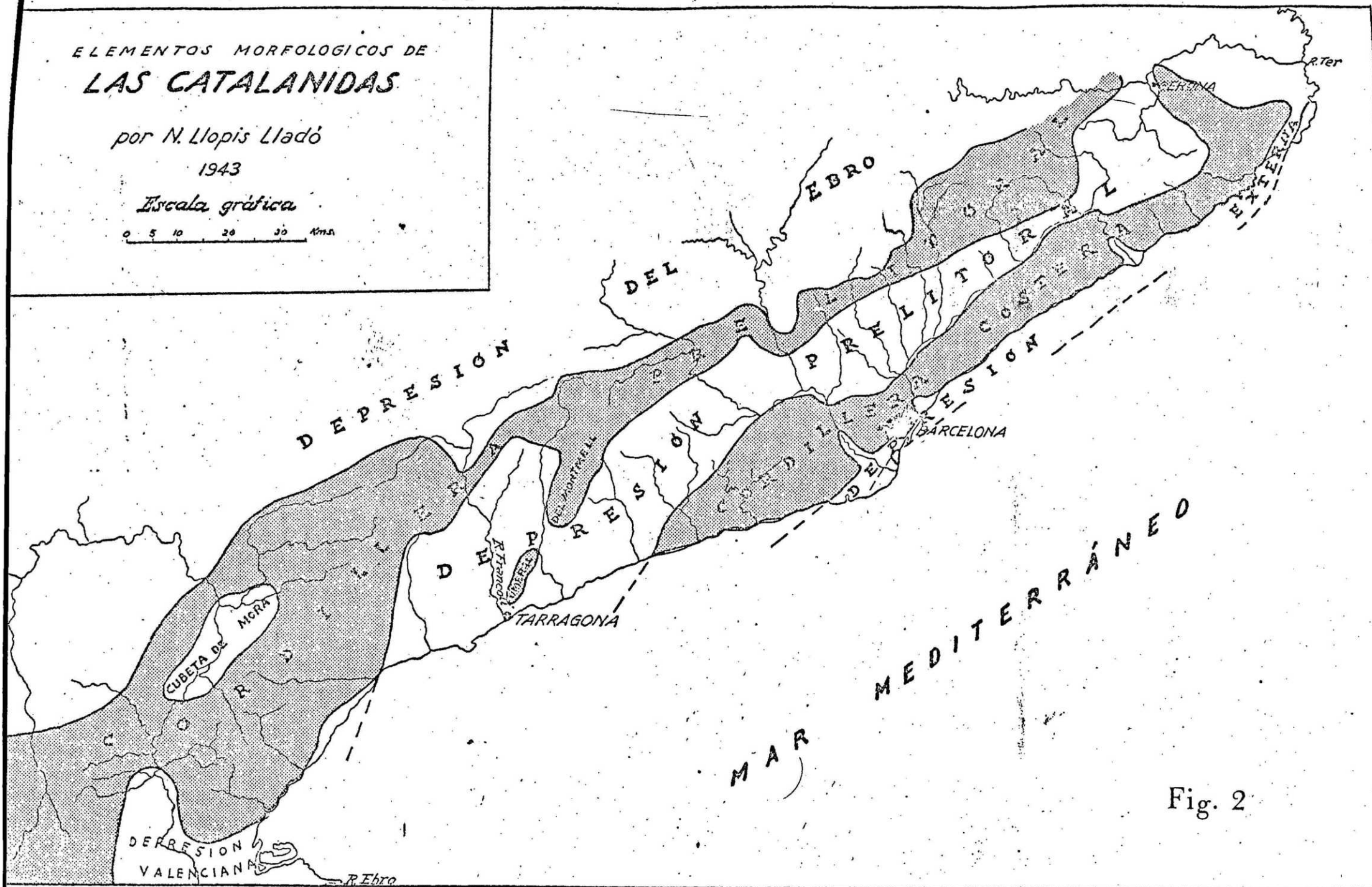


Fig. 2

4.1.2.- ESTRATIGRAFIA DEL MESOZOICO

El Triásico está en líneas generales bien conocido (VIRGILI 1958). Lo componen las típicas unidades germánicas alpinas. Dominan los materiales dolomíticos sobre los realmente calizos. Las etapas evaporíticas (Keuper, Muschelkalk Medio y Buntsandstein Superior) son exclusivamente yesosas y están bien desarrolladas. El conjunto es bastante uniforme, notándose una suave disminución de espesores hacia un borde de cuenca al N del Montseny (Barcelona).

El Jurásico alcanza un notable desarrollo al extremo SW de los Catalánides, observándose una reducción de todos los niveles hasta Salou. BATALLER (1922) y BATALLER y VILASECA (1923) resumen los conocimientos generales de este borde de cuenca jurásica. LLOPIS (1947) extiende el Retiense-Lías dolomitizado hasta el N de Barcelona, mientras que VIRGILI y ROSELL (1959) y ROSELL (1961) extienden la cuenca del Lías Medio a más de 50 Km. al NE de Salou. (Fig. 5) ESTEBAN (1969) comprueba la presencia de Lías y Dogger en Tarragona. RAT (1966) revive el problema del Jurásico de Garraf (ALMERA 1890), al situar un Jurásico terminal cerca de Barcelona. De todas maneras quedaba demostrada la presencia de un "umbral" o "Schwellen" de los autores alemanes (LLOPIS 1947) en el área de Salou. (Fig. 3 y 4). El Triásico Superior finaliza con un gran paquete de dolomías brechoides; las calizas "cretácicas" de su parte alta se databan como Barremiense o Aptienses. Sin encontrar pruebas concretas, se opinaba que estas dolomías eran cretácicas, o a lo sumo, la base liásica y el techo Barrem-Aptiense (Dolomías de Transición).

La estratigrafía del Cretácico era prácticamente desconocida. Se reducía a algunas ideas generales deducidas de las notables campañas paleontológicas de ALMERA (1895, 1897, 1898, 1900,.....) y BATALLER (1937, 1957, 1962)..... entre los más destacables. Se reconoce el Barremiense, un gran desarrollo del Aptiense (Urgo-Aptiense) y un problemático Albiense marino con cafalópodos, comprendidos en las clásicas unidades cartográficas: dolomías basales, calizas y margas, con espesores muy poco conocidos.

De todas maneras el conocimiento del Cretácico era suficiente para demostrar de nuevo el "umbral de Salou-Gaiá. Los 800 m. Barremo-Aptienses-Albienses del SW (Tortosa) se reducían 130 (i) en Salou, 270 (i) en Gaiá y más de 500 m. en Jafra, el centro de Garraf. Hacia el NE se reducía de nuevo la cuenca (245 m. en Vallirana). Datos de LLOPIS (1947). Figs. 3 y 4.

En ESTEBAN (1969) se modifica la estratigrafía clásica del "umbral Salou-Gaiá, aunque interpreta erróneamente los materiales azoicos de la base y el techo. Cita la presencia de calizas del Cenomanense, Turonense, un posible Coniaciense y el "garumniense" en el umbral Salou-Tarragona, con 70 m. de espesor conjunto. El Barremiense-Aptiense lo reduce a una decena de metros. Sitúa un paquete dolomítico de 20 m. entre el Aptiense y el Cenomanense. Atribuye erróneamente a una facies "weald" unas arenitas rojas cuarzosas (antes señaladas como Trías) del Terciario.

Independientemente, MORENO DE CASTRO (1970), cita el Cenomanense en unas muestras de sondeo en las inmediaciones de Tarragona, sin lograr establecer una columna estratigráfica completa. Este mismo autor en 1969 había señalado la presencia de *Nannconus* en el Aptiense del Perelló, al SW de Salou.

ESTEBAN (1971) al describir la tectónica de Tarragona, ofrece la secuencia estratigráfica completa del Cretácico de Tarragona. ESTEBAN (1972) indica por primera vez la presencia de "utrillas" Cenomanense, Turonense fosilizados por un caliche pisolítico pre-Eoceno, en el Gaiá (Salomó).

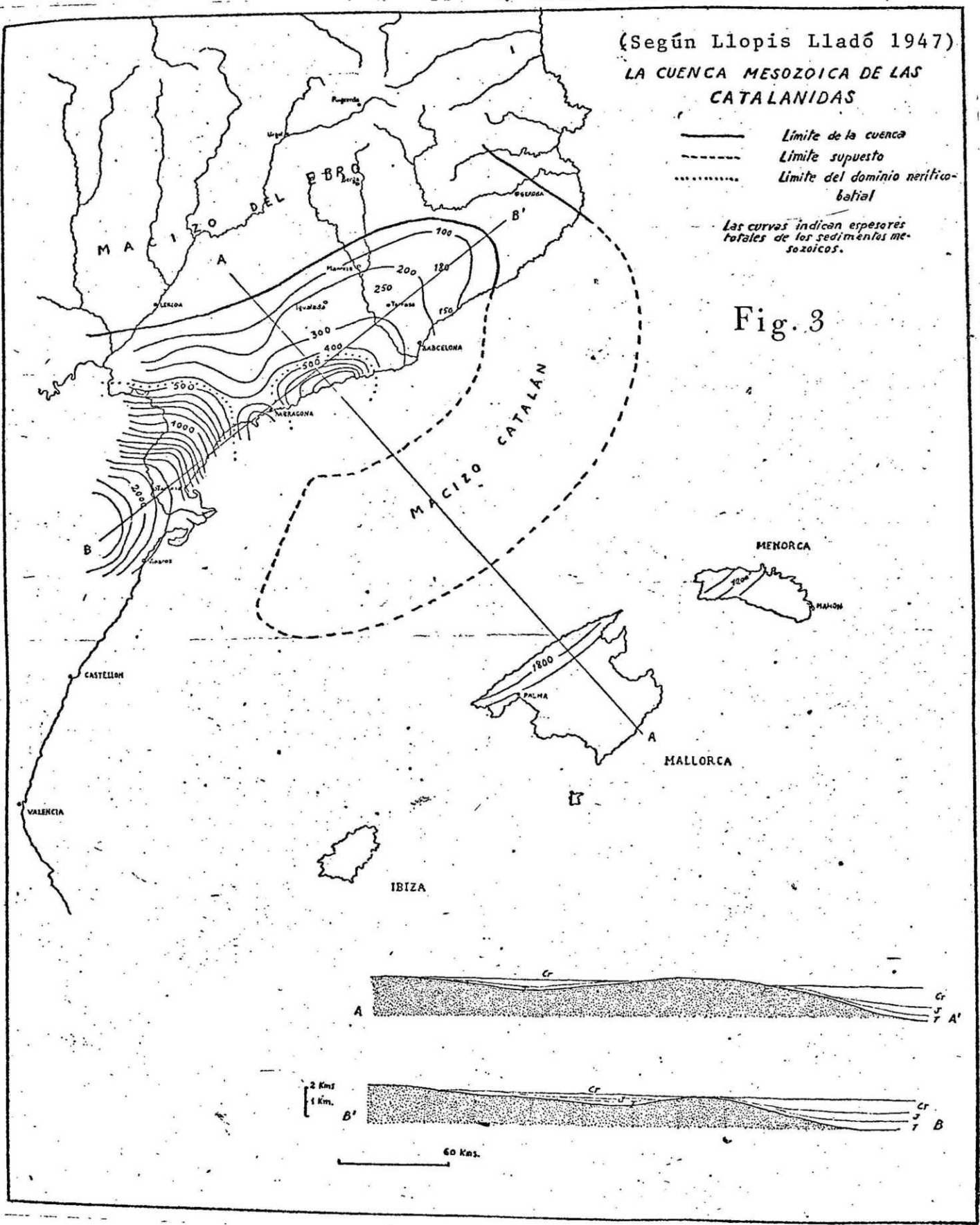
En Garraf, el primer trabajo micropaleontológico del Cretácico se debe a FERRER (1966), pero RAT (1966) ofrece resultados más amplios y más en acuerdo con nuestras conclusiones. CALZADA (1972, detalla claramente la microfauna de la base del Cretácico de Garraf. De todas maneras la estratigrafía Cretácica es muy imprecisa, con algún dato aislado local. Creemos que esta Tesis significa una primera contribución al estudio del Cretácico de los Catalánides.

(Según Llopis Lladó 1947)
LA CUENCA MESOZOICA DE LAS
CATALANIDAS

- Limite de la cuenca
- - - Limite supuesto
- ... Limite del dominio nerítico-bañal

Las curvas indican espesores totales de los sedimentos mesozoicos.

Fig. 3



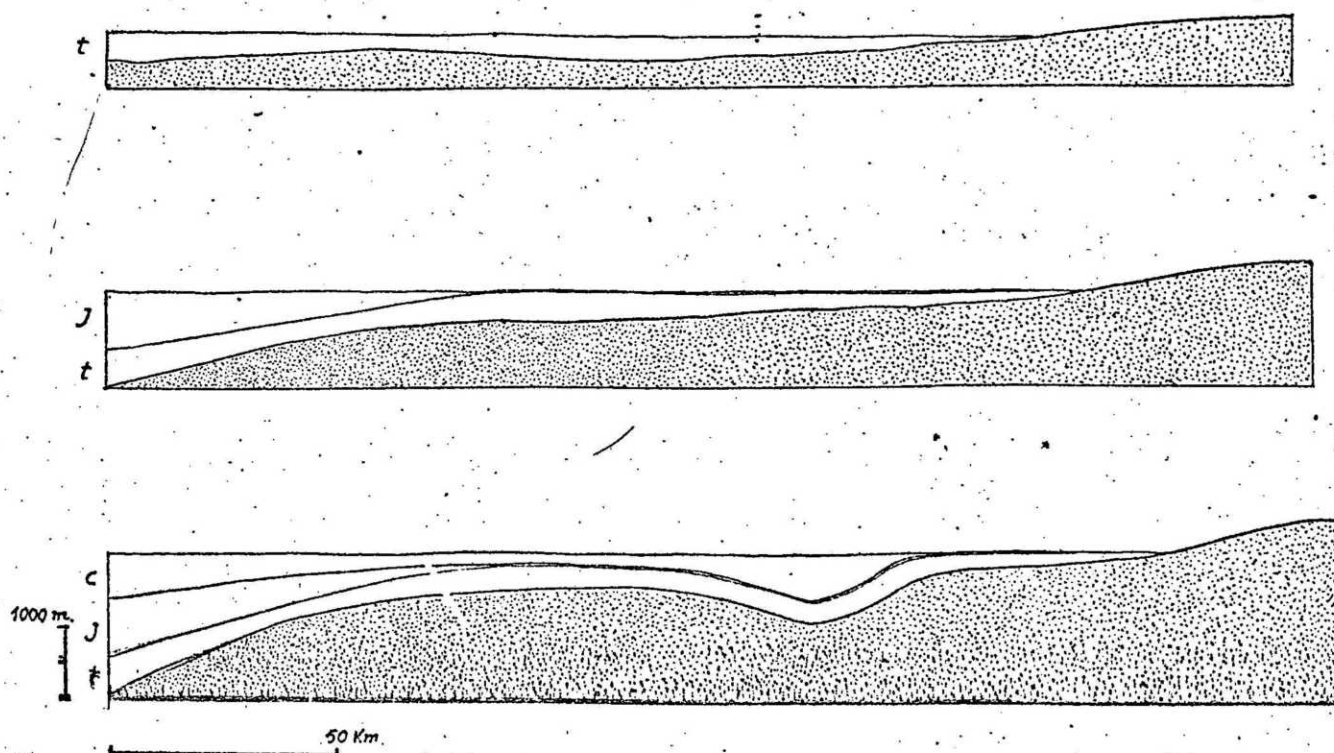
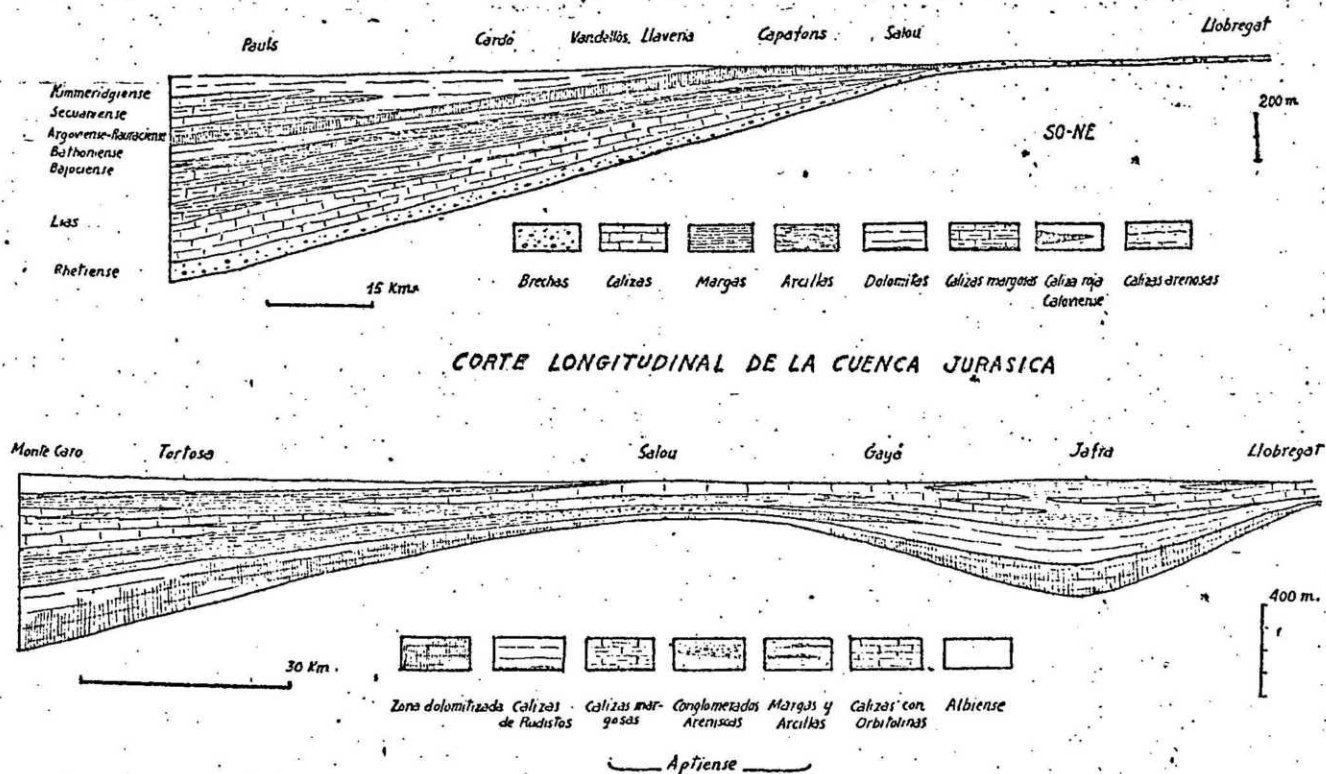


Fig. 6

El desarrollo de la cuenca de sedimentación mesozoico de los Catalánides.

T = Trias J = Jurásico C = Cretácico



Corte longitudinal de la Cuenca Cretácica.

(Según Llopis Lladó 1947)

Fig. 4

4.1.3.- LA CUENCA CRETACICA SALOU-GARRAF

Esta Tesis se centrará en el estudio de la cuenca sedimentaria diferenciada al NE de Salou. Por lo menos con los afloramientos disponibles, es lógico hablar de una cubeta cretácica Salou-Garrafa, de la cual, conviene recordarlo, sólo podemos estudiar una pequeña parte. La cuenca de Salou-Garrafa está comunicada por el SW con la gran cuenca de "sedimentación permanente" (LLOPIS 1947) (Pág. 72) del Ebro, el gran golfo del Maestrazgo. Al NW se situaría el teórico macizo del Ebro, y al SE el teórico macizo Catalano Balear. Llopis señala el carácter epicontinental de la cuenca mesozoica de Salou-Garrafa, separada de las zonas "más profundas" de Baleares, la cual, cree, comunica directamente con la del Maestrazgo.

Los datos de COLOM (1949, 1969) completan la visión de la cuenca baleárica y sus relaciones con la levantina. PERCONIG (1968) precisa que el Macizo del Ebro durante el Cretácico Inferior, es en realidad un complejo sistema de surcos subsidientes y umbrales rígidos. Con todo el conjunto de datos disponibles en la bibliografía elaboramos un esquema muy hipotético sobre la distribución de las cuencas del Cretácico Inferior. La terminología empleada en este esquema provisional debe entenderse en sentido muy aproximativo implicando simplemente un previo esquema orientativo.

4.1.4.- CARACTERISTICAS DE LA CUENCA MESOZOICA DEL MAESTRAZGO ORIENTAL-CATALANIDES MERIDIONALES

CANEROT (1966, 1967, 1968 y GAUTHIER 1966) y COMBES, GLAÇON y GRAMBAST (1966) y COMBES (1969) ofrecen la estratigrafía tipo en la zona más meridional hasta el Ebro. En conjunto, las facies y potencias son totalmente semejantes, en contra de la opinión de LLOPIS (1947). Sobrepasa los objetivos de esta Tesis el hacer una referencia exhaustiva de estos perfiles, puesto que a pesar del interés que representan, están ya muy alejados geográficamente. Por ello tan sólo los resumiremos muy esquemáticamente, remarcan-

do el caracter provisional de esta síntesis.

4.1.4.1.- Maestrazgo Oriental

La serie de Peñagolosa (CANEROT y GAUTHIER 1966) es de las más completas del Cretácico del Maestrazgo. Un episodio Hauteriviense (?) - Barremiense de 400 m. de arenitas micáceas y margas abigarradas con Ostrácodos, Charáceas, Choffbellas, Dasycladáceas se encuentra mediante un contacto tectónico sobre el Trias. El Aptiense Inferior es un paquete de casi 200 m. de arenitas y calizas pardorrojizos con episodios dolomíticos y Orbitolinas, Equínidos, Rynchonella, Amonites. El Aptiense Superior son 400 m. de calizas grises masivas y calizas margosas y margas, con techo dolomítico (contiene Rudistas Orbitolinas). El Albiense presenta la típica facies "Utrillas" de arenitas versicolores con lignitos durante 110 m.

Los 1.100 m. de serie cretácica en Peñagolosa se reducen a unos 400 m. de Vistabella, 6 Km. al NE de Peñagolosa (CANEROT 1969). Las calizas del Kimmeridgiense finalizan con un episodio bauxitífero de 1 m. de espesor y soportan 150 m. de dolomías y calizas dolomíticas del Aptiense Superior, con Rudistas y Orbitolina. Más hacia el NE los espesores vuelven a incrementarse. Este dispositivo estructural, que implica la presencia de un "umbral" emergido en el Cretácico Inferior en contacto con áreas fuertemente subsidentes, se nos volverá a repetir en la Cuenca de los Catalánides.

La serie cretácica de la denominada Sierra de Valdaucha (Salsadella), 50 Km. al ENE de Peñagolosa es otra referencia básica (CANEROT 1966). La base son 540 m. de calizas grises, algo margosas y dolomíticas, que Trocholina, Clypeina, jurásica, Pseudocyclamina, Cayeuxia, raros fragmentos de Amonites. En la parte alta contiene ya Salpingoporella y Actinoporella cf. podolica. El Valanginiense está representado por 500 m. de calizas grises con intercalaciones margosas y dolomías en la parte superior. Contiene Pfe
deina, Choffatella, Miliólidos, Trocholina, Dasycladáceas, Cayeux

xia, Terebratula, Rynchonella, Equínidos, Lamelibranquios,... Le sigue un paquete de 300 m. de calizas y calizas margosas con dolomías en el techo, que debe representar el Hauteriviense, con secciones atribuidas a Halimeda, (?), Amonites, Equínidos. El Barremiense-Aptiense Inferior aparece con 600 m. de calizas, calizas arenosas y margas, con Gasterópodos, Lamelibranquios, Dasy-cladáceas, Orbitolina, Braquiópodos, y Plicatula en la parte superior. El Aptiense Superior es un paquete de 220 m. de calizas algo margosas con niveles ferruginosos con Rudistas, Miliólidos y Orbitolinas. Del Albiense en facies "utrillas" son observables 100 m. En algunos puntos se reconoce el Albiense marino con Trigonia, Pinna, Tapes, Knemiceras, (CANEROT 1967). El Cenomanense corresponde a más de 70 m. de calizas y calizas margosas, dolomitizadas en la parte superior, con Exogyra, Cuneolina, Miliólidos Rudistas, y Praealveolina sp.

La serie de Valdancha, con sus 2.330 m. se va reduciendo de potencia hacia el N y el NE. CANEROT (1967) COMBES (1969) detallan las características del borde de cuenca septentrional, que debe situarse en los alrededores de Beceite, 50 Km. al N de Salsadella. La máxima extensión de la cuenca corresponde al Cenomanense, y la mínima al Neocomiense, con numerosos episodios ferralíticos y bauxitíferos entre ambos límites. Un poco más al W, entramos ya en el ámbito del "weald" detrítico de Morella, resaltando la ausencia de estas facies en el borde oriental del Maestrazgo.

Entre Valdancha y Beceite una serie interesante es la de la Cenia (COMBES, GLAÇON y GRAMBAST 1966). En esta región la base del Cretácico es un potente paquete dolomítico (500 m. ?), con algunas intercalaciones calcáreas. El Portlandiense-Berriasiense de calizas intraclásticas ferruginosas y con intercalaciones de margas, y zonas parcialmente dolomitizadas. Contienen Actinoporella, Trocholina, Haplophragmium, pisolitos, glauconita, El Valanginiense Hauteriviense se puede determinar en un paquete de 52 m. de calizas grises localmente oolíticas y ferruginosas, con abundantes charáceas. El Barremiense tiene una potencia total difícil de calcular pero que parece evaluarse en más de 380 m. Son alternancias

de calizas con margas grises con Charáceas, Dasycladáceas, Trocholina, Nautiloculina, Orbitolinopsis flandrini, O. Kiliani, "Coskinolina", Choffalella, Miliólidos, Equínidos,.... El Aptiense está representado por 80 m. de dolomías masivas (20 m.) en la base, margas con Braquiópodos y Moluscos (35 m.).

Conforme nos vamos acercando al Ebro las facies cretácicas son algo más calcáreas y de menor potencia. En Ulldecona (CANEROT 1968), a 25 Km. al E de La Cenia, encontramos en la base las dolomías grises masivas del Jurásico Superior (y base del Neocomiense?). El Neocomiense calcáreo, con margas y dolomías es un paquete de 70-100 m., que contiene Trocholina, Cayeuxia, Salpingoporella annulata, Actinoporella podolica, Briozoos, Eggerella, El Barremiense alcanza unos 200 m. con Choffatella, Orbitolinopsis, Coskinolina, Dasycladáceas, Equínidos, dentro de calizas beige y margas, con niveles lignitíferos con abundantes charáceas. Dentro del Aptiense se distingue un nivel inferior de calizas grises masivas a veces dolomitizadas, con Rudistas y Orbitolinas (250 m.) seguido de 50 m de calizas detríticas ferruginosas y margas con Orbitolinas, Pre-cuneolina y Algas. El Albiense en facies "utrillas" queda reducido a 40 m. El Cenomanense son 60 m. de calizas y margas con Orbitolinas, Praealveolina, Ostreidos y dolomías en la parte superior.

4.1.4.2.- Tortosa-Vandellós

Mayor interés tiene para nosotros la zona de Tortosa a Vandellós que también provisionalmente resumimos gracias a la comunicación personal de SOLER, CLAVELL y BOADA (AUXINI), MARTINEZ (PETROFINA) y datos propios.

Encima del Keuper se disponen 250 m. de dolomías brechoides en la base, calcáreas hacia arriba, abarcando desde un Retiense hasta un Toarciense calcarenítico. Estas brechas dolomíticas basales se reducen a 80 m. en Vandellós.

A continuación se dispone un paquete de varios tipos de calizas

y margo calizas, ricas en macrofauna, que comprenden hasta el Calloviense Inferior o Medio. En Tortosa este tramo tiene de 240 a 150 m. y en Vandellós unos 150 m.

El Calloviense está parcialmente dolomitizado y hacia arriba se sitúan 600-700 m. de dolomías, con intercalaciones calcáreas. Este tramo de dolomías superiores incluye parte del Calloviense Superior, El Kimmeridgiense y el Portlandiense. Los tramos más calcáreos contienen faunas litorales (Iberina, Trocholina,). Soler, Clavell y Boada no excluyen la posibilidad de un contacto erosivo de las dolomías superiores sobre el Calloviense. En Vandellós el complejo paquete de dolomías superiores se reduce a unos 200 m. y no presenta intercalaciones calcáreas.

Encima de las dolomías superiores se desarrolla un enorme paquete de 700 m. que comprende desde el Berriasiense al Barremiense Inferior, con un Valanginiense bien datado. Son Facies de Dasycladáceas, Charáceas, Ostrácodos, Gasterópodos, con niveles dolomíticos alternando en complejos ciclos con margas y niveles francamente marinos. Son las denominadas "calizas de algas" por los autores franceses. En Vandellós solo tenemos 175 m.

A partir del Barremiense Superior, después de un pequeño "hard-ground" con facies "weald", se instaura un régimen marino dominante, con débiles recurrencias a las facies lacustres. Son materiales con Rudistas, Corales, Orbitolinas en gran abundancia, con horizontes de Amonites en el Aptiense Superior, predominantemente margoso y margo calcáreo que perdura hasta el Cenomanense, escasamente representado.

Estos tramos son muy incompletos, pero en Tortosa tienen por lo menos 400 m.

Resumiendo estos datos, el Jurásico y el Cretácico sufren una reducción de potencias desde Tortosa a Vandellós, de más de 2.000 m. a unos 700 m. (valores muy aproximativos), debido a que nos acercamos el famoso "umbral" de Salou. Por otro lado, podemos diferen-

ciar dos ciclos sedimentarios:

- El ciclo jurásico, que se inicia después del Keuper, tiene el máximo transgresivo en el Bathoniense-Calloviense y no finaliza de una manera definitiva hasta el Barremiense.
- El ciclo cretácico, nueva transgresión marina que se inicia en el Barremiense Superior, alcanza su máximo en el Aptiense Superior, tiene una regresión en el Albiense, y una franca y breve transgresión durante el Cenomanense.

4.2.- HIPOTESIS PALEOGEOGRAFICA PARA EL CRETACICO INFERIOR EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL.

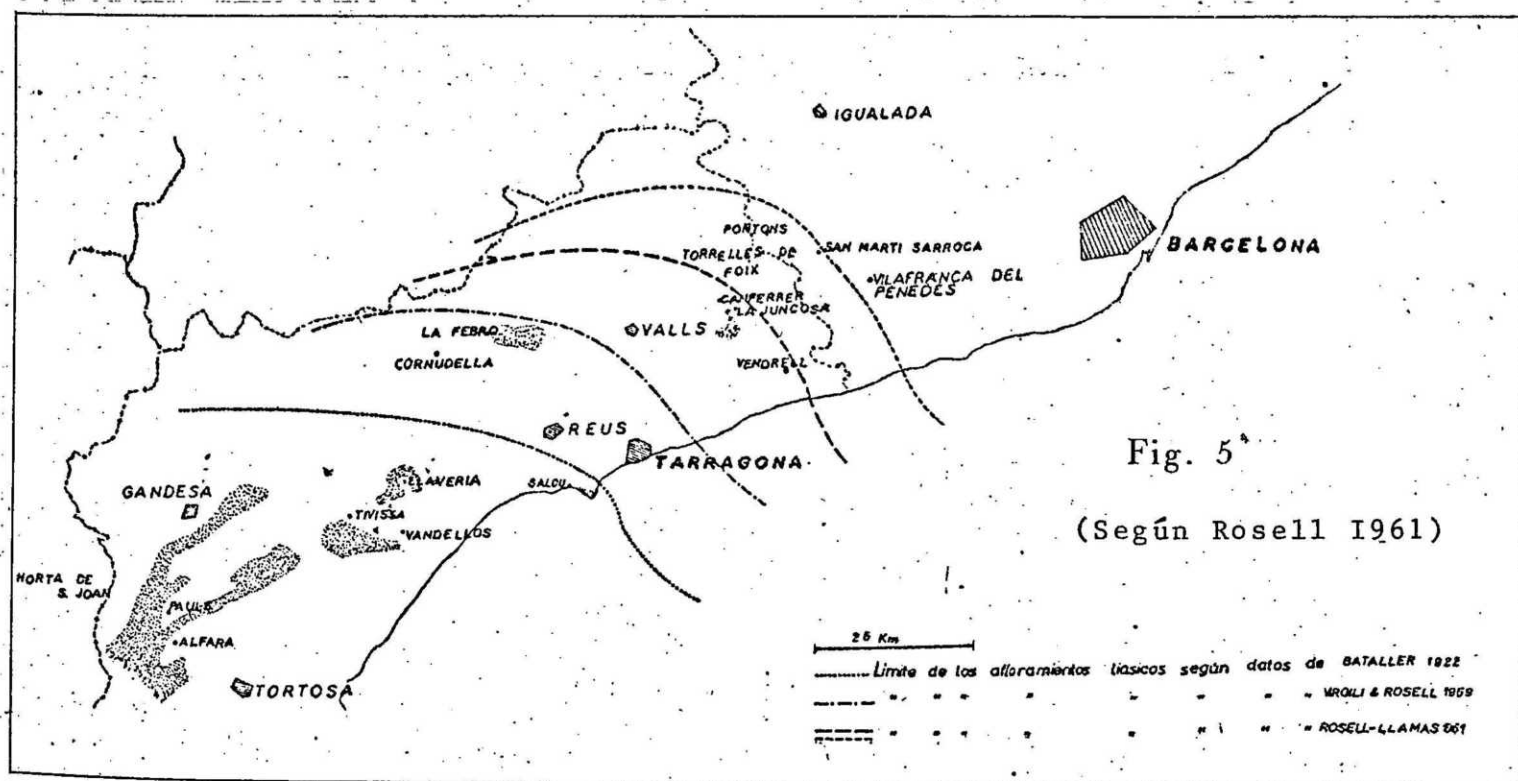
Los datos que disponemos nos permiten elaborar una hipótesis paleogeográfica provisional que encuadre la sedimentación de la cuenca de los Catalánides en el Cretácico Inferior hasta el Barremiense (Fig. 6).

En primer lugar, el Flysch nord-africano, zona activa del surco geosinclinal, presenta dos ramas septentrionales que rodean el macizo Corso-Saudo y se reúnen en el Midi Francés. Los depósitos de estas ramas son pelágicas profundas y batiales, compuestas por facies de *Nannoconus*, *Schistes lustres*, *majulica*, *biancone*. Sobre todo en la zona balear el episodio batial es breve, pasando a facies pelágicas de plataforma.

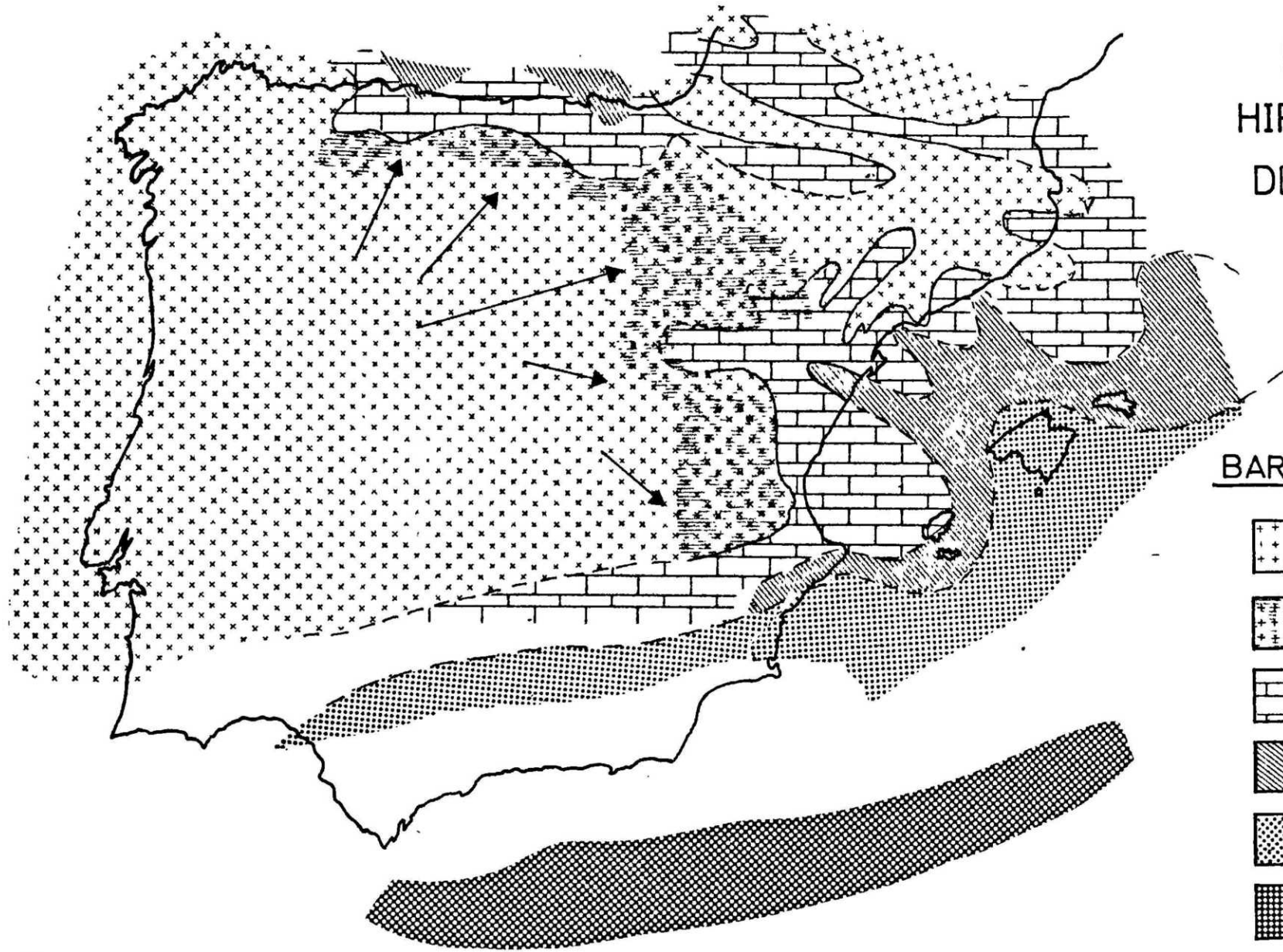
En la plataforma contienetal se distinguen las facies someras de Rudistas, Corales, fangos pelléticos y dolomíticos, y las facies pelágicas de Cefalópodos. En algunos sectores las facies calcáreas someras comunican con imponentes masas detríticas del Weald en facies deltaicas.

Las plataformas someras penetran en el dominio continental ibérico mediante amplios y complejos golfos (Maestrazgo, Catalánides, Cantábrico,....) o mediante surcos subdividentes someros, muy ines-

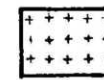
Un reciente ensayo de interpretación de la Cuenca de la Morella puede verse en STOECKINGER (1971), que concuerda perfectamente con lo aquí expuesto.



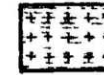
ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO
HIPOTETICO BASADO EN DATOS
DE Colom(1947), Ashauer y
Teichmüller (1935) y otros



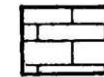
BARREM. - APTIENSE



Continente



Predominio facies Weald



Plataformas someras.

Calizas, Dolomías,
Facies bioclásticas



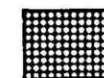
Depósitos pelágicos

Facies margosas de
Cefalópodos, Nannococus



Depósitos epipelágicos batiales

Nannococus
Tintínidos



Flysch nord africano

Fig. 6

4.3.- AREA DE SALOU

4.3.1.- ANTECEDENTES

Aparte de algunas breves referencias anteriores (MALLADA 1889) no es hasta VILASECA (1920) y sobre todo BATALLER y VILASECA (1923) cuando se empieza a esclarecer la geología de Salou. Estos autores describen detalladamente los materiales, datando acertadamente los correspondientes al Jurásico. En cuanto al Cretácico, la estratigrafía es más confusa, excepto para los niveles de Orbitolina del Faro. Citan varios afloramientos con Requienia que no hemos podido localizar. Señalan un cabalgamiento Cretácico-Terciario en la Platja dels Capellans al datar erróneamente como Terciario (Mioceno?) las limolitas rojas compactas. Sitúan otra fractura importante en la famosa Penya Tallada, ya reconocida por Faura i Sans, señalando que podría tratarse de un cabalgamiento.

Datos inéditos de B. Darder (1924-1932), aunque persisten en las dataciones erróneas, son los primeros en apuntar la posibilidad de complejos pliegues volcados en el área de Salou.

En IGME (1923) se prosigue con las anteriores ideas, ampliando los datos paleontológicos del Jurásico. Además se incluyen varias determinaciones micropaleontológicas de G. Colom que caracterizan plenamente al Aptiense. PORTA (1958) amplía los datos anteriores caracterizando paleontológicamente el Lías, Bajociense, Bathonien se y Calloviense.

No se añaden nuevos datos hasta ESTEBAN (1969). En este trabajo se señala que las limolitas rojas de la Platja dels Capellans son cretácicas y que las calizas que se habían situado en el Aptiense cabalgante son en realidad cenomanenses (presencia de Alveolínidos, correlación por litofacies con Tarragona). Sin embargo en otros cortes se siguen las determinaciones de Colom sobre las microfacies con Gavelinella, Sigmoilina, Ammobaculites. El cabalgamiento de Penya Tallada se localiza realmente más al SE, en la Cala Font, siendo las brechas retienses los materiales del plano de fractura. Las capas que afloran entre la Penya Tallada y la Cala Font, se hallan invertidas, reconociéndose así, por primera vez la presencia de un pliegue sinclinal fuertemente asimétrico, con el flanco SE invertido y cabalgado. Finalmente se determina como "garumniense" los materiales del núcleo de este sinclinal.

4.3.2.- ESTRATIGRAFIA DE SALOU

4.3.2.1.- El Jurásico

El apartado ha contado con la colaboración de A. Goy (Departamen-

to de Paleontología, Universidad de Madrid) y R. Soler (Auxini).

Los materiales más antiguos que afloran en Salou son las famosas brechas dolomíticas infraliásicas durante unos 20 m. A continuación se disponen algunos bancos de dolomías grises masivas (dolsparitas) con zonas más nodulosas. El clásico nivel de Pholladomya se halla representado en Salou con un metro escaso de caliza dolomítica algo arcillosa. Seguidamente aparecen 25 m. de dolbiocalcarenitas encriníticas gris verdosas, con restos de Braquiópodos, Pecten y Belemnites, presentando envueltas oolíticas algunos de los bioclastos. Abundantes nódulos de sílex en la parte superior de este nivel.

El Dogger viene representado por un conjunto de calizas micríticas arcillosas amarillentas, más o menos dolomíticas, con abundante fauna de amonítidos, Terebrátula, Rynchonella,.... Se reconoce el Bajociense muy arcilloso y plástico (20 m.) con Stephanoceras, el Bathomiense de calizas de "filamentos" tableadas y masivas (30 m?) y al Calloviense Inferior, tal vez el Medio también (30 m?) con Hectioceras, y bancos de gruesas dolomías grises arcillosas.

La parte superior del Jurásico de Salou está constituida por un paquete de 60 m. aproximadamente de calizas micríticas masivas y blancas, con escasos restos muy piritizados y alterados de Amonites que tal vez podrían situarnos en un Oxfordiense (Fot. 5). Estos tramos calcáreos poseen algunos "filamentos" y curiosas geodas de hasta 10 cm. de cristales de calcita. En dirección Este y hacia la parte superior aparecen cada vez en mayor abundancia romboedros de dolomita, de tal manera que en algún punto en las inmediaciones del Faro, pasan a ser dolomías grises masivas, conservando las curiosas geodas de calcita. (Fot. 3y4). En la Lam. 3 se resume la estratigrafía del Jurásico y el contacto con el Cretácico.

4.3.2.2.- El contacto Jurásico - Cretácico

El contacto Jurásico-Cretácico es discordante, con desarrollo de un "hard-ground" de costras ferruginosas muy densas de hasta 15 cm. La parte superior del último nivel jurásico está brechificada en un es

pesor de cerca 2m. Las brechas, muy cementadas por un fango calcáreo de color rojizo claro, se sitúan según "tubos" verticales, ramificados. El conjunto sugiere que se trata de restos de una superficie cárstica pre-Barremiense (?). El punto donde se observa con mayor claridad es en el mismo Faro de Salou, a pesar de algunas diaclasas que afectan al contacto. (Fot. 1 y 2). Encima de la zona ferruginosa y brechificada se dispone un paquete de 10 m. de calizas masivas beige amarillentas con "burrowing", pequeños Rudistas y Orbitolínidos (Orbitolinopsis Kiliani, Palorbitolina lenticularis). Las determinaciones micropaleontológicas de este apartado se deben al autor.

En otras zonas de Salou (El Recó-Más de la Paella) las condiciones de afloramiento no permiten una observación detallada del contacto Jurásico-Cretácico. Sin embargo, en conjunto parece observarse la siguiente sucesión:

- a) -4m = Arcillitas y margas rojas limolíticas con crostas ferruginosas rojo oscuras. En la parte superior de este nivel aparecen uno o dos bancos de 40 cm de calizas rojizas con gran acumulación de Ostreidos, Rudístidos, Ostrácodos y Orbitolínidos (Orbitolinopsis s.p.)
- b) -6m = Calizas micríticas y pelmicritas gris claro en bancos de 30 cm algo nodulosos, con Miliólidos y Orbitolinopsis Kiliani. La parte superior de este nivel corresponde a una micrita con porfiroblastos romboédricos de dolomita.
- c) -8m = Calizas muy masivas beige amarillento. En la base se observa una zona de burrowing, más arcillosa de hasta 1m. de espesor, inmediatamente asociada con un pequeño banco de minúsculos (2cm) Rudistas y Briozoos. Son biomicritas con Miliólidos, Textuláridos, Espicuas de esponjas, Ostrácodos, Sabaudia minuta, Barkerina s.p., Orbitolinopsis Kiliani, O. Flandrini, fragmentos de Equinodermos y Gasterópodos. Existe un pequeño nivel intermedio más margoso con Náuticas abundantes. Los bancos masivos superiores son biopelparitas y biopelmicritas con burrowing. Abundan los Orbitolínidos, (Orbitolinopsis s.p., Palorbitolina lenticularis) Miliólidos, fragmentos de Equinodermos y Dasycladáceas, Sabaudia minuta, microgasterópodos, Ataxophrágmidos, granos micritizados, En la parte más alta son biomicritas de Palorbitolina exclusivamente.

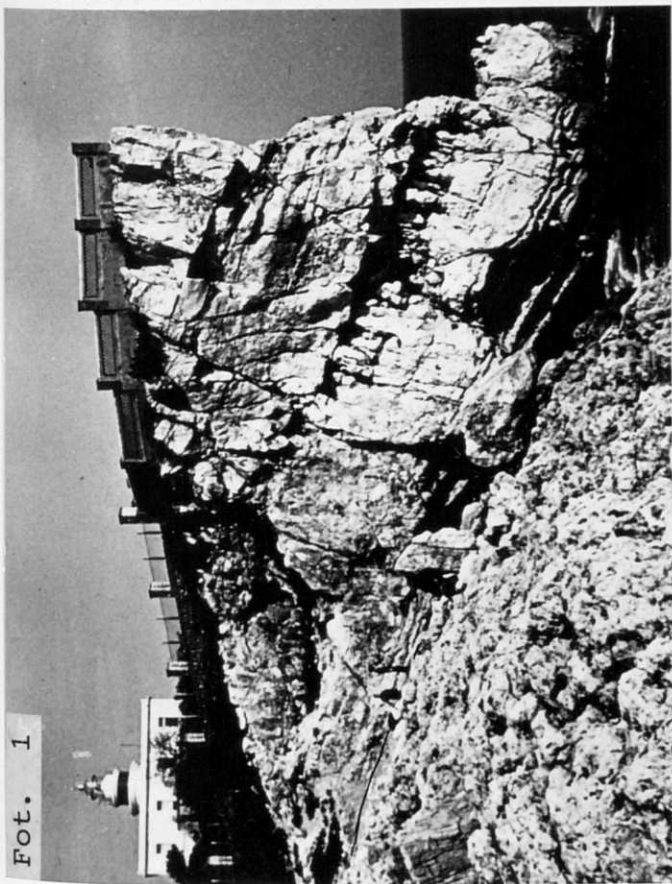
En conjunto los primeros bancos calcáreos del cretácico indican un Barremiense alto, seguido de un claro Aptiense Inferior. Sin embargo en los dos puntos que hemos observado el contacto Jurásico

fot.1: Contacto erosivo ligeramente mecanizado Dogger-Barremiense en el Faro de Salou. La parte alta de los bancos masivos cretácicos pertenecen al Aptiense. En la fotografía aparece el máximo espesor de Cretácico del Cabo Salou.

fot.2: Detalle del contacto de fot.1

fot.3 y 4: Geodas de calcita en las dolomías del Dogger-Malm (?) de Salou. Obsérvese su aspecto masivo.

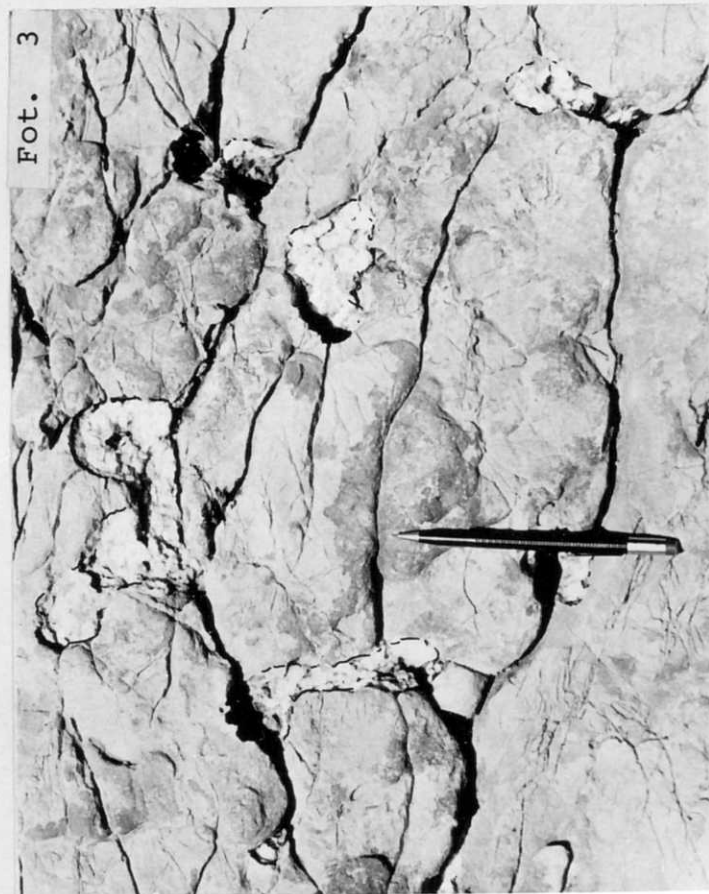
fot.5: Restos de Amonites piríticos muy alterados en las dolomías del Dogger-Malm (?) de Salou.



Fot. 1



Fot. 2



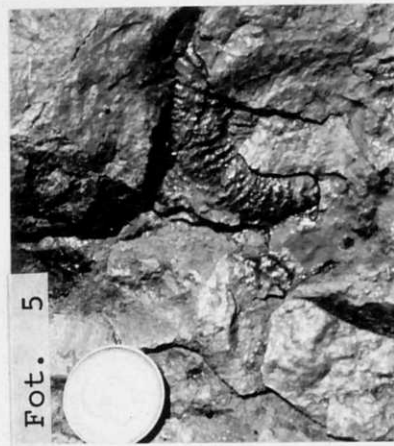
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 5

fot.6: Detalle de los pliegues de "Slumping" en las dolomías tableadas del garumníense de Salou. Algunas intercalaciones son de margas dolomíticas rojizas y amarillentas. Todas las indicaciones sugieren un movimiento desde el E. aproximadamente.

fot.7: Brecha intraformacional de "Slumping" en las dolomías garumníenses de Salou. Osérvase la disminución de la brechación hacia la parte alta del paquete.

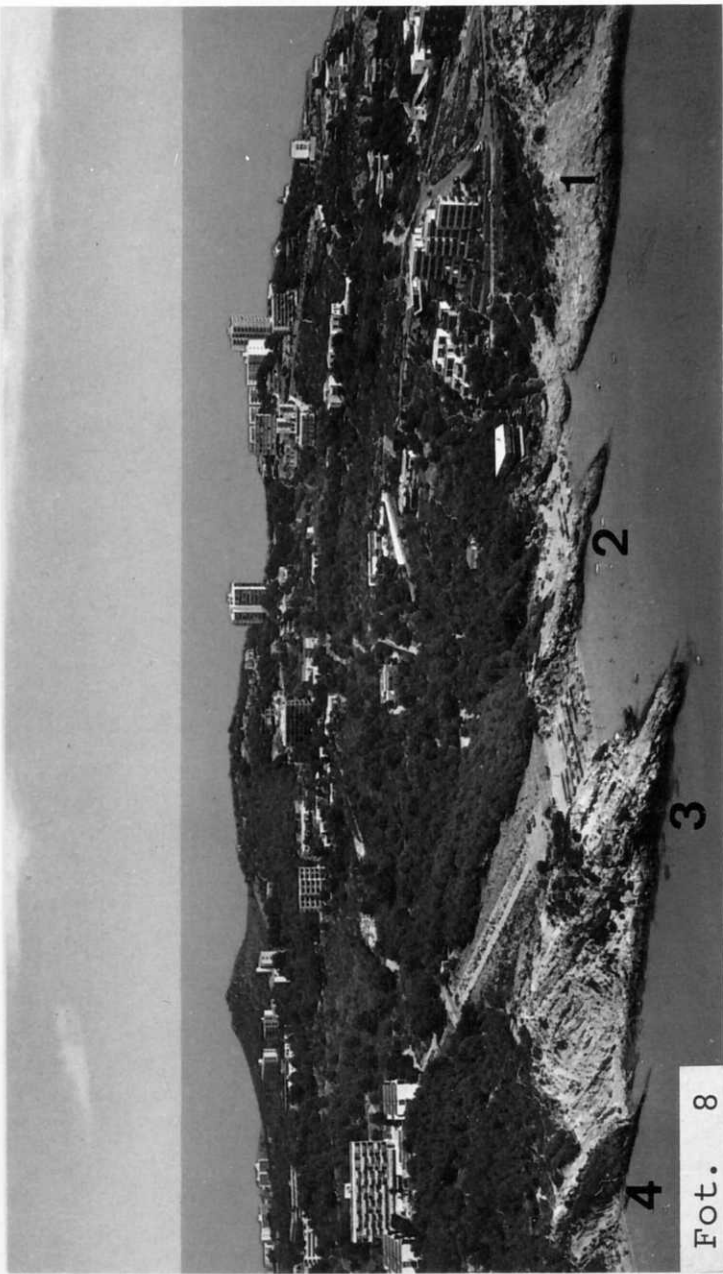
fot.8: Vista aérea oblicua del cabalgamiento de Punta Grossa y el flanco invertido del sinclinal: 1) brechas retienses y milonita de cabalgamiento, 2) brechas de calizas barremienses y del Malm, 3) calizas "garumníenses" invertidas, 4) conglomerados verticales de Penya Tallada. Comparar con Fig.7



Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8

Cretácico, a pesar de estar muy próximo difieren bastante. En el acantilado del Faro están ausentes los 10 m. basales estudiados en el Recó, y no parece pueda ser explicado exclusivamente por las pequeñas diaclasas observadas. (Fot. 2.) El contexto de los rápidos cambios laterales de facies en esta zona y en Tarragona puede explicar suficientemente estas variaciones, sin excluir la intervención de algunas diaclasas deslizantes según los planos de estratificación. Por otro lado el contacto del acantilado está brechificado por causas que parecen no tectónicas (carst?) mientras que en el Recó, a pesar de las dificultades de observación parece neto, mediante una dura costra ferruginosa.

4.3.2.3.- El Cretácico de Salou

No hemos podido observar las capas que suceden a las calizas de Orbitolinas antes citadas. Tal vez deban situarse aquí algunos materiales caoliníferos que se observan en los bosques de Más de la Paella, pero tal sucesión no es nada clara. Existe una zona inobservable de la cual no tenemos la menor idea sobre su espesor. Inmediatamente después de esta zona nos situamos en un paquete de limonitas calcáreas rojas y rosadas, compactas y masivas, que habían sido atribuidas al Mioceno, y en ESTEBAN (1969) a un hipotético "weald". Resumiendo los antiguos cortes de las canteras de ls Torre del Telégrafo observamos la secuencia siguiente: (Lam. 3).

- a) -4m (visibles) = Arcillitas y limonitas dolomíticas rojizas, verdosas, pardas y negras blanquecinos con bandas (30cm) y bolsadas (20 cm) de yesos fibrosos y pulvurentos.
- b) -10m = Paquete de calizas gris blanquecinas, tableadas en la base, gruesas (1m) en la parte alta. Corresponden a micritas con Ostrácodos, Glomospira y Gavelinella, seguidas de biopelmicritas, y biopelmicrosparitas con abundantes Miliólidos, Gavelinella?, Valvulina? y foraminíferos atribuibles a Ammobaculites? en COLOM (1969, lám. 71), con ocasionales abundantes fragmentos de Rotaliformes de pequeño tamaño. Se encuentran también bioclastos micritizados y envueltas oolíticas en bandas calcareníticas de hasta 30 cm. En algunos niveles se observan laminaciones difusas producidas por alteraciones neomórficas, y nódulos de silex. La parte superior es más dolomítica y arcillosa, de tonos ocres.
- c) -10m = Alternancias de calizas y dolomías (2-3m) gris blanque-

cinas y rojizas con margas blancas (3-4m). Abundantes Gaveli-
nella? y pequeños Rotaliformes con Ostrácodos. Mismo tipo de al-
teraciones neomórficas, con tendencia a pisolitización. En con-
junto corresponden a micritas y biomicritas, dolmicrosparitas y
dolsparitas alotriomorfas. Este corte en las zonas de las cante-
ras del Cerro del Telégrafo, no presenta techo. Para prolongarlo
debemos trasladarnos al SE, a la Platja dels Capellans, donde
observamos, de abajo a arriba:

- a) -30m = Limolitas calcareo-dolomíticas rojas y rosadas, masivas y compactas, con algunas hileras de cantos calcáreos, bien redon-
deados (diam 3 cm.). Contienen finos fragmentos de Equinodermos
y otros bioclastos, con algunos granillos de cuarzo anguloso.
Niveles intramicríticos en "lumps". Presentes algunos niveles con
"burrowing" vertical y concreciones carbonatadas blancas. Restos
de planos de "shear slump" en la parte superior al mismo tiempo
que muy gradualmente pasan a calizas compactas, perdiendo los
tonos rojizos.
- b) -10m = Paquete de calizas gris blanquecinas, en bancos de 30 a
50 cm, equivalente al tramo b) de la secuencia anterior (cante-
ras del Cerro del Telégrafo). En la parte alta aparece un nivel
con bandas algales, semejantes a Baccinella irregularis?. Los
niveles con Miliólidos contienen muy escasos y alterados Alveo-
línidos, que con las debidas reservas atribuimos a Glomoalveoli-
na. En ESTEBAN (1969) estos Alveolínidos se atribuyeron a Praeal-
veolina.
- c) -5m = Calizas dolomíticas algo arcillosas beige-claras, alter-
nando con niveles limolíticos y brechas de cantos calcáreos angu-
losos y matriz limolítico roja. Las calizas presentan abundantes
laminações milimétricas amarillentas y rojizas, ferruginosas.
- d) -8m = Dolomías (dolmicrosparitas) tableadas oscuras dispuestas
en bancos gruesos, con niveles de "slumping" y brechas. Ocasio-
nalmente limolitas margosas rojas (lm) alternando con dolomías
tableadas, (Fot. 6 y 7).
- e) -6m = Calizas micríticas e intramicríticas, gris oscuras, con
niveles más dolomitizadas. Algunas secciones de Ostrácodos en
la parte superior.
- f) -5m = Calizas arcillosas blanquecinas y amarillentas en capas no
dulosas de 20-30 cm, con pequeños núcleos piritosos y algunos
"burrows". Micritas y biomicritas con Charáceas, Ostrácodos, Mo-
luscus pequeños y de pared fina. (Cubierto por duna actual duran-
te 10 (?) m). Platja Llarga.
- g) -3m = Bancos gruesos de arenitas de grano medio a grueso. Intras-
paritas terrígenas (con 30-50% de granos de cuarzo angulosos).
Los granos corresponden a bioclastos micritizados, algunos Milió-
lidos y fragmentos de bivalvos, litoclastos dolomíticos, fragmen-
tos de Microcodium y Equinodermos. En la parte superior de los
bancos aparecen fragmentos de estromatolitos y oncolitos. Entre
los litoclastos, el Dr. J. Ramírez del Pozo señala además frag-
mentos de Orbitolina gr. concava, Rudistas, Boueina s.p. y Cu-
neolina s.p.

- h) -40m = Limolitas margosas en bancos masivos, rosadas, amarillentas, violáceas y blanquecinas, textura nodulosa y concrecionada por alteración. Contienen una proporción variable de granos de cuarzo, fragmentos de Equinodermos. Miliólidos, Microcodium, Moluscos,..... y granos de micrita, litoclastos, fragmentos de estromatolitos. Algunos niveles más arenosos como en (g) exhiben "cross-lamination". Otros niveles son francamente calcáreos, micríticos, con cuarzoidiomorfos "flotantes".
- i) -15m (?) = Conglomerados calcáreos de cantos de hasta 15 cm. de diámetro, bien redondeados, alternando con areniscas y limolitas ocreas. Presencia de fragmentos estromatolíticos y Chara. Es el nivel de la Punta Dorada y la Peña Tallada.
- Techo: Dunas y caliches pleistocenos. Calizas del Burdigaliense marino, en Vilaseca.

El problema más importante que tenemos de momento es el determinar la edad de estos materiales. Los niveles (b) de esta descripción, atribuidos por COLOM (1969) al Aptiense, al Cenomanense en ESTEBAN (1969) son ahora situados en un Paleoceno. La clasificación de las pequeñas y raras Alveolinas esféricas que en el se encuentran es bastante dudosa. Sin embargo el J. Ramírez del Pozo (CIEPSA) y E. Clavell (AUXINI), independientemente, nos han comunicado personalmente su impresión de que pertenecen realmente al Paleoceno tal vez incluso al Ilerdiense. Por otra parte, hemos realizado estudios inéditos en las zonas del borde eoceno de la Cuenca del Ebro desde la Llacuna hasta Vallespinosa, y las microfacies con Glomoalveolina s.p. (Formación Orpi) son comparables claramente con estos niveles (b). Incluso, los dudosos Ammobaculites se encuentran en el borde eoceno, junto con Dasycladáceas atribuidas al género Cymopolia sp.

De esta manera los niveles (c-f) son ya Eocenos, en facies "no marinas". Claramente a partir del nivel (g) contamos con la presencia de Microcodium y fauna cretácica resedimentada, con lo que aseguramos la edad eocena de estos materiales. (Ver ESTEBAN, 1972). La secuencia de la Torre del Telégrafo y en equivalente de la Platja dels Capellans, Platja Llarga, representa un conjunto de facies "continentales", lacustres, terrestres, que puede denominarse en general "garumiense" en sentido amplio.

Otro problema interesante es la correlación entre el corte de las Canteras y el de las Playas. Los niveles (b) nos aseguran su equivalencia, pero en detalle se aprecian variaciones. Así, la ausencia de yesos y arcillitas en la Platja dels Capellans, ausencia de "slumpling" y brechas asociadas en el corte de las Canteras. Evidentemente, son muy explicables estos cambios laterales de facies, pero tal vez sería interesante estudiar más a fondo el desarrollo de estas "slumplings" que con frecuencia se aprecian en el corte de las Playas. Estos accidentes podrían ayudar a explicar las variaciones entre los dos cortes.

4.3.3.- TECTONICA DE SALOU

En el Cabo de Salou se reconoce un sinclinal fuertemente disimétrico, cabalgado desde el SE por los paquetes jurásicos. (Fot. 8 Fig. 7). Esta estructura fué descrita por primera vez en ESTEBAN (1969). El eje de este sinclinal se sitúa aproximadamente en el local "Punta Dorada". El flanco NW es suave (buzamientos de hasta 30°), pero el flanco SE es muy enérgico; los estratos llegan a disponerse rápidamente en vertical (Penya Tallada) e incluso invertidos 45° (Cala Font). Los materiales aflorantes de este sinclinal corresponden al conjunto que hemos denominado "garumniense". La fractura que produce este sinclinal se localiza en la base del afloramiento de "brechas infraliásicas" de la Punta Grossa; esta fractura permite aflorar un pequeño bloque de calizas de Rudistas y algunos bancos de calizas supracallovienses con "filamentos". El conjunto cabalgante jurásico dibuja una bóveda anticlinal muy suave y difuminada por pequeñas fracturas y pliegues, en cuyo flanco SE se apoya discordante, el Barrem-Aptiense.

4.3.4.- CONSIDERACIONES SOBRE LA GEOLOGIA DE SALOU

4.3.4.1.- El ciclo Jurásico

Las características generales de la cuenca jurásica de Tortosa

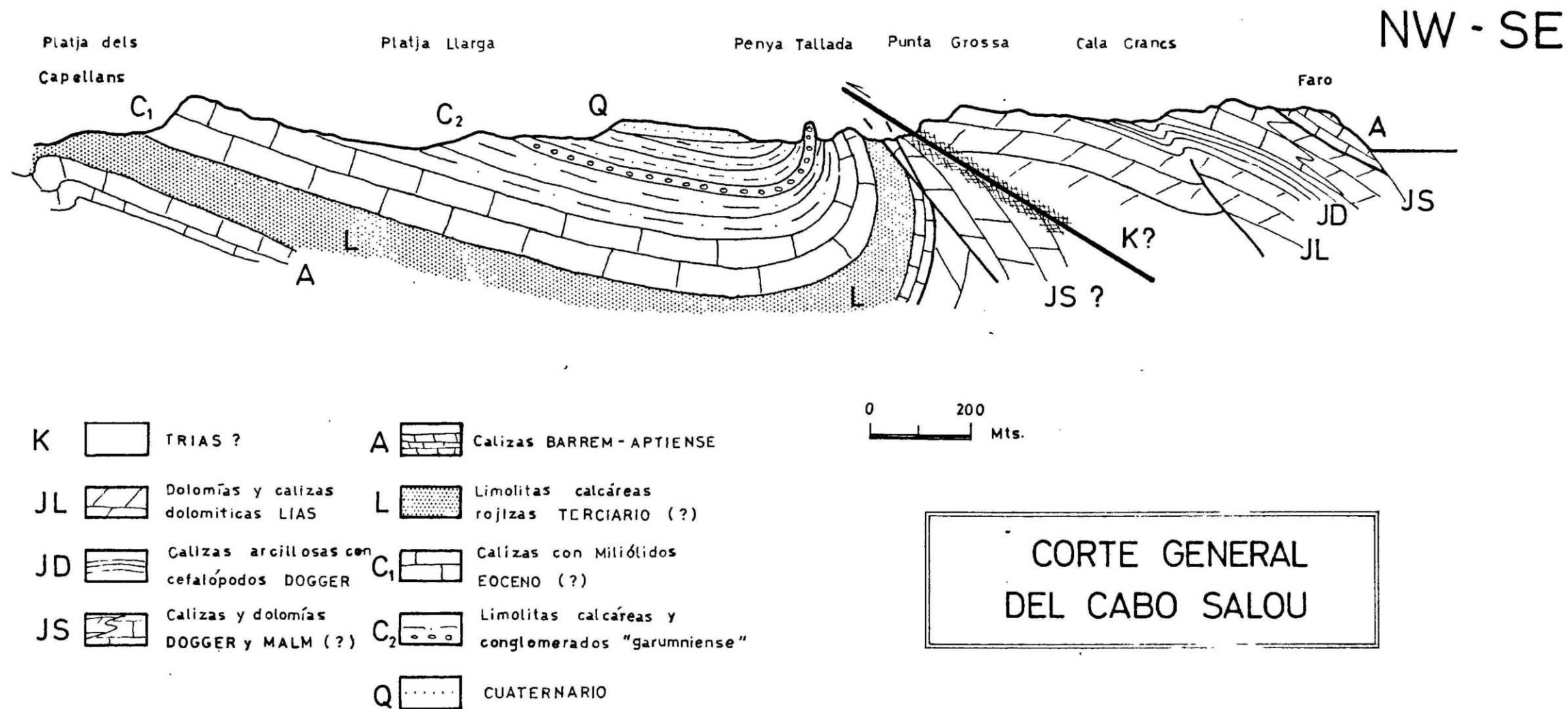


Fig. 7

pueden seguirse hasta Salou, tal como ya habían reconocido BATA-LLER y VILASECA (1927). Nuestros datos se complementan con los obtenidos por el equipo de AUXINI y nos permiten reconocer los siguientes puntos:

Las brechas liásicas (200m. en Tortosa) 80 en Vandellós) se reducen a unos 20 m. escasos en Salou. En cambio, el nivel calcarenítico se reduce en menor proporción (50m-25m). El paquete de calizas arcillosas con macrofauna del Dogger que en Vandellós alcanza unos 140 m. se reduce a unos 80 m. escasos en Salou. Los 500 m. (aproximadamente) de dolomías Kimmeridgenses (?) de Tortosa, que pasan a 200 en Vandellós son 60-70 m en Salou y poco dolomitizadas. El enorme paquete de calizas portlandienses ("purbeck"), con el Valangien se - Hauteriviense - Barremiense (calizas de algas) de la zona de Tortosa (700m?), sólo reconocemos 175m en Vandellós y están totalmente ausentes en Salou. El "hard-ground" erosivo principal que en Vandellós ocurre durante el Barremiense, en la parte alta de las "calizas de algas", para dar paso a las calizas de Rudistas, lo reconocemos en Salou desarrollado sobre un posible Oxfordiense.

Resumiendo, desde Tortosa a Vandellós y hasta Salou, la cuenca jurásica sufre un fuerte acuñaamiento en todos los niveles, acentuado por el fuerte desmantelamiento erosivo intrabarremiense, que en Salou puede afectar hasta el Oxfordiense. (Lam. 2). Tiene sentido el hablar de un ciclo jurásico sedimentario que no finaliza hasta entrado el Barremiense con el conjunto Portlandiense-Barremiense de "calizas de algas".

4.3.4.2.- El "Garumniense"

Así como estos datos sobre el Jurásico pueden considerarse como previstos en la literatura preexistente, no ocurre lo mismo con el conjunto que hemos denominado "garumniense". Nos encontramos con la sorpresa de que encima del Cretácico nos aparecen limolitas-calizas, dolomías, arenitas y conglomerados, con un espesor

total de por lo menos 120 m, sin fauna bien caracterizable. El techo son las calizas discordantes del Mioceno marino de Vilaseca. Cerca de la base de este paquete tenemos un Palaeoceno o Ilerdiense (niveles b). La fauna se reduce a Microcodium, Chara, Ostrácos y resedimentación de bioclastos cretácicos. Por todo ello los describimos como facies "garumnienses". Datos propios no publicados (que figuran en el informe de SAN MIGUEL et al 1968) aportan nuevas ideas sobre este conjunto "garumniense".

A lo largo del borde SE de la cuenca del Ebro desde Beceite hasta Gandesa, Ulldemolins y Montblanch, aparece un espesor variable de diversos materiales entre el Mesozoico (y Paleozoico) y los primeros conglomerados heterométricos, masivos y sinorogénicos. Estos materiales, tectonizados concordantemente con el substrato mesozoico y definidos como la "formación Albarca" guardan fuertes analogías con el "garumniense" de Salou.

En la localidad tipo de la "formación" Albarca sobre los materiales paleozoicos de Ulldemolins se disponen unos 120m de arcillitas rojas con yesos y un paquete de 43m. de yesos masivos con grandes hasta 30 cm) nódulos de sílex. A continuación aparece un paquete de más de 140 m. de calizas, calizas margosas, limolitas, arenitas y conglomerados, idéntico en casi todos los detalles a los niveles (g-i) de Salou. Incluso las microfacies con la fauna resedimentada coinciden plenamente. Las únicas diferencias residen en una mayor abundancia de calizas pisolíticas, la presencia de "Bulimus gerundensis" en las arcillitas rojas de Cabacers y la existencia de un paquete calcáreo de 20 m con facies lacustres pisolíticas y en la base un caliche pisolítico fósil, debajo de las arcillitas rojas de Gandesa, fosilizando el substrato mesozoico con Microcodium (b).

En la parte alta de la "formación Albarca" los conglomerados, muy parecidos a los de Salou, bruscamente se hacen masivos heterométricos, y con cantos de hasta 1 m. Estamos ya en la mole conglomerática del Montsant.

Resumiendo lo hasta aquí expuesto, puede concluirse que los materiales de facies "garumienses" de Salou son correlacionables con

los del Eoceno Inferior s.l. del borde SE de la Cuenca del Ebro. Las limonitas rojas y yesos de Salou pueden correlacionarse con el famoso nivel de Mediona (FERRER, 1.967).

4.4.- AREA DE TARRAGONA

4.4.1.- ANTECEDENTES

Las primeras referencias concretas al Cretácico de los alrededores de Tarragona se deben a unas breves notas de MALLADA (1890, pag. 111-112). Indica que "al NE de Tarragona, penetrando en la ciudad por el lado de la Catedral, hay una fajita urgo-aptiense, compuesta de calizas veteadas grises, rosáceas y amarillentas con Requienia lonsdalei, sobre las cuales yacen otras calizas arcillosas y algunos lechos de margas con Orbitolina conica e impresiones de especies de Rynchonella y otros fósiles". Añota una gran diversidad de buzamientos en las colinas al NE de Tarragona "... denotando enérgicos levantamientos..." Al pié de la Ermita del Loreto señala que ".... se observan nuevas fracturas y dislocaciones, hasta el punto de descubrirse bajo ellas en corto trecho algunas calizas y brechas dolomíticas con arcillas rojas y margas abigarradas del Triás ...".

Son muy interesantes los datos de campo no publicados de B. Darder (1920) sobre los alrededores de Tarragona. Continúa al apreciación de las "margas abigarradas del Triás" de Mallada y sin poder establecer dataciones seguras formula diversas hipótesis sobre posibles corrimientos y series invertidas. Aunque las interpretaciones no coinciden con las nuestras, analiza metódicamente los afloramientos clave para la estructura tarraconense. Señala la presencia de fósiles posiblemente jurásicos en el zócalo de la ciudad.

BATALLER y VILASECA (1923) señalan que la estructura de Salou, debe continuarse en Tarragona sin precisar ningún detalle más. Los autores de la Memoria de la Hoja 473 (IGME, 1933) destacan que "... en la misma ciudad, hay unos paquetes cuyo aire es netamente triásico". Además de constatar la anterior referencia a MALLADA (1890). De nuevo se refleja la hipótesis de que "..... si los elementos dolomitizados fuesen triásicos, podría existir un corrimiento (puede que su estructura sencilla se enmarañe con atribuciones estratigráficas complicadas".

LLOPIS (1947, pag. 204-205) indica la alineación Montmell-Salou-Hospitalet, en gran parte fosilizada por el Mioceno, y en sentido creciente de intensidad de plegamiento. Los materiales cretácicos que afloran en el área tarraconense los atribuye al Urgo-Aptiense. Precisa que el estilo imbricado que desde Hospitalet se nos conserva hasta Salou, (siguiendo las ideas de Bataller y Vilaseca), se pierde enseguida al NE de Tarragona, "de estructura en todo semejante a la del Montmell (jurásica), aunque atenuada por la presencia de calizas cretácicas". No hace mención al hipotético Triás del Loreto.

ESTEBAN (1969) descubre que parte del zócalo de Tarragona es un sinclinal invertido, cuyo plano buza fuertemente al SE. Confirma paleontológicamente la presencia de Jurásico en Tarragona, que forma parte de la unidad cabalgante productora del sinclinal. En conjunto se continúa con gran vigor la estructura descubierta en Salou. Además se descubre la presencia de varios olitostromas desarrollados durante el Mioceno. Los materiales dolomíticos antes atribuidos al Triás, se atribuyen erróneamente al Paleoceno, y las margas abigarradas a un hipotético "weald". En cambio, se indica acertadamente que la mayor parte del afloramiento cretácico de Tarragona corresponde al Cenomanense y Turonense, al que sigue un paquete de "calizas garumnenses". La presencia del Cenomanense en Tarragona era conocida desde Esteban (1968), trabajo no publicado realizado en el Departamento de Paleontología de la Universidad de Tarragona.

MORENO DE CASTRO (1971) es la primera publicación formal que define la presencia de Cenomanense, Turonense y Garumniense en Tarragona, a partir de una serie de muestras de sondeos, sin embargo tampoco consigue elaborar una columna estratigráfica completa.

ESTEBAN (1970 en prensa) resume una serie de informes previos no publicados y aclara definitivamente la estructura de Tarragona al datar como "garumniense" las problemáticas margas rojas "triásicas" de Mallada. De ello se deducía que las dolomías grises "triásicas" eran en realidad jurásicas, siendo ellas el elemento principal de los olitostromas. (Fig. 8 y 9).

4.4.2.- ESTRATIGRAFIA

4.4.2.1.- El Jurásico de Tarragona

En ESTEBAN (1969) se ofrece una primera y breve descripción estratigráfica que aquí completamos en algunos detalles. En primer lugar recalcamos que no existen en los alrededores de Tarragona afloramientos triásicos. Unicamente podríamos atribuir muy dudosamente esta edad a un pequeño afloramiento de margas rojas y abigarradas que aparecieron en unas obras en la entrada princi-

pal del Anfiteatro Romano, y posiblemente inyectadas en un plano de fractura.

Los materiales jurásicos afloran, invertidos, desde la cantera de O.P. de la Estación Renfe, hasta el Anfiteatro Romano. La estrecha franja jurásica puede continuarse hasta las inmediaciones de la Cantera de la Ciudad Jardín (Sanatorio Casablanca). Las condiciones de afloramiento son particularmente poco favorables, y por ello la sucesión que ofrecemos es provisional.

Los niveles más inferiores aparecen debajo del Balcón del Mediterráneo, a lo largo de la vía férrea. Son dolomías (dolmicritas arcillosas) amarillentas, alternando con margas dolomíticas amarillentas, en bancos bien estratificados de 20-40 cm. (Fot. 9). Son homogéneas, azoicas, sólo un pequeño nivel (30 cm) de margas con "burrrowing" muy abundante, con varios tipos de pistas horizontales. (Fot. 10). Algunos estratos más hacia arriba aparecen pequeños "ripple-mark" de interferencia, sobre los que se desarrolla un nivel de "mud-cracks" poligonales (20cm). Algunos bancos que siguen tienen escasas pistas atribuibles a Chondrites. La potencia total de este nivel se evalúa tentativamente en una decena de metros.

De todas maneras, señalamos con reservas que la escama de dolomías grises brechoides que cabalga estos materiales, puede representar el paquete dolomítico basal (brechas retienses?).

A continuación parece que debe situarse el paquete de calizas de "filamentos con Amonites y Belemnites de pequeño tamaño. No son muy abundantes pero se han podido reconocer, de momento (Profesor F. de Villalta Instituto Jaime Almera (CSIC, 1973, comunicación personal): Pseudogrammoceras quadratum QUENSTEDT, P. Saemanni DUMORTIER, Paroniceras s.p., atribuible tal vez a una forma joven de P. Stermale d'ORB., Grammoceras fallaciosum BAYLE, var. cotteswaldial BUCKMANN, Coeloceras cfr. crassum PHILLIPS, que caracterizan al Toarciense Superior. Además se ha identificado Oppelia subradiata SOWERBY que indicaría un Bajociense Inferior-Aalenense?. Debe notarse el cambio de facies en el techo

del Lías, pues mientras en Salou es una facies oolítica, encrinítica, con Braquiópodos, en Tarragona es una facies micrítica arcillosa con Amonites (como el Dogger de Salou,) pero de pequeño tamaño.

La potencia total del nivel con Cefalópodos es de 5-6 m. Gradualmente las calizas se dolomitizan y pierden la proporción arcillosa, pasando a dolmicrosparitas, dolmicrosparitas idiomórficas y dolsparitas alotriomorfas, de colores grises, generalmente, y estratificación masiva y poco clara. El espesor máximo de este paquete dolomítico se evalúa en unos 120m. Abundan las dolomías con "fantasmas" de granos, intraclastos, tallos de algas (?) tubos (?) oolitos (?) Orbitamina (?), difíciles de interpretar. Provisionalmente, estos restos los situamos en un Malm alto.

El corte jurásico de Tarragona (Lam. 4) ofrece un claro paralelismo con el de Salou, (Lam. 3), en el que la fauna se ha reducido considerablemente de tamaño y ha cambiado lateralmente, y la dolomitización ha afectado más intensamente a toda la serie.

4.3.2.2.- El contacto Jurásico-Cretácico en Tarragona

No hemos encontrado ningún afloramiento en toda el área de la ciudad de Tarragona en que aparezca claro el contacto Jurásico-Cretácico. El paquete dolomítico supra-calloviense está siempre cercano a los primeros niveles cretácicos, que corresponden a un Barremiense-Aptiense. Es por ello que en ESTEBAN (1969) estas dolomías representaban el tránsito Jurásico-Cretácico, pudiendo estar representados en su parte más alta algunos niveles del Cretácico Inferior.

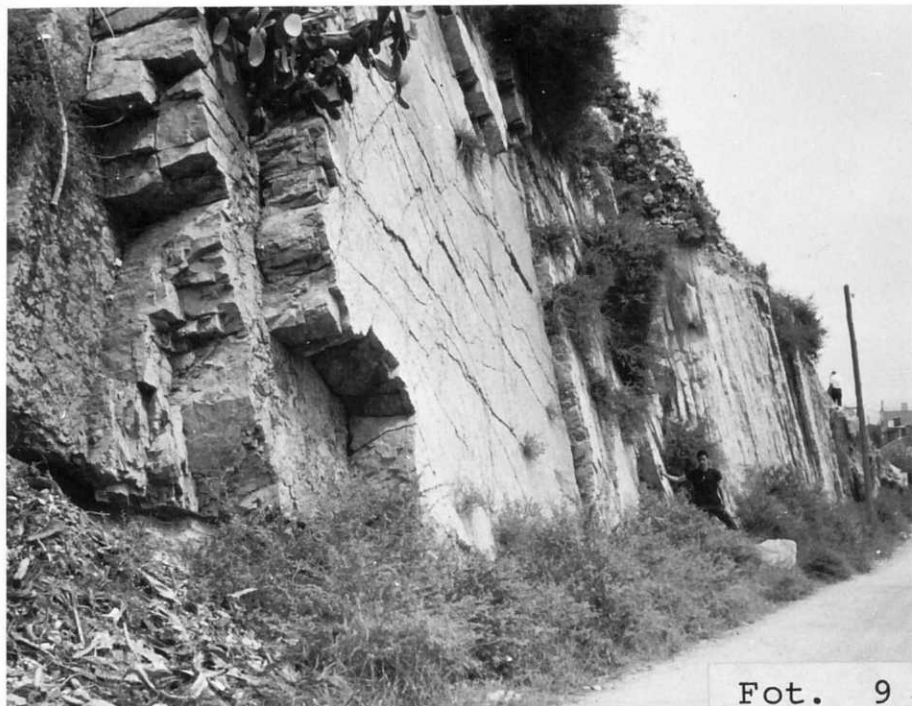
Sin embargo dentro del contexto regional, parece más probable que las dolomías de "transición" corresponden en su totalidad al Jurásico Superior y el contacto sea un "hard-ground" como en Salou. No tenemos la seguridad de haber localizado ninguna facies "weald" aunque probablemente existan algunos metros como en Salou. El pun

fot.9: Estratos verticales en el Jurásico de Tarragona, cerca de la vía férrea. Son los niveles confundidos con el Triás por los anteriores autores.

fot.10: Margas amarillentas, dolomíticas con abundantes trazas de "burrows" horizontales. Jurásico de Tarragona, Anfiteatro.

fot.11: Dolomías arcillosas amarillentas con cuarzo detrítico, moldes de Bivalvos, y "brecha" en la base. Techo de las facies "utrillas" en el corte de la ermita del Loreto (Tarragona).

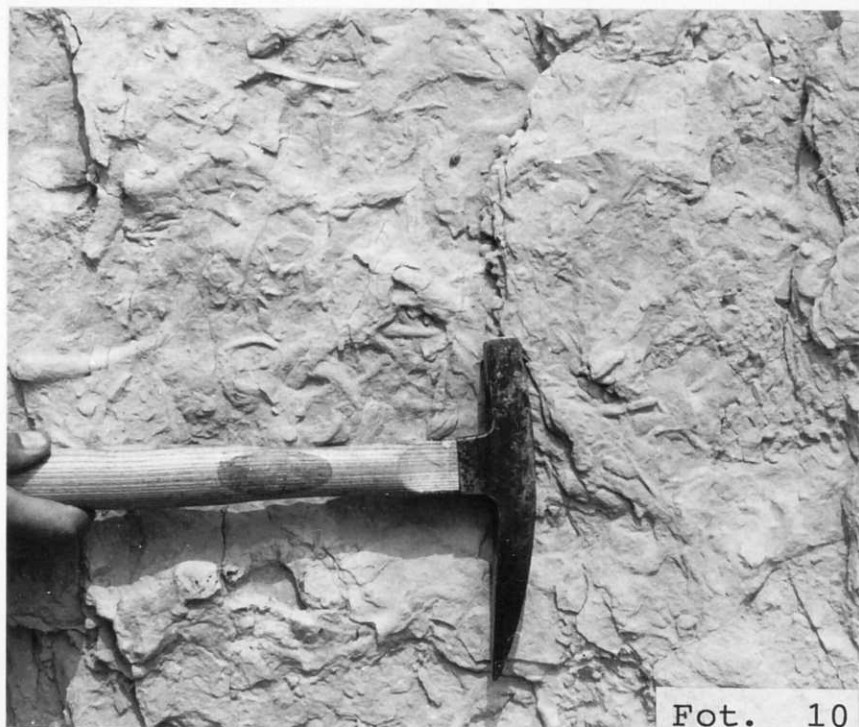
fot.12: Burrowing en la base de las calizas turonien-ses del corte de la ermita del Loreto (Tarragona). Los rellenos son grainstones calcareníticos en facies de mudstones.



Fot. 9



Fot. 11



Fot. 10



Fot. 12



to donde afloran los niveles cretácicos más inferiores es en la parte inferior del olitostroma del Loreto en contacto con las margas rojas "garumnienses", por ello no se puede decidir si realmente existen materiales "weald" rojos.

4.4.2.3.- El Cretácico de Tarragona

- "Formación "Loreto" (ESTEBAN 1969).

Los niveles más inferiores según ESTEBAN (1969) corresponden a unas calizas ocre arcillosas que afloran muy tectonizadas en la Font del Loreto, formando parte de una olitostroma. Son biomicritas arcillosas ocre con restos de Trigonia y Lamelibranchios, con granos de glauconita, partículas ferruginosas, tubos de Serpúlidos, Valvulinidos. Resulta difícil situar el yacimiento de Ba taller (IGME 1933) de la Font del Llorito, pero parece evidente que está próximo a estos niveles. Se encuentra una fauna relativamente abundante, que según estos autores caracteriza al Aptiense. Tal como señalamos más adelante, las calizas ocre y arcillosas con Trigonia se sitúan más probablemente en la parte alta de esta "Formación".

El corte que realizamos en la cantera de O.P. del Sanatorio Casablanca es el más completo, (Fot. 13). El nivel más inferior, muy tectonizado, es una biomicrita ocre con fragmentos de Moluscos, Dasycladáceas, Equínidos, Ostrácodos, y que contiene además: Everticyclamina greigi, Nautiloculina oolítica, Orbitolinopsis Kili
liani, O. flandrini, Coskinolina sunnilandensis, Pseudotextularie
lla sp.p., conjunto que nos caracterizaría claramente al Barremiense. Otra de las muestras tomada muy cercana a la anterior es una biopelpseudosparita, muy alterada en la que se encuentra: Nezzazzata, Everticyclamina, Haplophragmium, Baccinella irregularis y Palorbitolina lenticularis, que quizás indicaría ya un Aptiense inferior, o simplemente, la parte alta del Barremiense.

El resto del corte, después de una zona inobservable por derrubios

YACENTE: Arcillitas versicolores supra-aptinses ("utrillas")
con yesos fibrosos y nódulos piritosos. El contacto
está afectado por una pequeña fractura.

"Miembro" Salut (ESTEBAN 1969).

es ya del Aptiense Superior. Son unos 8 m. de calizas intercalaciones de arcillitas rojo-escarlata. Son biomicritas, biopelmicritas con fragmentos de Moluscos, Dasycladáceas, Equínidos, biocalcarenitas con bioclastos micritizados, fragmentos de Equínidos, Rudistas, Corales, con Baccinella irregularis, Brio-zoos. Los Orbitolínidos son muy abundantes, citándose: Orbitolina (M). texana, O. (M). texana, Simplorbitolina manasi; junto con microforaminíferos como Everticyclamina greigi, Haphophragmium, Spiroplectamina, Cuneolina cf. pavonia, Glomospira, Spiroptalmidium, ... En la parte superior de este nivel existen formas que tienden a O.M.) texana melendezi; con lo que nos titularíamos en un Aptien se muy alto.

Después del paquete de calizas con Orbitolina, aparecen tramos de calizas dolomíticas arcillosas ocre oscuras con algunas secciones de Trigonia s.p., Equínidos y Moluscos (corresponde a la fauna del yacimiento de la Font del Llorito) que comunican a un tramo de arcillitas rojas, versicolores, con yesos fibrosos y nódulos piritosos (7m?). Este característico tramo nos sirve de nivel guía para proseguir el corte más al NE, en la carretera Nueva a la Ermita del Loreto, donde entramos los siguientes niveles:

- YACENTE: "Miembro" Salut (ESTEBAN 1969). Arcillitas versicolores supra-Aptienses con yesos fibrosos y nódulos piritosos. El contacto está afectado por una pequeña fractura.

- a) -10m = Dolomías amarillentas y arcillosas. Dolmicritas con silt de cuarzo detrítico muy abundante. Son masivas y brechoides en la base (Fot. 11) en estratos delgados (20 cm) y ondulados después, con restos de conchas de bivalvos (?) orientadas paralelamente a la estratificación. Dolsparitas localmente beige y grises hacia la parte superior, con grises fragmentos de Equinodermos, con irisaciones rojas y violáceas ferruginosas, en la parte alta de cada estrato (bancos de 20-50 cm). Intercalaciones centimétricas de arcillitas rojas esкарлата.

"Miembro" Quatre Vents (ESTEBAN 1969).

- b) -6m = ~~Calizas~~ dolomíticas en bancos gruesos irisadas semejantes a los niveles anteriores, pelmicrosparitas detríticas. Las partes superiores de cada banco son muy ferruginosas, rojas y dolomíticas, mientras que la parte central es más calcárea y de tonos beige. En uno de los bancos de la parte media del nivel se reconoce una dolbiomicrosparita con Praealveolina

cretácea brevis y Nummoloculina, restos de Equinodermos, Molluscos, granos micritizados. Sin embargo, la caliza se dolomitiza intensamente de nuevo (dolmicrosparitas ferruginosas con moldes de conchas). En la parte superior aparece un banco de dos metros de caliza beige con biopelmicritas y biomicritas en la base (Nummoloculina, Glomospira), fragmentos de Ostrácodos, Lamelibranchios, Equinodermos, Quinqueloculina, ... En la parte central de este banco calcáreo se encuentra la zona con P. cretácea tenuis, P. Ibérica y P. simplex de ESTEBAN (1969), que corresponde a biomicritas y biointramicritas, con algunas pequeñas secciones de corales arborescentes. En la parte alta de este estrato tenemos una franja de 30 cm. de calcarenitas bien clasificadas (biointrasparitas) con: Tritaxia y Marsonella entre otros restos.

"Miembro" Cuatro Vents (ESTEBAN 1969)

- c) -17m = Calizas masivas (bancos de 2m) blancas y compactas con estilolitas abundantes. En la base del nivel existen pequeños paleocanales ramificados (15 cm. de altura). Biomicritas y biopelmicritas, de bioclastos muy pequeños. Contienen: Haplophragmium, Heterohelix, Pithonella sphaerica, Hedbergella cf. paradubia, Pseudoclavulina cf. brayi, restos de Equinodermos, Ostrácodos abundantes, La parte alta del nivel son bancos tableados de 15-20 cm. y contienen Terebratula, indeterminables.
- d) -1m? = Calizas gri claras tableadas (10cm) y laminadas. Micritas compactas con escasos restos de Ostrácodos, moldes de Cianofíceas, (...?). En las zonas más densas de las láminas aparecen parches dismicríticos; en conjunto recuerdan laminaciones estromatolíticas o tal vez costras calcáreas.

Nos trasladaremos al Barranco de la Maña, 2 Km. al NE.

"Miembro" Gurugú (ESTEBAN 1969).

- e) -Máx. 40m = Calizas compactas en bancos de 40-60 cm. de color gris cada vez más oscuro. Dominan las micritas en la base, y hacia arriba las pelmicritas y biopelmicritas. Existen dos o tres franjas con abundantes brechas intraformacionales, e incluso estromatolitos. Desde la parte media del nivel las calizas son gris oscuras con nódulos de pirita. La fauna es bastante homogénea con varias zonas prácticamente azoicas. Consiste en Ostrácodos, Miliólidos, secciones de Gasterópodos y rotaliformes atribuibles a Rotalia cayeuxi. Hacia la parte baja del nivel se hallan Spiroplectamina, Barkerina?, Pseudolituonella cf. reicheli, Boueina, Spirophtalmidium, Valvulínidos, Glomospira. En la parte alta de este nivel las calizas son grises oscuras, casi negras con gasterópodos muy abundantes, Chara, Ostrácodos. Presentan intercalaciones arcillosas negras y rojas de hasta 40 cm. En la parte central abundan unos fragmentos de prismas de calcita atribuidos a Microcodium por Ramírez del Pozo.

"Formación" Cent Escales ESTEBAN 1969.

f) - 50m? = Arcillitas rojas versicolores, con arenitas cuarzosas masivas y compactas rojas, y conglomeradas cuarzosas. El contacto con el nivel anterior no es visible en superficie. Este nivel rojo varía mucho de facies lateralmente, así los 30 m. de arenitas conglomeráticas de las Murallas de Tarragona se reducen a apenas 5m. en la Ermita del Loreto, pasando lateralmente a limolitas silíceas rojas. Las arenitas presentan estratificación cruzada, y niveles centimétricos muy ferruginosos.

- TECHO: Biocalcarenitas del Mioceno marino.

De acuerdo con Ramírez del Pozo parece claro que las calizas de Orbitolinas de Tarragona finalizan en un Aptiense muy alto. Los primeros niveles datables nos indican un claro Cenomanense (b). Por lo tanto las arcillitas versicolores con yesos y pirita, junto con (a) pueden comprender al Albiense y parte del Cenomanense. Esta etapa "continental" en sentido amplio, es correlacionable con las famosas "utrillas" de las cuencas ibéricas.

El nivel (c) se data como Turonense y ya no existen dataciones concretas más altas en el cretácico de Tarragona. El nivel (d), (e) y (f) son facies "continentales" s.l. situadas entre el Turoniense y un Mioceno marino, por ello definimos a este conjunto como "facies garumnienses". Probablemente gran parte de estos materiales pertenecerán al Paleoceno y al Eoceno Inferior. En la Lam. 4 se resumen los datos estratigraficos aquí expuestos.

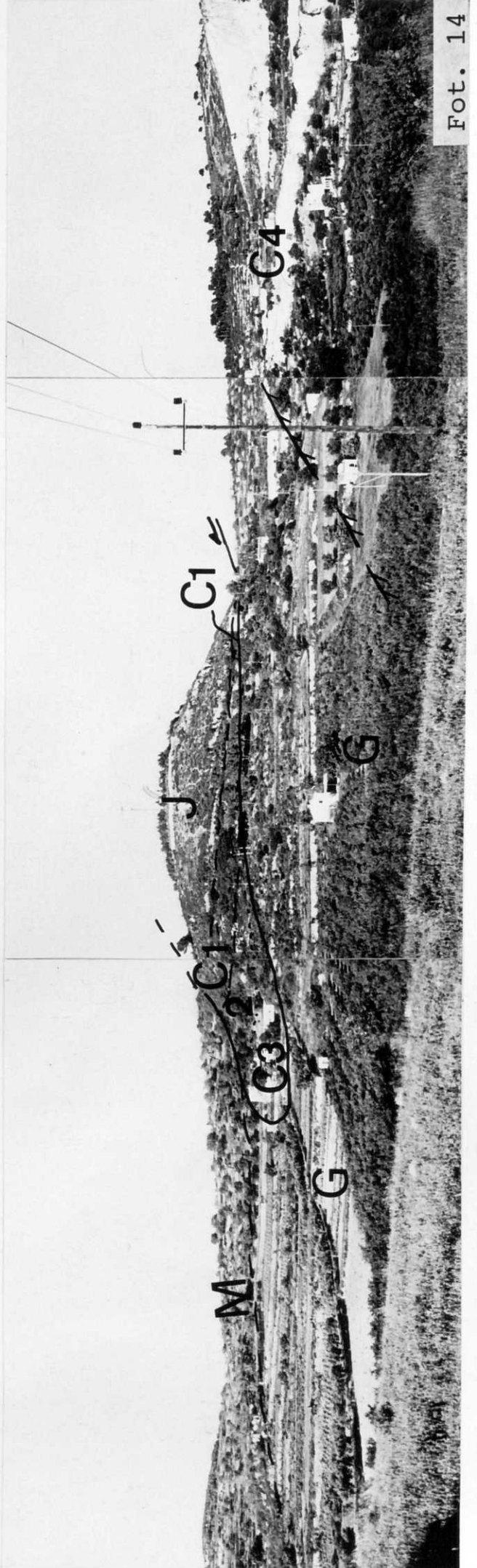
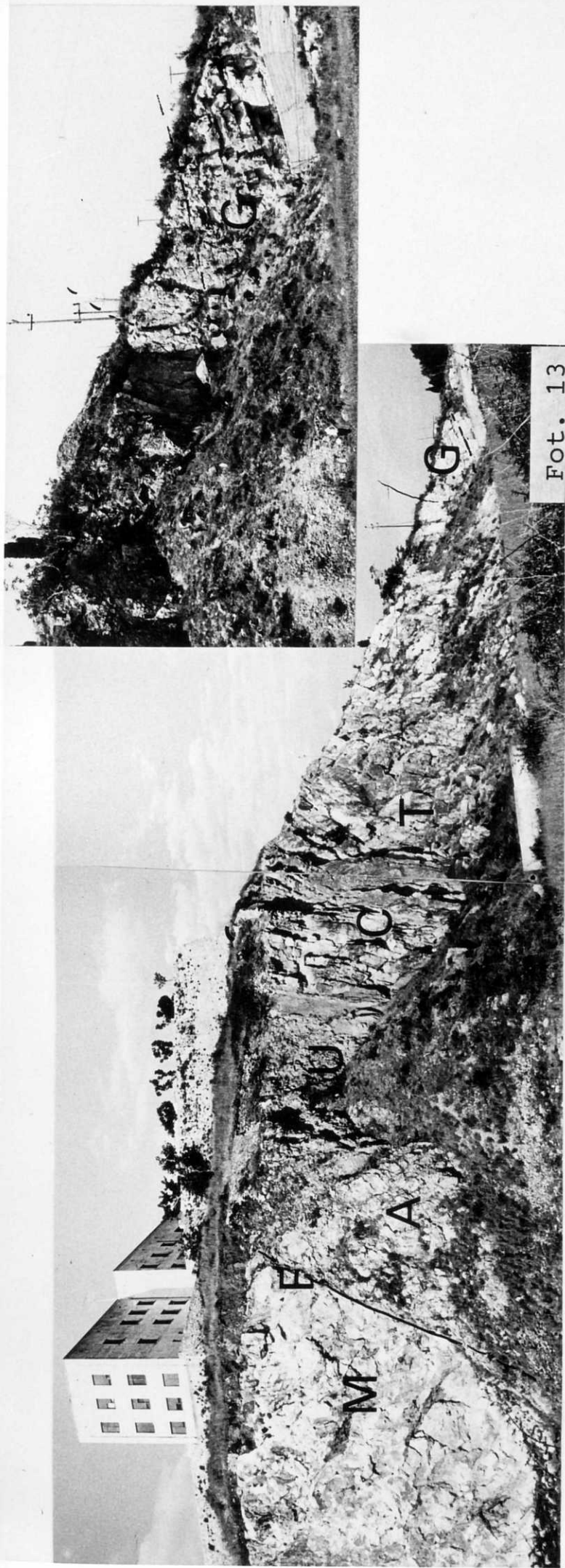
4.4.3.- TECTONICA DE TARRAGONA

Esencialmente referiremos, y comentaremos, a las conclusiones de ESTEBAN (1971), de donde modificamos el mapa y los cortes.

El sinclinal comprimido, continuación de la estructura de Salou, con su flanco SE invertido (20-50°) se sigue la Ermita de la Salud, por debajo de las Murallas Romanas, y atraviesa todo el zócalo NW de la ciudad. (Fig. 8): El zócalo jurásico del SE ciudad forma parte de este sinclinal, (en contra de lo que se supone en ES-

1
1
fot.13: Corte del Sanatorio (Cantera de Obras Públicas, Tarragona).
M: Mioceno, F: Falla, A: Aptiense, U: Utrillas, CT: Ceno-Turonense,
G: Calizas "Garumniense". Ver interpretación en Fig.9.

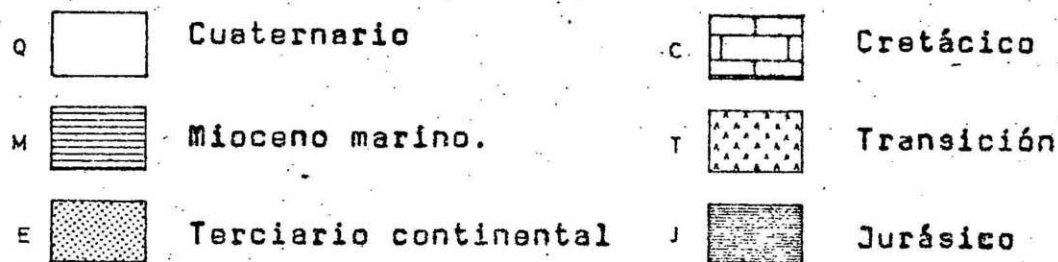
fot.14: La estructura de Loreto (Tarragona). M: Mioceno, G: "Garumniense", margas y arenitas rojas, C3: Calizas "Garumnienses"
C2: Ceno-Turonense, Cl: Aptienses y facies "Utrillas". J: Dolomías Jurásicas. Ver interpretación en Fig. 10.



ESQUEMA ESTRUCTURAL DE TARRAGONA Y SUS ALREDEDORES.

M. ESTEBAN, 1971

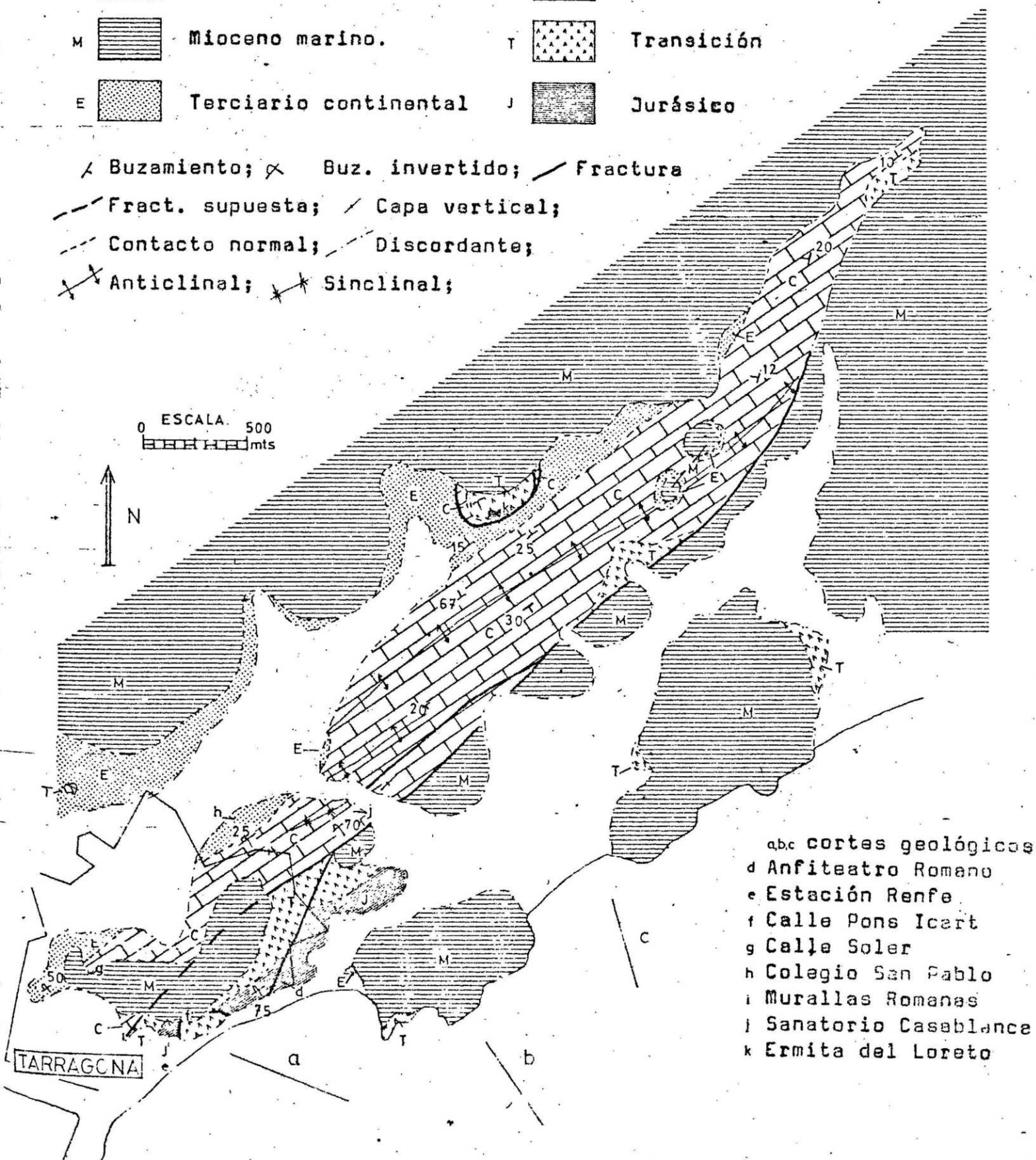
Fig. 8



/ Buzamiento; x Buz. invertido; / Fractura
 - - - Fract. supuesta; / Capa vertical;
 - - - Contacto normal; - - - Discordante;
 x Anticlinal; x Sinclinal;

0 ESCALA. 500
mts

N



CORTES SERIADOS DE TARRAGONA

M. ESTEBAN, 1971
MODIFICADO

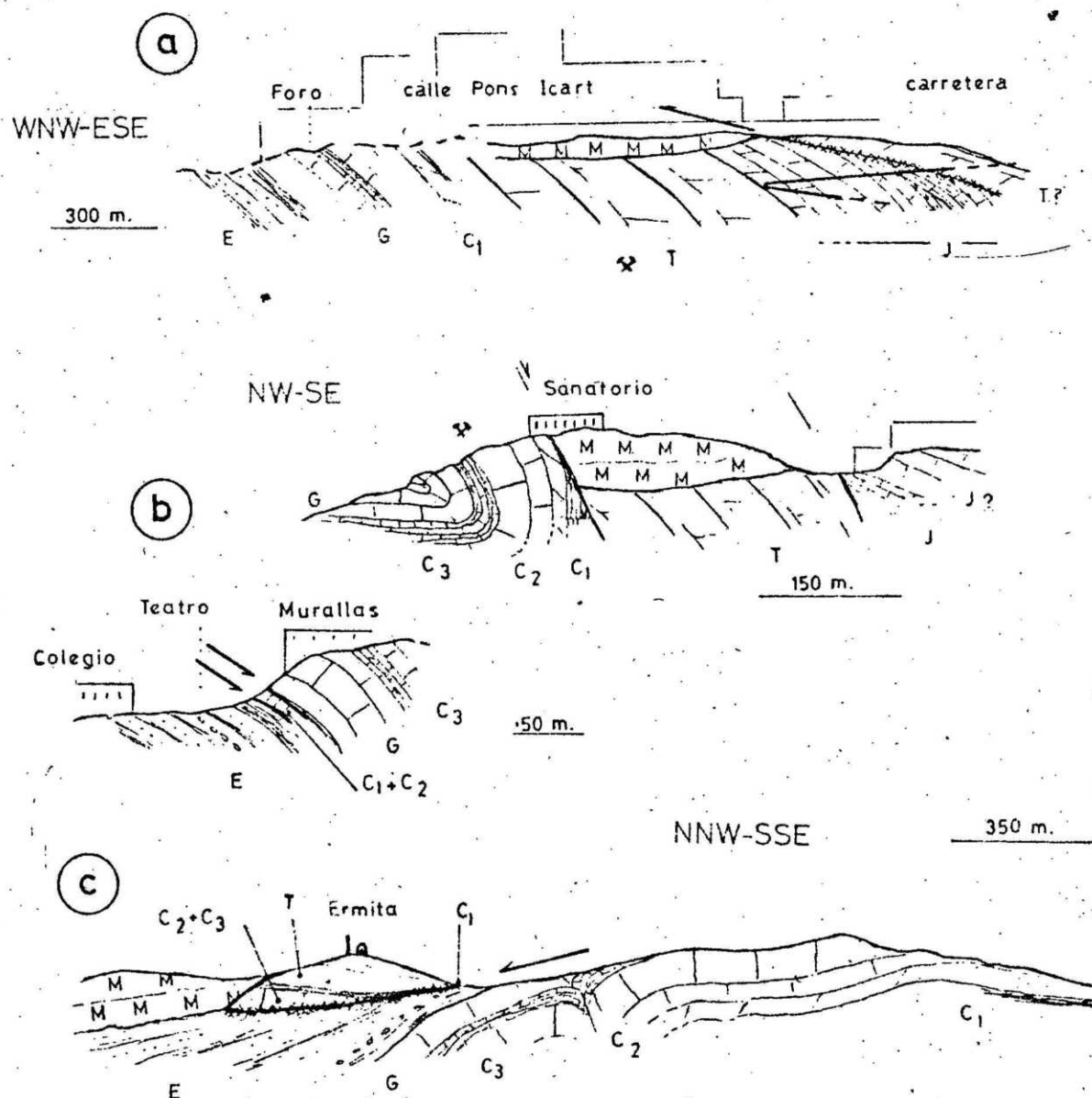


Fig. 9

SIMBOLOS

- M Caliza lumaquéllica. Mioceno
- E Arenitas y arcillitas rojas. "Garumniense" (Formación Cent Escales)
- G Calizas grises. "Garumniense" (Miembro Gurugú)
- C₃ Calizas blancas y masivas. Cenomano-Turonense. (Miembro Quatre Vents)
- C₂ Dolomías grises irisadas. (Miembro La Salud)
- C₁ Calizas arcillosas amarillentas, Barrem-Aptiense y arcillitas rojas ferruginosas, Albiense?. (Formación El Llorito)
- T Dolomías grises masivas. (Formación Ferrán) Jurásico.
- J Dolomías y calizas arcillosas amarillentas. Jurásico.

TEBAN, 1971). Sólo la escama de dolomías jurásicas del yacimiento de Amonites de la Estación Renfe, se puede asociar a la unidad ca balgante desde el SE, con un ángulo de 25-30°.

El resto de las colinas que afloran al NE de Tarragona es un suave anticlinorio sobre el que se han deslizado los olitostromas durante el Mioceno. (Fot. 14). Estos olitostromas se componen en su mayor parte del paquete de dolomías jurásicas, invertidas, correspondientes al flanco SE del sinclinal. Pueden incluirse en los olitostromas algunos niveles cretácicos, tal como se observa en la Ermita del Loreto. Varios sondeos realizados en el Mioceno de la zona comprendida entre el Catllar y Tarragona cortan olitostromas a diferentes cotas. El conjunto de la impresión de que se trata de sucesivos olitostromas. En la fig. 10 se ofrece una interpretación estructural para el área de Tarragona.

La estructura de Tarragona, está perfectamente alineada con la de Salou, hecho ya reconocido en BATALLER y VILASECA (1923). Pero hay que resaltar que no se suaviza, como indica Llopis, sino que se hace más compleja con presencia de olitostromas miocenos.

4.4.4.- CONSIDERACIONES SOBRE LA GEOLOGIA DE TARRAGONA

En Tarragona tenemos ya diferenciado un paquete de dolomías grises, masivas y brechoides. Esta unidad litológica será constante en los Catalánidos hasta las inmediaciones de Barcelona, tal como veremos más adelante. De momento vemos que estas problemáticas dolomías son un paso lateral de los niveles jurásicos supracallovienses de Salou. Estas dolomías afloran en buenas condiciones sin alteraciones tectónicas y telodiagenéticas en la localidad de Ferrán, (Altafulla- La Riera). Por ello en ESTEBAN (1969) se denominan "formación" de Dolomías Ferrán. A partir de ahora nos referiremos a ellas con esta nomenclatura informal o mejor, llamándolas Dolomías Negras, o simplemente Dolomías Jurásicas.

ESQUEMA INTERPRETATIVO DE LA ESTRUCTURA DE TARRAGONA

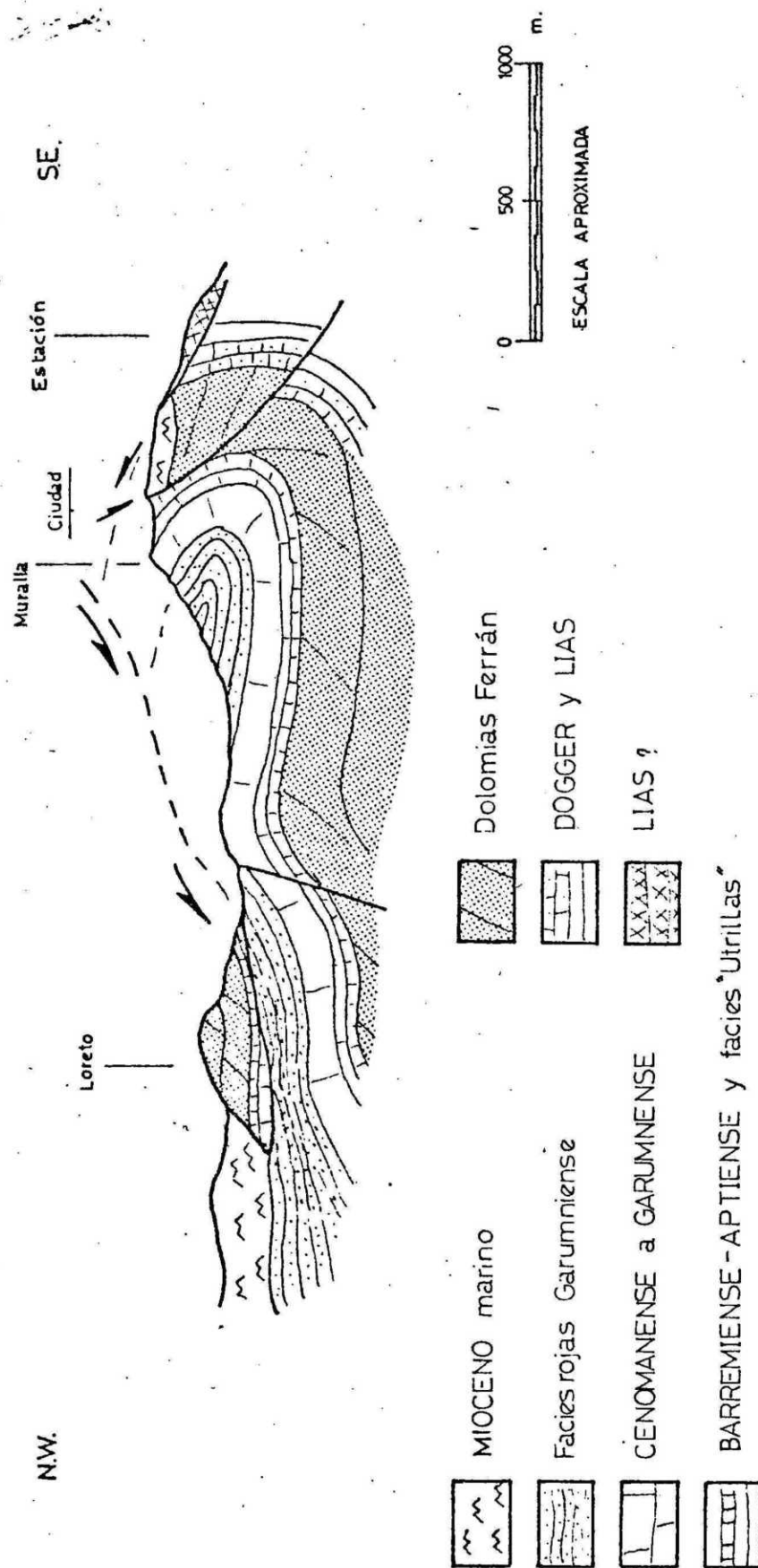


Fig. 10

Existen otros afloramientos cretácidos en los alrededores de los pueblos de Altafulla-La Riera. Afloran desde las dolomías Jurásicas hasta la base de las calizas "garumnienses". Las facies son totalmente idénticas a las de Tarragona, y la estructura muy probablemente también, conservando la misma orientación. Aunque las potencias son muy difíciles de calcular, estos afloramientos los integramos completamente en el área de Tarragona.

4.5.- AREA DE SALOMO

4.5.1.- ANTECEDENTES

Los relieves del área comprendida entre Salomó y Vilabella y Vespella, después de las breves citas de MALLADA (1890) de algunos fósiles cretácicos, fueron estudiados de una manera concreta por los autores (Bataller y López de Monduley) de la Hoja 446 del IGME (1934). Señalan la compleja tectónica de esta zona, y datan erróneamente unos materiales rojos arenosos y arcillosos como pertenecientes al Trias. Reconocen la presencia de margas yesosas y ferruginosas dentro del Cretácico. Los kms. 17 y 18 de la vía férrea señalan un famoso yacimiento cretácico, en el que ya Mallada cita: Orbitolina lenticularis, O. conica, Ostrea tuberculifera, O. couloni, Venus vendoperana, Panopaea aptiensis, P. plicata. En IGME (1934) se reconocen además Tetragramma marticense, Heteraster oblongus, Toxaster collegnoi, Neitheia morrisi, Caromya recens, Trigonia ornata, T. caudata, Strombus aff. fischeri, Terabratula sella, T. chloris, Rynchonella gibbsiana.

Recalca la ausencia de formas arrecifales y data estos terrenos como pertenecientes al Barremiense y Aptiense Superior, aunque en algunos puntos cita faunas pertenecientes al Vraconiense. Con todo, cree que la potencia del Cretácico se sitúa en 300 m,

LLOPIS (1947) menciona los relieves cretácicos fósiles parcialmente exhumados de Salomó, y su continuidad morfológica hasta Salou. Indica que en margen de la Depresión Reus-Valls de esta zona "no existe ningún accidente tectónico importante que sirva de límite estructural" (Pag. 202). Precisa que los relieves fósiles exhumados son de edad pre-burdigaliense.

4.5.2.- ESTRATIGRAFIA

4.5.2.1.- El Jurásico

En esta área volvemos a encontrar las típicas dolomías Negras, con una potencia difícil de calcular, pero que puede ser muy superior a 160 m. La base de estas dolomías jurásicas es el Keuper, aunque no hemos encontrado estos afloramientos en que el contacto no este tectonizado. Las Dolomías Negras se presentan con sus típicas bancos masivos, compactos, en ocasiones brechoides, de colores gris oscuros.

Sin embargo en los alrededores de los pueblos de Rodonyá y Montferri, las Dolomías Negras presentan unos afloramientos en facies diferentes. Son bancos gruesos y medianos (30-60cm.) de dolomías arcillosas amarillentas, que pasan gradualmente hacia arriba a dolomías grises compactas en bancos gruesos. En el afloramiento de Rodonyá se presentan secciones de Terebratula (?), Rynchonella, Amonítidos (?), relativamente abundantes. En Montferri, en el barranco que se abre en las inmediaciones del pueblo (Fot. 15), afloran las dolomías grises con grandes moldes de bivalvos (Pecten ?, Lima, ...). En ambos yacimientos nos hallamos cerca de los afloramientos del Keuper. Estos yacimientos se relacionan claramente con los de ROSELL (1961). A pesar de la complejidad tectónica de la zona, podemos sospechar que estos restos fósiles se hallan muy bajos en la columna de las Dolomías Negras.

4.5.2.2.- El contacto Jurásico-Cretácico

Tenemos pruebas suficientes para señalar que el contacto Jurásico-Cretácico en el área de Salomó, es en general la prolongación del "hard-ground" de Salou-Tarragona. Los primeros niveles cretácicos suelen ser dolomías ocre-parduzcas arcillosas en bancos de 20-40 cm., con escasos bioclastos de moluscos, y proporción variable de granos detríticos de cuarzo (Fot. 18).

Sin embargo a lo largo de la vía férrea entre Salomó y Vilabella,

fot.15: Dolomías Jurásicas en las inmediaciones de Montferri (area de Salomó-Santa Cristina), con abundantes restos de Bivalvos.

fot.16: Calizas barremienses en facies "purbeck" lacustre, en la serie tipo de Salomó. Textura nodulosa a brechoíde que puede referirse a incrustaciones onco-pisolíticas.

fot.17: Calizas barremienses en facies "purbeck" de la serie tipo de Salomó. Burrows rellenos de materiales dolomíticos. La dolomía procede de pequeños horizontes en la parte superior de cada estrato.

fot.18: Calizas ocre y margas pardo-verdosas del Barremiense tipo de Salomó. Es una litología excepcional dentro del Barremiense de la cuenca Salou-Garrafa, puesto que en general son materiales mucho más duros y compactos.



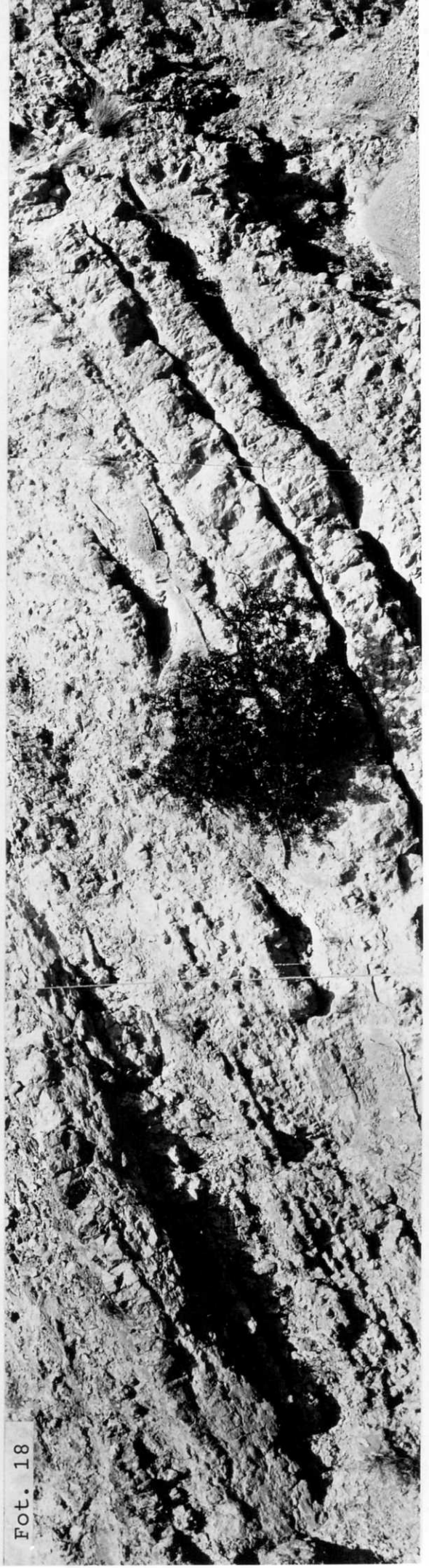
Fot. 15



Fot. 16



Fot. 17



Fot. 18

en el túnel cerca del Gaiá, el contacto es muy diferente. Entre las Dolomías Jurásicas y los primeros niveles del Barremiense marino calcáreo bien datado encontramos una potencia de 30-40 m. de calizas micríticas, gris blanquecitas y compactas en bancos de 40-70 cm. con "burrows" Charáceas y Ostrácodos abundantes, y niveles oncolíticos, (Fot. 16 y 17). Frecuentemente están ferruginizadas las superficies de los estratos. Lo más interesante de este paquete calcáreo es que presenta dos o tres cuñas (canales) de dolomías grises (dolparitas) cerca de base. Los contactos entre calizas y dolomías son muy abruptos, cruzan indiferentemente varias superficies de estrato. Cada una de estas cuñas de dolomía afecta de uno a tres bancos calcáreos. Estos contactos son parecidos al representado en la Fot. 22 y 23.

En el lado SE de este túnel, los niveles del Barremiense marino calcáreo se apoyan directamente sobre las Dolomías Ferrán. Sin embargo, estas dolomías contienen secciones de Rudistas y son de colores gris claros. En otros puntos cercanos al contacto Jurásico-Cretácico esta señalado por varios centímetros de margas limoníticas amarillentas. También se encuentran en algunos contactos algunos metros de arenitas cuarzosas, de cemento calcáreo-dolomítico, con cantos angulosos (4 cm.) de dolomías y calizas de color pardo oscuro y con "ripple-marks".

4.5.2.3.- El Cretácico de Salomó

Los niveles cretácicos de esta área se caracterizan por su gran variabilidad lateral de facies. Para una mejor comprensión, describiremos varios cortes de detalle más parciales, situados en la Lam. 5.

CORTE (A)

Yacente: Dolomías Negras, contacto mediante una fractura. Arcillitas pardas abigarradas (2m.).

Aa)-0,60 = Banco de calizas margosas brechoides de color ocre claro, con secciones de Rudistas y Corales. Son biopelmicritas con Sabaudia, Nautiloculina, Quinquiloculina, Glomospira, Orbitolinopsis kiliani, O. cuvillieri, O. Flandrini, Coskinolina sunnilandensis, Haplophragmium, Valvulina.

Ab)-7 m. = Bancos de limolitas calcodolomíticos, arcillosas, de 40-80 cm., de color ocre oscuro, con interestratos centimétricos de arcillitas pardas abigarradas. Fauna escasa en la que se reconoce Valvulínidos, Sabaudia, Everticyclamina y Trochamina, Además contiene fragmentos de Ostreídos, Gasterópodos pequeños, Ostrácodos, Equinodermos, sobre todo en la parte superior de los últimos estratos.

Ac)-8 m. = Arcillitas margosas pardo abigarradas.

Ad)- 11 m. = Calizas arcillosas ocre parduzcas muy oscuras, con limo detrítico de cuarzo, en bancos de 30-60 cm., con abundantes manchas ferruginosas y secciones de Rudistas, ? Ostreídos, Equinodermos, Corales. La microfauna es semejante a la de los anteriores niveles.

Techo: Inexistente. Probablemente margas como en (Ac).

Este corte (Fot. 18) debe pertenecer en su conjunto al Barremiense, tal vez al Barremiense Inferior por la ausencia de Palorbitolina lenticularis. Siguiendo el corte de la vía se encuentra un tramo cubierto, que corresponde a un paquete de calizas con Rudistas y Orbitolinas. El corte siguiente se sitúa encima de este paquete calcáreo (Lam. 5).

Ba) -17 m. = Calizas arcillosas ocre oscuras, ferruginosas, en bancos de 30-60 cm. Los interestratos arcillosos de hasta 20cm. permiten observar paleocanales y "load-cast". Son biomicritas con restos de Ostreídos, Gasterópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Valvulínidos, Sabaudia minuta, Miliólidos. En la parte superior de los estratos se desarrollan costras ferruginosas densas ("hard-grounds"), la de la superficie más alta de este nivel es particularmente gruesa: 10 cm. de costra nodulosa.

Bb) - 8m. = Arcillitas pardas, azuladas y abigarradas con yesos fibroaos y cristales en punta de flecha de hasta 15 cm. En la parte alta presenta bancos margosos amarillentos con "burrowing" Ostreídos, "hard-ground",

Bc) - 7m. = Alternancia de arcillitas, arenitas y calizas ocre oscuras, en bancos de 30-40 cm. Las calizas son biomicritas en las que se reconocen Gasterópodos, Ostreídos (?), Equinodermos, Miliólidos y fragmentos de Orbitolinas. Ramírez del Pozo precisa que las Orbitolinas parecen corresponder al gr. concava, y cita además Nezzazzata, Boueina, Buccicrenata, Lenticulina, etc.

Bd) - 0,65 m. = Un banco de caliza gris compacta brechoide. Biomicrita con grandes fragmentos de Gasterópodos, intraclastos ferruginizados.

Techo: Inexistente.

Probablemente todo el corte (B) pertenezca ya al Cenomanense Inferior, por lo menos a partir de (Bc). Esta secuencia es totalmente diferente de la observada en el corte (C).

CORTE (C)

Yacente: Dolomías Ferrán, gris claras, muy porosas y con moldes de Rudistas (?). Siguen 2 m. de calizas grises intraclásticas con Gasterópodos, Chara, horizontes arcillosos y ferruginosos, y en la parte superior 3 m. de calizas con Rudistas y Orbitolínidos.

Ca) - 30m. = Calizas beige claras compactas en bancos de 50-120 cm. Biomicritas, biopelmicritas, biointramicritas con varios niveles de Coralaris y Rudistas (biostromas). Abundan los fragmentos de Moluscos, Equinodermos, Miliólidos. Contienen además Palorbitolina lenticularis, Praeorbitolina cormyi, Everticyclamina greigi, Saubadia minuta, Choffatella decipiens, Haplophragmium, Tritaxia, Baccinella irregularis y Nautiloculina.

Cb) - 20 m. = Calizas beige compactas en bancos de 50-120 cm. Biomicritas con Miliólidos, Orbitolinopsis kiliani, O. flandrini, Barkerina, Saubadia, Choffatella decipiens, Everticyclamina, etc- alternando con micritas y biomicritas con fragmentos de Charáceas, Ostracodos, Miliólidos, Gasterópodos. Algunos niveles son ricos en Rudistas y Corales biostromales, con Baccinella irregularis.

Techo: Inexistente.

El nivel (Ca) se data como Aptiense Inferior. En cambio el nivel (Cb) es un Barremiense evidente, y el corte de la Lam. 5 muestra claramente su posición. Por otro lado la sucesión de microfacies de este nivel (Cb) sugiere que está invertido. Ello unido a unas discordancias internas que aparecen en el seno de este nivel, nos inducen a pensar en un olitostroma, (Lam. 5). Los niveles basales de esta secuencia puede estudiarse un poco más al NW., en el corte (D).

CORTE (D)

Yacente: Dolomías Ferrán. Dolsparitas grises y blanquecinas con

moldes de Rudistas (?). El contacto con las calizas cretácicas puede verse perfectamente a la salida del túnel, aparecen unos 6-10 cm. de margas limoníticas ocre-amarillentas, que tiñen ligeramente los últimos bancos de Dolomías.

- Da) - 1,70 m. = Calizas beige rosada compactas en bancos de 40-60 cm. y con costras limoníticas en las partes superiores de cada banco. Es una biomicrita con: Orbitolinopsis Kiliiani, Coskinolina sunnilandensis, C. s. elongata, Miliolidos, Barkerina, Glomospira, Nezzazzata, Idalina, Moluscos, En la parte superior de este nivel aparecen de nuevo margas limoníticas ocre-amarillentas (5 cm.)
- Db) - 25 m. = Calizas beige claras, compactas en bancos de 40-100 cm. Este nivel se correlaciona perfectamente por su microfacies con el (Ca).

Techo: Inexistente.

El nivel (Da) es Barremiense Superior, mientras que el (Db) es Aptiense Inferior. En comparación con el corte (A), y su prolongación (B), los cortes (C) y (D) nos indican:

- Desaparición de las facies margosas ocre, oscuras y arcillosas desde el Barremiense al Cenomanense.
- Aparición de una potente barra calcárea aptiense en el seno de las margas.
- Aparición de una barra calcárea barremiense que cambia lateralmente de espesor, muy probablemente, por dolomitización de sus niveles inferiores.

- Los cambios de facies y espesor del Barremiense son todavía mucho más acusados en el corte (E).

CORTE (E)

Yacente: Dolomías Ferrán

- Ea)- 35 m. ? = Calizas micríticas gris blanquecinas y compactas en bancos de 40-70 cm., con "burrows", Charáceas, Ostrácodos,

zonas oncolíticas. Frecuentemente están ferruginizadas en las superficies de los estratos. Presentan dos o tres cuñas de dolomías grises (dolsparitas) cerca de la base. En la parte alta de este encontramos Miliólidos, Glomospira, Actinoporella,

- Eb)- 10 m. = Calizas beiges compactas en bancos de 40-60 cm., con secciones de Lamelibranquios, Miliólidos, "burrows" rellenos de dolomías gris, Gasterópodos. Biomicritas y biointra micritas con Coskinolina sunnilandensis, Orbitolinopsis Kili
liani, Sabaudia, Salpingoporella, Nautiloculina, Cuneolina.
- Ec)- 25 m. = Calizas beige claras, nodulosas y brechoides en la base (Fot. 16), con interestratos de arcillas grises. En la parte alta son compactas en bancos de 30-60 cm., con niveles algo dolomíticos rosados. Son biomicritas y micritas con niveles oncolíticos, Ostrácodos, abundantes Gasterópodos, Charáceas, Glomospira, estromatolitos, Ostreidos (?), débiles incursiones marinas con Miliólidos, Sabaudia minuta, Cylindroporella, Barkerina, Los "burrows" suelen estar rellenos de material dolomítico. (Fot. 17).

Pequeña fractura

- Ed)- 14 m. = Calizas beige compactas en bancos de hasta 90 cm. alternando con margas gris-azuladas. Existen varias zonas con fragmentos de Rudistas, Ostreidos, Corales, .. Contienen Barkerina, Glomospira, Sabaudia, Orbitolinopsis simplex, Parorbitolina lenticularis, Everticyclamina, Quinqueloculina, Baccinella irregularis, Cuneolina, Valvulina.

Hacia la parte media y alta los tramos margosos están más desarrollados. Aparece la Orbitolina (M) gr. texana acompañada de Everticyclamina, Coscinophragma cribbosum, Marsonella, etc.

- Ee)- 5 m. = Calizas ocre claras y margas amarillentas en alternancias del orden de 30-50 cm. Biomicritas y biopelmicritas con Orbitolinopsis flandrini, Paleodictyoconus cuvillieri, Sabaudia, Nezzazzata, Quinqueloculina, Cuneolina, Everticyclamina, Ostrácodos, abundantes restos de Rudistas, Ostreidos. Los contactos con el nivel anterior y el siguiente no son claros, están localizados en tramos muy margosos.
- Ef)- 18 m. ? = Margas ocreas en bancos de 15-30 cm. alternando con paquetes de hasta 2 m. de margas azuladas y amarillentas. En este nivel se sitúa el clásico yacimiento de Battaler (1957). La microfauna se reduce a Lenticulina, Nezzazzata, Valvulinidos. La parte alta está replegada, y aparecen ya niveles con yesos en "punta de lanza", "hard-ground" ferruginosos,

Techo: Contacto tectónico con Dolomías Ferrán.

Este corte presenta una facies "purbeck" (Ea), lacustres, antes de la aparición del Barremiense marino (Eb), facies lacustres que se repiten de nuevo (Ec). Las charáceas levigadas indican que se trata todavía del Barremiense (Ramírez del Pozo). El nivel (Ed) marca ya un Aptiense, pero el nivel (Ee) repite de nuevo el Barremiense Inferior. El tipo de contacto y su posición sugiere que este nivel (Ee) es un olitostroma, relacionado seguramente con el (Cb). La prolongación de la secuencia cretácica la encontramos en el corte (F).

CORTE (F)

Yacente: Margas pardas con yesos en "punta de lanza".

Fa)- 3m. = Calizas ocre arcillosas y arenosas, en bancos de 60-120 cm., con restos de Ostreidos, e intensa ferruginización. Biomicritas con Sabaudia, Everticyclamina, Dasycladáceas, Valvulínidos, Quinqueloculina,

Cubierto durante 3 m. Debe corresponder a margas arcillosas pardas.

Fb)- 8 m. = Calizas tableadas (bancos 15-20 cm.), con intercalaciones margosas y nodulosas. Compactas de color ocre, beige; en la parte media con intercalaciones dolomíticas tableadas, ocres y violáceas, "hard-ground" ferruginosos. Secciones de Ostreidos (?), Equinodermos, Miliólidos. En la parte alta tiene Orbitolinas referibles a O. (M). texana aperta y O. gr. concava.

Fc)- 3m. = Calizas ocre en bancos de 20-40 cm. Ferruginización en la parte superior del estrato. Semejante al anterior, pero con restos de Corales, Praealveolina sp., Cylindroporella, Paratrocholina lenticularis, Glomospira,

Fd)- 12m. = Dolomías arcillosas pulvulentas con algunos restos de moluscos, blancas y amarillentas, en bancos de 10-20 cm., con intercalaciones rojas margosas del mismo orden. En la parte central alternan con varios "hard-ground" ferruginosos de 15 cm. La parte superior del último banco (que tiene 50 cm. de espesor) es una biopelmicrita oolítica, con Ostrácodos, Glomospira, Quinqueloculina, restos de Ostreidos, Rudistas,

Fe)- 6m. = Calizas beige claro y blancas, con "burrowing", compactas, en bancos de 40-80 cm. Biomicritas con Nummoloculina, Miliólidos, Ostrácodos, Glomospira, Interstratos de 10 cm. de arcillitas rojo-escarlata. En la parte alta,

el último banco contiene restos de Equinodermos y Moluscos con Praealveolina cretacea, Cuneolina pavonia, ...

Ff)-0,18 m. = Caliche pisolítico incrustando el nivel (fe). Señalado en ESTEBAN (1972). Algunos núcleos pisolíticos son de fragmentos de Praealveolina, Quinqueloculina, Microcodium, ..

Fg)-20 m. = Arcillitas margosas y limolitas cuarzo-calcáreas rojas, con niveles versicolores. En la base existe un pequeño tramo de arenitas y conglomerados rojos cuarzosos con "jacinto de compostela". En la parte superior de este nivel existe un olitostroma de unos 10 cm. de espesor de Dolomías Ferrán con calizas del Cenomanense invertidas.

Techo: Calizas del Mioceno marino.

El nivel (Fa) se correlaciona con el (Bc). Y entre el Fb) y el Fe) tenemos desarrollado todo el Cenomanense. Los niveles (Ff) y (Fg) entran ya en el complejo de facies "garumnienses". Unos 50 m. más al SW de donde hemos realizado este corte observamos la ausencia del nivel (Ff); en cambio encima del nivel con Praealveolina simplex y P. cretacea tenuis encontramos un banco de 40 cm. de intrabiosparitas blancas con Pithonella sphaérica, Tritaxia, Heterohelix, Ostracodos, Hedbergella cf. pavadubia, que caracteriza al Turonense. (ESTEBAN 1.972, a).

4.5.3.- TECTONICA

En el área de Salomó se reconoce durante un largo trecho un sinclinal fuertemente comprimido, continuación evidente de la estructura Salou-Tarragona. (Lam. 6). La diferencia más notable está en la orientación del eje del pliegue sinclinal. En Tarragona-Salou es aproximadamente NE - SW; en Salomó sensiblemente N - S, dibujando un suave arco desde Montferri (NNE-SSW) a Vespella (NNW - SSE). El franco cabalgamiento (30°) puede seguirse perfectamente desde Montferri a Vespella, igual que el núcleo del sinclinal, formado por materiales del Cretácico Superior.

Además de la compleja estratigrafía de Salomó, la estructura de esta zona viene complicada por la presencia de numerosos olitostromas de Dolomías Ferrán, que se hallan descansando sobre diferentes mate-

riales de edades más recientes (margas cretácicas, margas del garumniense, e incluso unos limos basales del Mioceno. Estas Dolomías Ferrán de los olitostromas, alóctonas, presentan facies marcadamente diferente, de las autóctonas. Son mucho más brechoides, de colores grises claros, cavernosos, sin detalles de estratificación; los elementos de las brechas pueden estar algo redondeados, la matriz es arcillosa amarillenta o gris clara, dolomítica (Fot. 19). Es conveniente señalar que en el área de Salomó existen extensos manchones de dolcalcarenitas miocenas grises, con cantos redondeados de Dolomías Ferrán. Los granos de estas calcarenitas son todos de Dolomías Ferrán. Estas dolcalcarenitas miocenas se podrían confundir con las Dolomías de los olitostromas, algunos fragmentos de Ostreidos y Equínidos.

El olitostroma más complejo de esta zona se halla en el corte (F) antes descrito. Vuelve a aflorar en la vía férrea cerca de Vilabella. Son los únicos afloramientos en que el olitostroma interesa a calizas cretácicas, además de las Dolomías. La procedencia general de los olitostromas parece del E o del SE, puesto que los sinclinales están fuertemente volcados al W.

4.5.4.- CONSIDERACIONES

El Jurásico de Salomó continua la tendencia ya observada en Tarragona: desaparición progresiva de los niveles de Salou por dolomitización. Solo nos quedan unos vestigios de fauna indeterminable que no sabemos correlacionar concretamente con la columna de Salou. Algunos de los restos fósiles de las Dolomías Ferrán, recuerdan a los restos de Els Motllats (Prades), donde VIRGILI y ROSELL (1959) cita un Bajociense y Toarciense y de Torrelles-Montmell, donde ROSELL (1961) señala un posible Toarciense. Por ello aceptamos, hipotéticamente, esta correlación (Fig. 5). No tenemos ninguna orientación sobre el comportamiento de los niveles inferiores del Jurásico. El contacto con el Keuper suele estar siempre muy mecanizado.

Del escaso metro dudoso de Barremiense de Tarragona pasamos a tener un complejo paquete de calizas y margas en Salomó, desde 1,70 m. a más de 20 m. de calizas, que pasan lateralmente de margas y arcillitas. En otros puntos tenemos 35 m. de materiales en facies "purbeck" antes de los primeros bancos datables como Barremiense. Posiblemente estos 35 m. de facies lacustres corresponden en parte al Barremiense, pero tal como veremos más adelante, podrían estar representados niveles estratigráficos más bajos. Estas facies "purbeck" pasan lateralmente a Dolomías Ferrán.

La docena de metros aptienses de Tarragona llegan a más de 30 m. en Salomó. Las facies arcillosas y yesíferas de "utrillas" parecen incrementar muy poco (4-5 m.) su potencia. Los niveles cenomanenses presentan cambios laterales de facies muy interesantes. Los 10 m. de Dolomías Salud de Tarragona parecen corresponderse más de 20 m. de dolomías tableadas con "hard-ground", (nivel Fd (?)). Los gruesos bancos de calizas con Praealveolina son muy parecidas a las de Tarragona, incluso con la típica banda de intrabiosparitas. Los 17 m. de Turonense de Tarragona quedan reducidos a un par de metros en Salomó, donde rápidamente desaparecen, entonces el Cenomanense finaliza con un pequeño nivel de caliche pisolítico (ESTEBAN 1972). Hacia Vespella el Turonense sufre un incremento de potencia, parece llegar a tener 15 m. En la parte superior de este paquete se inician ya algunas facies del tipo "miembro" Gurugú.

Respecto al Cenomanense es interesante señalar que su parte dolomitizasa cambia lateralmente en la misma zona, pasando en parte a calizas tableadas, bioosparitas y bioopelmicritas.

La "formación" Cent Escales de Tarragona debe correlacionarse con el nivel (Fg) de Salomó, habiendo reducido su potencia a unos 20 m. (?) escasos. Asimismo el "miembro" Gurugú de Tarragona ha desaparecido totalmente en Salomó, probablemente representado por el caliche pisolítico. Aunque parece que el acuñaamiento del Turoniense sea erosivo en gran parte, debe intervenir también una reducción de potencia del material sedimentado, acorde con las reducciones del conjunto "garumniense".

fot.19: Olitoslitos de edad miocena de dolomías Ferrán en matriz margosa, dolomítica y amarillenta. En cotas más altas que la mostrada en la foto aparece progresivamente la estratificación, con dolomías brechoides. Font de la Gabaxa (Bonastre).

fot.20: Caliza barremiense en Salomó, con grandes secciones de Rudistas, y excepcionalmente abundantes fragmentos de pequeños corales arborescentes.

fot.21: Dolomía gris clara del Barremiense Superior de Bonastre. Todavía se observan secciones de pequeños Rudistas, cuyas paredes están rellenas de calcita que puede disolverse parcialmente.

fot.22: Contacto entre las Dolomías Negras y el "purbeck" en Les Peses (Santa Cristina). Se trata de un sistema de cuñas y canales de dolsparitas idiomórficas rojas en calizas blanquecinas.

fot.23: Detalle del anterior contacto. Los romboedros porfiroides se acumulan según grietas, láminas, y en la parte superior del estrato calcáreo.



Fot. 19



Fot. 20



Fot. 21



Fot. 22



Fot. 23

Ya hemos señalado que se conserva totalmente el estilo estructural de Salou-Tarragona. Es sugestiva la idea de relacionar el brusco cambio de orientación del eje sinclinal con la fractura del Estrecho de la Riba. Tendremos que tener en cuenta esta fractura en las reconstrucciones paleogeográficas de la cuenca cretácica.

4.6.- AREA DE SANTA CRISTINA

4.6.1.- ANTECEDENTES

Ya ALMERA (1890) conocía el Urgo-Aptiense de Castellví de la Marca y su fauna coralina. Pero no es hasta BATALLER (1957), que resume los datos del IGME, (1934) Memoria Explicativa Hoja 446, cuando se ofrece la primera descripción general de la estratigrafía y sobre todo, una lista exhaustiva de macrofauna de los yacimientos de Más Tarragó, Coll de Arca, Plá de la Llantía, la Rubiola, Más d'en Calaf, Masarbonés, Les Pesses, Albinyana, y otros de menor importancia. Concluye que la mayoría de estos yacimientos presentan "facies arrecifal" aunque no aduce pruebas suficientes. La estratigrafía del Cretácico la resume en: dolomías inferiores, calizas compactas, calizas compactas cenicientas sublitográficas y calizas margosas blanquecinas intermedias. En total, a toda la "formación" cretácica le atribuye una potencia inferior a los 300 m. y la edad Aptiense (Urgo-Aptiense), con la posibilidad de un Barremiense y un Albiense.

El yacimiento de Masarbonés es el más abundante con 19 especies y 13 géneros de Corales (Phyllocoenia, Coeloria, Hyanophora, Thanastrea, Dimorphastraca, Latimaendraraea, Trochosmilía, Astrocoenia) 25 especies y 14 géneros de Lamelibranquios (Ostrea, Ciprina, Fimbria, Cardium, Trigonia,), Braquiópodos, 4 géneros de Equinidos, 14 especies y 11 géneros de Gasterópodos.....

En la parte alta de Santa Cristina (La Rubiola) cita Toucasia carinata, Polyconites, Cyprina, Turbo y Nerinaea. El yacimiento de Más d'en Calaf con Salenia, Tetragrama, Toxaster, Heleraster, Ostrea, Nucula, Neitheia, Trigonia, Panopaea, Phasianella, Natica, Tylostoma y Terebratula, debe señalarse por la ausencia de formas arrecifales. Los restantes yacimientos, correspondiendo siempre a un mismo horizonte estratigráfico, son menos abundantes.

No conocemos ninguna otra publicación que haga referencia a este Cretácico. ESTEBAN (1969) precisa las facies "purbeck" de edad infrabarremiense, el Barremiense bien desarrollado (de acuerdo con esta Tesis) y el Aptiense muy reducido. En este trabajo las determinaciones micropaleontológicas son muy imprecisos, y los límites de las edades estratigráficas difieren en alguna decena de metros, aunque el espesor total de la serie es correcto, de acuerdo con Bataller. Realiza, un primer intento de estudio petrogenético.

ESTEBAN (1970) estudia en detalle la diagenesis de los bioclastos en el Aptiense Inferior de Santa Cristina. Señala un ciclo ideal de facies carbonatadas:

- a) Dolsparitas
- b) Micritas oscuras con escasos restos orgánicos y algún intraclasto. Dolomitización porfiroide.
- c) Biomicritas oscuras con ostrácodos y finos fragmentos de algas calcáreas.
- d) Biomicritas oscuras con grandes fragmentos de Dasycladáceas, Charáceas, oncolitos y pequeños gasterópodos.
- e) Biomicritas oscuras con fragmentos de Rudísticos, Orbitolínidos, Miólidos, ... Dolomitización porfiroide.
- f) Biomicritas de tonos claros con abundantes Orbitolínidos, Miólidos,
- g) Biopelmicritas y biointrasparitas, semejantes a la anterior y además fragmentos de Equínidos, Oolitos, Rudistas, ...

En el capítulo de diagénesis (2º Vol.) comentaremos ampliamente las ideas sobre la "conversión" aragonitocalcita y la litificación expuestos en este trabajo.

4.6.2.- ESTRATIGRAFIA DE SANTA CRISTINA

4.6.2.1.- El Jurásico

Las dolomías Negras contienen una serie de facies correlacionables con las de Salomó, que describimos en el corte de la Juncosa del Montmell:

Yacente: Arcillitas abigarradas del Keuper.

- a) -30 m. = Dolomías arcillosas gris blanquecinas, algo rosadas, en bancos de 20-40 cm. Dolmicrosparitas y dolsparitas con fantasmas de granos, localmente brechoides.
 - b) -30 m. = Dolomías y calizas dolomíticas tableadas arcillosas, margas dolomíticas, amarillas, rojizas y violáceas, con zonas rojas muy ferruginosas. Fragmentos mal conservados de Braquiópodos, Bivalvos (?)....
 - c) -120 m. = Dolsparitas en bancos gruesos o delgados (10-20cm), de colores gris blancucinos y amarillentos. En varios tramos aparecen fantasmas de oolitos.
- Techo: Alternancias de calizas blancas y dolomías con textura de algas mats fenestral. Facies "purbeck".

Es difícil calcular el espesor total de las Dolomías Negras, pero no debe ser muy superior a los 200 m. La gran cantidad de pequeñas fracturas existentes hacen difícil una evaluación precisa de la potencia y el levantamiento de un perfil completo. Parece evidente que el nivel (b) debe contener los restos fósiles indicados en ROSELL (1961).

4.6.2.2.- El contacto Jurásico-cretácico

Las Dolomías Negras finalizan, también en Santa Cristina, en un "hard-ground" ferruginoso, pero es algo más complejo. Las mejores condiciones de afloramiento se han observado en una pequeña cantera en las inmediaciones del pueblo de Les Pesses, (Lam. 7).

Las Dolomías Negras cerca del techo se hacen muy brechoides, blanquecinas, "recristalizadas" (en realidad de dolomitizadas, calcificadas) y pulvurentas. Aparte de las masas de brechas existen unas diaclasas verticales, hacia arriba más anchas, rellenas de dolomías arcillosas rojizas. Existe una banda de 30 cm. en que las dolomías están intensamente teñidas de rojo ladrillo. Esta banda es muy irregular; asciende y desciende bruscamente parece que por el efecto de las diaclasas rojizas con las que está en contacto. Encima, en medio o debajo de esta banda roja existen bolsadas calcáreos blanquecinos y rojizos, con tendencia a formar lentejones

o bancos. Estas calizas, compactas contienen frecuentemente romboedros rojos de dolomía de hasta 3 mm. de longitud, que son más abundantes hacia arriba del "estrato" y se convierten en una nueva banda de 30 cm. de dolomías (dolsparitas) rojizas, (Fot. 23). Las calizas corresponden a micritas peléticas con pequeños Gasterópodos, Charáceas, y algunas áreas de algal-mats y oncolitos. Los contactos caliza-dolomía rojiza por la parte inferior suelen ser más abruptos. Existen dos o tres ciclos de este tipo, que lateralmente se sueldan, dicotomizan o interrumpen en una diáclasa (Fot. 22.).

Esta zona de transición dura unos dos o tres metros. Hacia arriba tenemos calizas blanquecinas beige en bancos gruesos compactos, semejantes a las descritas en la base de la serie tipo de referencia.

4.6.2.3.- La discordancia jurásica de Bonastre

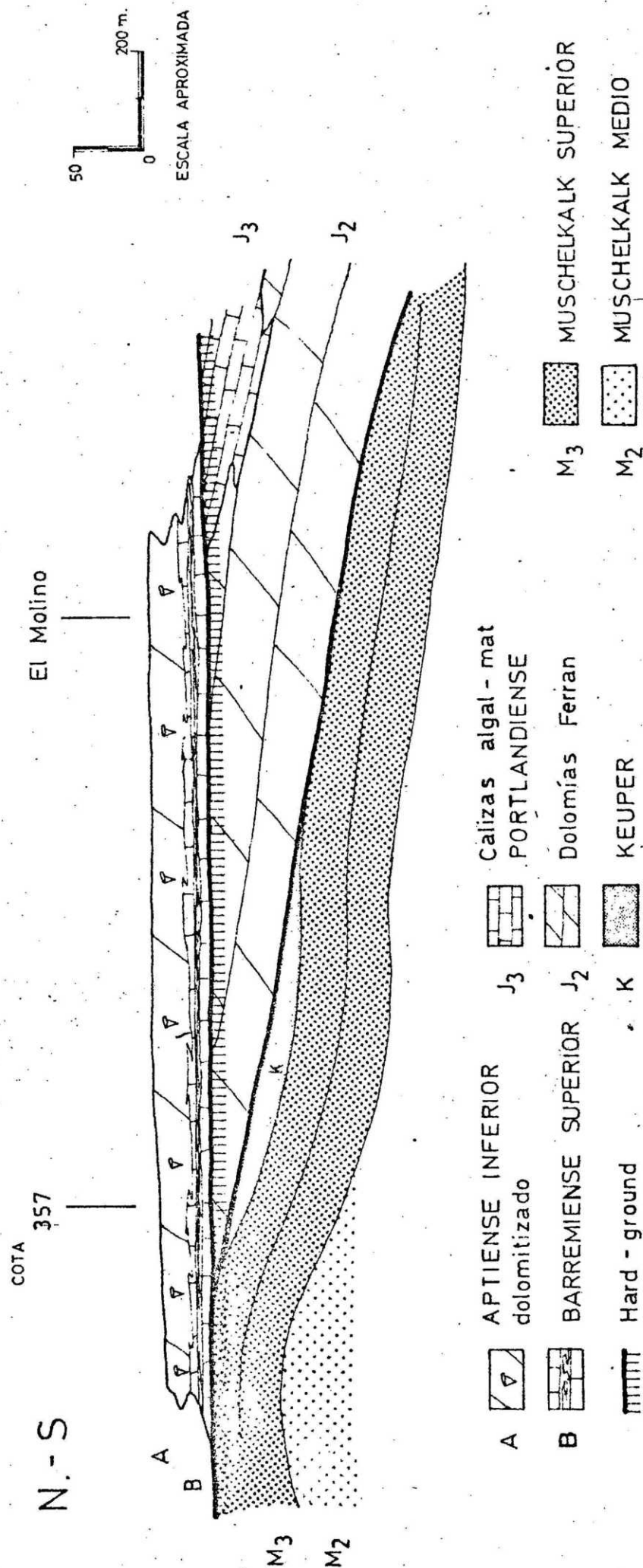
Unos 8 Km. al Sur de la Rubiola (Coll de Santa Cristina), en los alrededores del pueblo de Bonastre observamos por primera vez una serie de hechos complejos asociados, que dificultan enormemente la cartografía geológica de esta reducida zona.

Estamos bastante cerca del área de Salomó (menos de 5 Km. al E), pero aquí la estructura del manchón de Trásico aflorante es más suave. Son pliegues multifracturados, sin secuencias invertidas, y buzamientos en general no sobrepasando los 45. Existe en esta zona un Keuper potente, evaluable en unos 75 m. por lo menos; con todo, el contacto con las Dolomías Negras del Keuper) La potencia del paquete de Dolomías Negras parece no sobrepasar de los 180 m.

Inmediatamente al E del pueblo de Bonastre, en la serie de cerros alineados de N-S que parten del Molino obtenemos el corte de la Fig. 11. De Sur a Norte las Dolomías Negras reducen muy rápidamente

INTERPRETACION DE LA DISCORDANCIA TRIASICO - CRÉTACICO EN BONASTRE

Fig. II



damente su espesor, de tal manera que en el collado de la Cota 270 (camino Bonastre-Albiñana), se han reducido a 4 m. escasos de potencia, situadas entre unos 5m. del Keuper y las calizas y margas con Miliólidos y Orbitolínidos del Barremiense. En otros puntos cercanos el Cretácico se apoya directamente sobre un Keuper muy reducido.

Esta reducción de Dolomías Negras creemos que no puede ser interpretada por efectos de la tectónica, puesto que viene asociada con los hechos siguientes:

En varios puntos, las Dolomías se apoyan directamente sobre el Muschelkalk Superior, sin que se observe en realidad el mínimo rastro de materiales atribuibles al Keuper. Las dolomías Negras se apoyan en otros puntos sobre niveles más inferiores del Muschelkalk Superior, e incluso, parece que muy cerca del Muschelkalk Medio. La cartografía de estos contactos demuestra que no puede ser interpretado por fracturas; en todo caso, deberían imaginarse mantos de corrimiento de gran envergadura.

Otro dato a tener en cuenta es que en la parte alta de las Dolomías Negras se puede observar el paso de las dolomías^{o calizas} blancas compactas, laminadas, estromatolíticas, y con cavidades parecidas a los famosos "stromatactis". Algunas de las láminas son dolomíticas. En Bonastre se ha evaluado en 20 m. el espesor presente de estas calizas. Cuando las Dolomías Negras están reducidas de espesor, no hemos hallado nunca en Bonastre estas calizas estromatolíticas bien desarrolladas (erosión precretácica?).

Con estos datos podemos elaborar una hipótesis provisional. Una fase tectónica entre el final del Triásico, y el Jurásico (Medio? Superior?), produce un relieve muy acusado. Los materiales correspondientes a las Dolomías Negras se depositan en una plataforma con bloques emergidos. Se puede producir un "onlap" muy local sobre estos relieves, siendo entonces posible que en una localidad existan muy pocos metros de dolomías, y en otra inmediata alcancen

su desarrollo normal. Por otro lado, el contacto con los primeros niveles Barremienses presenta un "hard-ground" ferralítico y dolomítico de hasta 40 cm. de espesor, y las calizas del algal-mat estromatolítico están decapitadas según parece en las inmediaciones de los puntos con reducción de Dolomías.

En el área de Garraf tendremos ocasión de aportar nuevos datos a este problema.

4.6.2.4.- El Cretácico de Santa Cristina

La secuencia tipo que a continuación ofrecemos a pesar de las múltiples fracturas que contiene, es una de las más completas de toda el área. Se realiza a lo largo de la carretera de ascenso al Collado de Santa Cristina.

- Yacente: Dolomías Negras. El último banco es brechoide y teñido de rojo intensamente.

- a) - 60 m? = Calizas gris blanquecinas compactas en bancos de 40-80 cm., en ocasiones algo nodulosos. Contienen varios niveles de oncolitos de hasta 4 cm. de diámetro. En la parte central del nivel se sitúan algunos pequeñas intercalaciones margosas amarillento-rojizas, con nódulos pardo-amarillentos de calizas margosas oncolíticas. Son micritas y biomicritas con Charábeas, Gasterópodos y Ostrácodos, con algunas Glomospira, ocasionales.
- b) - 8 m? = Arcillitas rojas ferruginosas, muy compactas y duras en la base, margosas, de tonos amarillentos en la parte superior, con calizas margosas abigarradas, oncolíticas. Localmente puede contener yesos fibrosos.
- c) - 100 m? = Calizas gris blanquecinas compactas en bancos de 40-80 cm. en ocasiones algo nodulosas. En conjunto, de aspecto parecido al nivel (a), pero los tramos oncolíticos están menos desarrollados. Microfacies parecida al (a), además tiene algunas secciones de Clypeina, Cylindroporella, Parece que puede tratarse de una repetición por fractura. De todas maneras el conjunto de los niveles (a), (b) y (c) tienen una potencia difícil de evaluar.

- d) - 11 m. = Calizas beige compactas en bancos de 20 cm. algo ondulados. Biopelmicrita con Miliólidos, Glomospira, Nautiloculina cf. oolítica, Valvulina, Coskinolina sunnilandensis, Orbitolinopsis cuvillieri, Gasterópodos,
- e) - 26 m. = Calizas gris blanquecina compactas en bancos de 40-80 cm. con micritas y biomicritas con Charáceas, Gasterópodos, Ostrácodos, alguna Dasycladácea y Miliólidos.
- f) - 17 m. = Calizas compactas beige, en bancos de 70-1,30 cm. o más. Biopelmicrita o biointramicritas con Miliólidos, Orbitolinopsis flandrini, O. Kiliani, O. Cuvillieri, Coskinolina sunnilandensis, Idalina, Nautitoculina, Nezzazzata, Cuneolina, Everticyclamina, Valvulina, Glomospira,
- g) - 25 m. = Calizas gris blanquecinas como en el nivel (e) que pasan hacia arriba a bancos parecidos al (d) con algunas oscilaciones.
- h) - 45 m. = Compleja secuencia de alternancias, incluso en un mismo estrato, de facies semejantes a los niveles (d) al (g), pero con secciones de Rudistas. Estas secciones (Tousasia?) aparecen asociadas a facies de micritas y biomicritas con romboedros idiomorfos de dolomía. De una manera progresiva, estas bandas o bolsadas dolomitizadas son más frecuentes, de tal manera, que en la parte superior pasan a dolomías grises blanquecinas y masivas. Estas zonas dolomitizadas no siguen la estratificación, lateralmente pasan de una manera brusca a facies calcáreas.
- i) - 15 m. = Dolomías grises con algunas calizas dolomíticas. Facies semejante a la parte alta de (h). Sin embargo las calizas son biointra-(oo)-micritas con Palorbitolina lenticularis, y Orbitolinopsis simplex.
- j) - 30?m. = Paquete de calizas beige y margas amarillas alternando en bancos de 20-50 cm. algo nodulosos. Potencia total difícil de calcular por la presencia de alguna fractura. Los niveles calcáreos corresponden a biomicrita y biopelmicritas con Palorbitolina lenticularis, Orbitolinopsis simplex, Sabaudia, Everticyclamina, Rudistas, En algunos horizontes se acumulan gran cantidad de Orbitolinas. Existen alternancias, en la parte central del nivel sobre todo, con micritas y biomicritas con Ostrácodos, Gasterópodos, Miliólidos, Charáceas, Según BATALLER (1958) contiene Toucasia, Polyconites, Nerinaea, Cyprina, Turbo,
- k) - 15m. = Calizas grises claras, compactas en bancos de 50-80 cm. con algunas margas pardas intercaladas en la parte inferior del nivel. Biomicritas pelíticas con Orbito-

lina (M) texana, Spiroplectamina, Quinqueloculina, Sabaudia, Cuneolina, Simplorbitolina manasi, secciones de Rudistas y algunos Corales.

- Techo: Cubierto por Mioceno y Cuaternario.

El problema más importante de la secuencia de Santa Cristina es el de su potencia. Teniendo en cuenta las numerosas fracturas de la zona y los resultados de la cartografía realizada, podemos evaluar la potencia desde el techo de las Dolomías Negras hasta el nivel (k) en un mínimo de 350 m. algo más de lo supuesto por BATA LLER.

Las potencias de los niveles cretácicos presentes han sufrido un considerable incremento. Las calizas en facies "purbeck", que aparecen en Salomó con 40 a 70 m. de potencia alcanzan más de 100 m. en Santa Cristina, teniendo en cuenta las constantes recurrencias a estas facies. El Barremiense con su veintena de metros en Salomó, tiene alrededor de 120 m. en Santa Cristina. El conjunto Aptiense dobla (60 m.) prácticamente su espesor en Salomó.

4.6.3.- TECTONICA DEL AREA DE SANTA CRISTINA

Aparte del hipotético tectonismo precretácico ya mencionado, la estructura de Santa Cristina es relativamente sencilla. Se trata de un complejo escalón buzando al NW, surcado por multitud de fracturas, la mayoría de ellas de salto inferior a 25 m. La dirección predominante de estas fracturas es NE-SW. Aunque en general la serie es monoclinal, en las proximidades de estas fracturas se dibujan algunos pliegues muy locales.

Una observación rápida de las estrías y estilolitas de esta zona indican una tendencia al movimiento subhorizontal, que precede a un juego subvertical posterior y dominante. El movimiento de estas fracturas tiende a repetir algunos metros de la secuencia estratigráfica. Sin embargo, algunos datos micropaleontológicos parecen sugerir lo contrario.

fot.24 y 25: Facies "purbeck Superior" del perfil tipo de Santa Cristina. Se muestra la disposición de un lentejón de oncolitos ligeramente ordenados según sus diámetros. La matriz es micrítica.

fot.26: Bancos masivos de la parte alta de la secuencia barremiense de Mas Llorenç (Santa Cristina). El techo corresponde a un banco dolomítico y predominan los bancos de Rudistas, niveles de Dasycladáceas, Orbitolina.

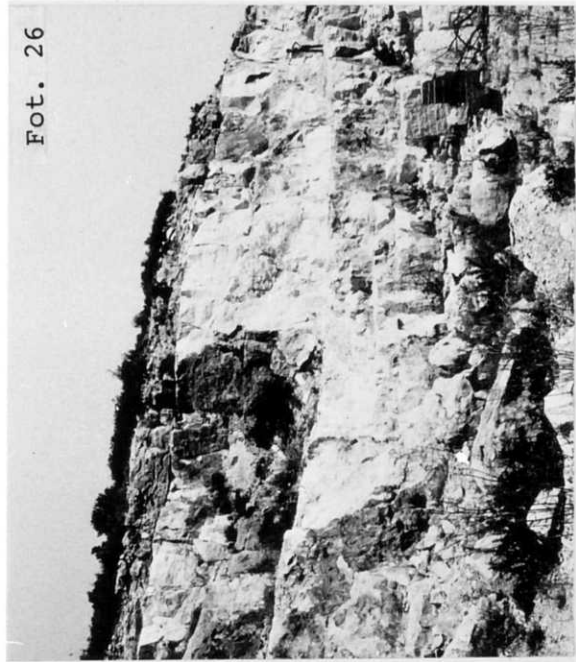
fot.27: Aptiense Inferior de la serie tipo de Santa Cristina. Alternancia de bancos de Rudistas con niveles de Charáceas, Orbitolina, Dasycladáceas y paquetes margosos y nodulosos. La macrofauna (Toucasia, Polyconites, Cyprina, Turbo, Nerinaea) se localiza preferentemente en la base de los niveles duros.



Fot. 24



Fot. 25



Fot. 26



Fot. 27

En el trayecto de Santa Cristina a Bonastre viene ocupado por la pequeña cubeta terciaria de Mas Llorenç. Esta cubeta es alargada de N-S aproximadamente, y comunica al S con los afloramientos triásicos de Bonastre. Esta cubeta y los afloramientos triásicos están relacionados con grandes fracturas, que tienden a elevar al bloque W, aunque no debe descartarse la componente horizontal.

Hacia el NE se sitúa el anticlinorio de Montmell-Juncosa, descrito en LLOPIS (1947). Nosotros añadimos aquí, que las estructuras de Salomó (sinclinales volcados y comprimidos) se prosigue hacia el Montmell gracias a una brusca flexión en los alrededores de Montferri-Rodonyá.

4.6.4.- CONSIDERACIONES SOBRE LA GEOLOGIA DEL AREA DE SANTA CRISTINA.

En esta área el "ciclo" jurásico alcanza gran complicación, con la presencia de las discordancias de Bonastre, los algal-mats es tromatolíticos y oncolíticos, los niveles basales con restos fosilíferos, dolomías muy arenosas, Más adelante, en el área de Garraf volveremos con más datos sobre este tema.

En Santa Cristina la serie cretácica con el Aptiense Superior in cluido alcanza más de 300 m. de espesor; los niveles equivalentes en Salomó, apenas 100 m.

Dado que las facies cretácicas son de tipo muy somero, este extraordinario incremento de espesores implica la localización de un zócalo fuertemente subsidente en contacto con un zócalo estable, correspondiente al conjunto Salou-Tarragona-Salomó. Señalando que la distancia entre Salomó y Santa Cristina no excede la decena de kilómetros, se puede explicar la presencia de olitostromas de Barreniense en el Aptiense Superior de Salomó (niveles Ee, Cb).

Además, en otro corte paralelo al de Santa Cristina, realizado en Masarbonés, dentro del Aptiense Inferior aparece un paquete de 5-6 m. de calizas ocres compactas con Orbitolinopsis del Barremiense. Muy probablemente, se trata de la terminación del, o de los supuestos, olitostromas de Salomó. El corte de Masarbonés presenta además la novedad de unas margas ocre-parduzcas con areniscas ferruginosas y bancos coralinos en el Aptiense Inferior.

Otras variaciones con respecto a la serie tipo aparecen en Masllorens, donde en la parte alta del Barremiense aparecen unos bancos masivos calcareníticos. En Bonastre el contacto con el Jurásico se realiza a la altura del Barremiense Superior. Existen apenas unos 10 m. de calizas y margas con Orbitolínidos sobre las Dolomías Negras. Inmediatamente encima se disponen 20 m. de dolomías gris claras con moldes de Rudistas (Fot. 21). Todas estas variaciones serán tratadas con más detalle en el Volumen II de esta Tesis.

4.7.- AREA DE MARMELLA

4.7.1.- ANTECEDENTES

ALMERA (1895) ofrece la siguiente estratigrafía de la zona de Marmellá.

- a) Dolomía oscura en la base.
- b) Caliza con Bythinia
- c) Caliza con Chámidos
- d) Caliza amarilla ferruginosa con capas margosas muy fosilíferas.

- e) Margas rojas pobres en fósiles.
- f) Margas amarillas fosilíferas.
- g) Caliza compacta en la parte más alta.

El resumen estratigráfico del Cretácico de Garraf y Montmell que establece es:

- | | |
|--|----------------------------|
| 1.- Dolomía con calizas y <u>Paludestrina</u> |] Wealdiense |
| 2.- Dolomía bituminosa lacustre | |
| 3.- Calizas salobres y marinas con <u>Valletia</u> |] Neocomiense Inferior |
| 4.- Calizas marinas con Janira | |
| 5.- Caliza margosa litoral, <u>Pholadomya</u> , <u>Janira</u> : | Necomense Superior |
| 6.- Margas con <u>Toucasia</u> , <u>Polyconites</u> | Barremiense |
| 7.- Calizas y margas, <u>Nautilus plicatus</u> , <u>Acanthoceras</u> : | Aptiense (facies pelágica) |
| 8.- Margas con <u>Trigonia</u> , <u>Heteraster</u> : | Aptiense (Facies litoral) |
| 9.- Margas azules, <u>Anisoceras</u> , <u>Philoceras</u> . | Aptiense Superior |
| 10.- Margas friables amarillas con <u>Orbitolina</u> , <u>Epiaster</u> : | Albiense |

ALMERA (1900) simplifica esta estratigrafía en los siguientes términos:

- Cr 1 : Facies dolomítica 50 m.
- Cr 2 : Facies lacustre con Bythinia, Paludestrina
- Cr 3 : Facies de Rudistas (Matheronia) 40-60 m.
- Cr 5 : Facies arrecifal: Polyconites, Horiopleura.
- Cr 6 : Facies litoral, más de 100 m.

Se aprecia en estos datos una gran imprecisión estratigráfica, tanto en la secuencia, como su datación y espesor. Evidentemente ello se debía a la escasez y poca significación de la macrofauna, los cambios laterales de facies y la tectónica.

La estructura del Montmell se estudia en LLOPIS LLADO (1943, 1947). Determina una serie de pliegues jurásicos de dirección

NE-SW, y con tendencia isoclinal, afectados por otro sistema de pliegues ortogonal (NW-SE) mucho menos desarrollado. No se sospecha en realidad la complejidad del plegamiento, tal como especificamos más adelante. Sin embargo, al estudiar con detalle la fractura de Aiguaviva, aprecia su importancia, estructuras problemáticas y su relación con las grandes unidades regionales. Amplias zonas de trituración en las dolomías, aparecen en su cartografía como afloramientos paleozoicos.

BATALLER (1958 pag. 7) coloca en el Barremiense todas las capas inferiores al nivel de Toucasia, y su base no se puede caracterizar por falta de fósiles. Reconoce facies lacustres con Chara la dolomitización irregular en diversos estratos, margas arcillosas con nódulos de hierro y yeso interestratificado, bauxitas

En las capas más inferiores del Aptiense se sitúan los famosos Polyconites y Horiopleura, con Toucasia, Heteraster, Este nivel de rudistas está inmediatamente debajo al nivel de Acanthoceras y Hoplites de Can Pascual (Castellví de la Marca).

Bataller insiste que los niveles más altos del Macizo del Montmell contienen el Albiense y aún el Cenomanense. ALMERA (1896, pag. 19) había ya citado niveles superiores al Aptiense en Sant Martí de Sarroca. Bataller refiere que los equínidos clasificados por Lambert se sitúan en el Cenomanense Inferior. El hallazgo de crustáceos y cefalópodos confirman la existencia de niveles superiores al Aptiense.

De las tres facies albienses reconocidos por ASHAUER y TEICHMULLER (1935) en el NE español, solo la nerítica con margas con cefalópodos puede invocarse en el Montmell. La facies "utrillas" según todos estos autores queda limitada en el Ebro, pero de todas maneras se reconoce que las Trigonia representan un residuo de las facies "utrillas". Se destaca además que el arrecife coralino de Can Xuech es Albiense-Cenomanense, lo cual coincide con nuestros resultados.

BATALLER (1958) denomina yacimiento de Castellví de la Marca, el representado con los de Can Margades, Can Pascual y San Martí Sarroca. Lamentablemente la fauna se recogió de dos niveles separados en más de 100 m. de potencia, sin especificar localidad ni procedencia. Lo mismo sucede con el denominado de Marmellá, que según nuestras determinaciones, comprende varios horizontes fosilíferos situados entre el Barremiense Superior y el Cenomanense. Puede dar una idea de las características de estos yacimientos el hecho de que en Marmellá tenemos 75 especies de corales y 28 géneros (la mayor parte de ellos en Can Xuech) 12 especies y 9 géneros de equínidos, 27 especies y 17 géneros de Lamelibranquios, 13 especies y 8 géneros de Gasterópodos, además de Belemnites y Amonites, (Acanthoceras, Douvilleiceras bigoureti, Parahoplites tobleri, Stoliczkaia dispar, Platyknemice-ras bassei, Hypacanthophites milletiames).- En el yacimiento de Castellví de la Marca cita 45 especies y 20 géneros de corales, 20 especies y 14 géneros de lamelibranquios y 5 especies y 2 géneros de Gasterópodos.

ESTEBAN (1969) estudia la base de la serie de Marmellá según el barranco de Sant Marc, definiendo desde un Barremiense muy inferior a un Albiense probable. A pesar de que la clasificación y datación de parte de la microfauna es incorrecta, se reconoce la prolongación de las asociaciones de la serie de Santa Cristina. La parte superior de la serie predominantemente margosa, no es estudiada con detalle, indicándose simplemente la posibilidad de una pequeña secuencia margosa muy repetida por pliegues y fracturas,

ESTEBAN (1972 a, b) describe la presencia de caliche de edad paleocena (?) reemplazando materiales de edad aptiense.

4.7.2.- ESTRATIGRAFIA DEL MONTMELL

4.7.2.1.- El Jurásico y su contacto con el Cretácico

Aquí simplemente hacemos referencia a lo anteriormente dicho en Santa Cristina y a ROSELL (1961) para una estratigrafía general del Jurásico. El contacto con el Cretácico es ya más sencillo que lo que hemos visto hasta ahora. Los últimos 20-40 cm. de Dolomías Jurásicas están ligeramente teñidas de un color rosado, igual que los primeros cm. de calizas con Charáceas que inmediatamente se le superponen. La edad de estas calizas, tal como se detalla en el apartado siguiente, es algo dudosa. Parece que abarca desde un Jurásico terminal a un Valanginiense.

4.7.2.2.- El Cretácico del Montmell

La secuencia del Barranco de Sant Marc, realizada a lo largo de la carretera de Sant Jaume dels Domenys a Plá de Manlleu, presenta la serie más completa del Cretácico de la Cuenca Salou-Garraf. (Lam. 8).

- Yacente: Dolomías Negras.

a) - 35m. = Calizas masivas grises, blanquecinas y compactas, con algunas zonas ligeramente dolomitizadas. Son micritas y biomicritas, con algunos niveles calcareníticos, que contienen abundantes Charáceas, Ostrácodos,

pequeños Gasterópodos, Cylindroporella cf. sudgeni, Actinoporella, Salpingoporella annulata, Saccocoma, Spirophthalmidium, Clypeina jurásica, Cayeuxia, Anchispirocycina lusitánica,

- 3m. = Calizas grises oncolíticas en bancos de 40 cm., con Charáceas, Ostrácodos, Gasterópodos pequeños, y algunas Dasycladáceas.
- 12 m. = Calizas gris beige, gruesas compactas, que en la parte superior pasan a calizas rosadas nodulosas en bancos de 20 cm. con abundante arcillita margosa amarilla de interestrato. Microfacies parecida al nivel (a), además, Choffatella decipiens.-

abierto : Conglomerados del Terciario continental. Traslación del corte al fondo del Barranco de Sant Marc.

acente Fractura : Dolomías Negras.

- 25 m. = Calizas gris blanquecinas en bancos compactos de 60 cm. que en algunos tramos son más delgados y nodulosos. Biopelmicritas, dolsparitas, pelbiomicritas y biomicritas con Miliólidos, Actinoporella podolica, Orbitolinopsis cuvillieri, Simplorbitolina? miliani, Pfenderina neocomiensis, Clypeina sp., Trocholína cf. alpina, T. elongata, Pseudotextulariella salevensis, Nautiloculina, Ostrácodos, Equinodermos, Glosmospira, Dasycladáceas,
- 75 m. = Calizas compactas en bancos de 50-80 cm., colores gris blanquecino a gris oscuro. En la parte media del nivel se observan bolsadas de dolsparitas gris oscuras de hasta 4 m. que cortan la estratificación. Localmente con nódulos de pirita. Son micritas, biomicritas y biopelmicritas intraclásticas con Ostrácodos, Charáceas, pequeños Gasterópodos, Dasycladáceas, Miliólidos, Glosmospira, secciones de Ostreidos (,), en algunos puntos, micritas oncolíticas.
- 26 m. = Dolsparita gris oscura sacaróide, masiva. En la base, mediante un contacto independiente de la estratificación, tiene 7 m. de calizas beige compactas en bancos de 40 cm. Son biopelmicritas intraclásticas con Miliólidos, Palorbitolina lenticularis, Sabaudia minuta, Nautiloculina, Orbitolinopsis Kiliani, O. flandrini, O. cuvillieri, Coskinolina sunnilandensis, fragmentos de Rudistas (?), Equinodermos, Políperos, Dasycladáceas, ...
- 22 m. = Calizas beige blanquecinas compactas, en bancos de 40-80 cm., con algunas secciones de Rudistas (?)

Son biomicritas y biopelmicritas en ocasiones intraclásticas, con Miliólidos, Palorbitolina lenticularis, Pseudolituonella, Orbitolinopsis cuvillieri, Nautiloculina oolítica, Cuneolina, Sabaudia minuta, Munieria baconica, Haplophragmium, Everticyclamina greigi, Glomospira, Barkerina, etc....

- h) - 45 m. = Calizas beige claras compactas en bancos de 80-120 cm. Contiene 4 ó 5 horizontes biostromacales de Rudistas. Son biomicritas peléticas e intraclásticas, con algunas zonas dolomitizadas en la parte superior. Contiene Palorbitolina lenticularis, Orbitolinopsis flandrini, Baccinella irregularis, Miliólidos, fragmentos de Equinodermos, Sabaudia, Spiroplectamina, Everticyclamina, Dasycladaceas, etc. ...
- i) - 10 m. = Calizas gris oscuras compactas con manchas que corresponden a acumulaciones y nódulos de Baccinella irregularis. En el sedimento micrítico se observan Quinqueloculina y Ostrácodos. En la parte superior Solenoporáceas, con Glomospira, Bivalvos, Coscinophragma cribo-sum.
- j) - 10 m. = Calizas grises compactas en bancos de 40-60 cm. Pelmicritas y biopelmicritas con Orbitolinopsis flandrini, O. Kiliani, Miliólidos, Cuneolina cf. hensoni, Everticyclamina, Acicularia, Sabaudia, Solenoporáceas,
- TECHO Cota 543 : Traslación del perfil a la casa de les Ventoses,
- k) - 25 m. = Calizas grises a ocre, compactas, en bancos gruesos, y masivos, con fragmentos de Rudistas, Ostreídos, Corales, ... Son biomicritas y biointramicritas con fauna muy parecida al nivel (j). Además se cita O. cuvillieri, Cuneolina cf. scarcelai.
- l) - 40 m. = Margas pardo azuladas con niveles de calizas margosas algo nodulosas, ocre. Las margas son en ocasiones arenosas y micaceas y pizarreñas. Contienen grandes Rudistas (25 cm.) en posición de vida, con algunas Trigonia (?) y un bloque olitostrómico de Dolomías Ferrán de unos 4 m. de espesor. Biomicritas con restos de Molluscos, Miliólidos, Ostrácodos, Corales, Solenoporáceas, Sabaudia, Spiroplectamina, Spirophthalmidium, Præorbitolina cormyi espículas de Esponjas, fragmentos de Equinodermos,
- m) - 10 m. = Calizas margosas amarillentas, pardo-verdosas en fractura fresca, en bancos de 40-60 cm., con Palorbitolina lenticularis abundante. Fragmentos de Rudistas (?), Corales, Briozoos, Orbitolina M. texana parva, O. (M). lotzei, Quinqueloculina, Everticyclamina, Spiroplectamina,

- n) - 10 m. = Calizas grises compactas y masivas, con fragmentos de Corales, Ostreidos, Miliólidos, Orbitolinopsis sp., Baccinella irregularis, Cuneolina, Spiroplectamina, Sabaudia, Coskinolina sunnilandensis, Everticyclamina, Permocalculus inopinatus,
- o) - 50 m. (?) = Margas ocre parduzcas finamente arenosas y micáceas con intercalaciones de calizas margosas algo arenosas en bancos de hasta 50 m. Predominancia de los niveles margosos, y por ello es difícil el establecer la potencia con seguridad. Localmente se presentan horizontes muy ferruginosos y lomóniticos, rojos, que suelen coincidir con arenitas cuarzosas, de cemento dolomítico esparítico. Contienen pequeños bancos de corales arborescentes en posición de vida (20 cm.), Ostreidos abundantes, Gasterópodos (Turritella?), banco de Rudistas, Palorbitolina lenticularis, Praeorbitolina cormyi, Baccinella irregularis, Cuneolina laurenti, Sabaudia, Solenoporáceas, Permocalculus, Munieria bacónica, Haplopragmium, Quinqueloculina, O. (M) texana parva, Everticyclamina, Pseudotextulariella cretosa, etc. , , , , Debe corresponder a alguno de los yacimientos citados en BATALLER (1957).
- p) - 12 m. = Calizas grises compactas en bancos de 50 cm. En la base tiene dolosparitas grises masivas sobre un horizonte ferralítico. La dolomitización forma bolsadas irregulares en el seno de las calizas. Contiene una fauna parecida al nivel anterior, además Baccinella irregularis, Solenoporáceas, Ethelia alba.
- q) - 50 m. = Calizas ocreas algo arcillosas compactas, en bancos gruesos y masivos. En la base existe un nivel de margas ferralíticas rojas con "burrowing". Son Biomicritas intraclásticas con fragmentos de Rudistas, Corales. En la base tienen Palorbitolina lenticularis y O. (M) texana parva, y en la parte alta O. (M.) texanatexana. Además estos bancos contienen Miliólidos, Sabaudia, Everticyclamina, Gasterópodos y horizontes dolomitizados en la parte alta.
- r) - 20 m. = Alternancias de arcillitas pizarreñas y micáceas rojas con calcarenitas de Orbitolinas en bancos de 20-40 cm. ocre rojizos, en ritmos de 2-3 m. Localmente niveles arenitas cuarzosas. Contienen Orbitolina (M) texana texana, Simplorbitolina manasi (transición a S. connulus), Boueina, Acicularia, fragmentos de moluscos, ... La parte central de este nivel está cubierta con conglomerados calcáreos del Terciario, en cuya base se halla un caliche conglomerático y pisolítico, con un nivel rojo intercalado (con "Bulimus?"), descritos en ESTEBAN (1972). A partir de este punto la serie está invertida.

- s) - 67 m. = Alternancias parecidas a las del nivel anterior, intercalándose en la parte alta bancos de 20-40 cm. de dolomías ocre arcillosas con calcarenitas ocre, y "hard-ground" arenosos y ferruginosos. Contienen Orbitolina (M.) texana texana, Neorbitolinopsis connulus, Miliólidos, Boueina, Neomeris, Acicularia, Spiroplectamina, fragmentos de Moluscos, Equinodermos, ... En la parte superior aparecen Aulotortus (P) lenticularis, Baccinella irregularis, Briozoos, ... En el techo de este nivel existe un banco masivo y compacto beige claro con abundantes secciones de Rudistas, Corales, Equinodermos y horizontes laminares de Orbitolinas.
- t) - 100 m. (?) = Niveles bastante cubiertos, que deben corresponder a margas pardo azuladas con algunas intercalaciones de calizas margosas azuladas y amarillentas en bancos delgados, y dolomías ferruginosas ocre (dolspartitas), horizontes de "hard-ground" ferruginosos rojos. Contienen "burrows", bancos de Ostreidos, restos de Equinodermos, Terebratula, Serpúlidos, Corales. Debe corresponder a alguno de los yacimientos de BATALLER (1957) de Casa del Serrallo-Can Xuech. Las microfacies con biomicritas e in biointramicritas con Neoiraquia convexa, Orbitolina concava, Lenticulina, Miliólidos, Pseudotextulariella cretosa,
- u) - 60 m. = Paquete calcáreo de bancos masivos compactos, algunos horizontes brechoides, de colores grises blanquecinos y beige sienas, con Rudistas y algún coral, varios bancos biostromales de Ostreidos, y en la base dolomías, arcillitas rojas. Son biomicritas y biointramicritas con Cuneolina pavonia parva, Miliólidos, Charentia cuvillieri, Pseudotextulariella cretosa, Coskinolina, sp. Cuneolina, Pseudocyclamina rugosa, Glomospira, Lenticulina, En la parte superior aparece Praealveolina (Simplalveolina) simplex, Pithonella sphaerica, Neoiraquia sp., Mayncina d'orbigny,
- v) - 50 m. (?) = Paquete de margas pardo azuladas con algunos bancos gruesos de calizas grises compactas parcialmente dolomitizadas que contienen algunos bancos de Ostreidos. Tramo bastante cubierto, las microfacies con biomicritas y biointramicritas con Miliólidos, Daxia cenomana, Nummuloculina, Goskinolina sp. Haplophragmium, Pseudotextulariella, Glomospira,

- TECHO : Dolomías Ferrán aloctonas, muy recrystalizadas y blanquecinas.

La serie cretácica de Marmellá presenta la sorpresa de su enorme potencia. Existen algunas fracturas que pueden complicar la suce-

si3n en algunos puntos y repetir algunos niveles, con todo ello el espesor de total debe evaluarse en unos 760 m. aproximadamente. El nivel (a) podr3a representar un Jur3sico Superior, y el (c) ya un tr3nsito al Valanginiense. El nivel (d) es Valanginiense. El conjunto Valanginiense y pre-Valanginiense (?) puede llegar a tener unos 80 m. Desde el (e) al (K) tenemos el Barremiense. El episodio lacustre que tal vez representaría el Hauteriviense (cfr. Ramirez del Pozo) es el nivel (e) de 75 m. Desde el (e) al (k) tenemos al Barremiense, con un total de más de 130 m. El Aptiense Inferior se desarrolla entre el nivel (l) y el (q), y parece que tiene unos 170 m. En cambio el Aptiense Superior está representado por unos 20 m. con el nivel (r). Debe tenerse en cuenta que son niveles con una fractura. Ramirez del Pozo señala que el límite del Aptiense es algo confuso, creemos que puede ser debido a contaminación de microfauna en las margas.

El nivel (s) es el Albiense con episodios marinos y 67 m. El Cenomanense, niveles (t) a (v) puede alcanzar los 200 m.

4.7.3.- TECTONICA DEL MONTNELL

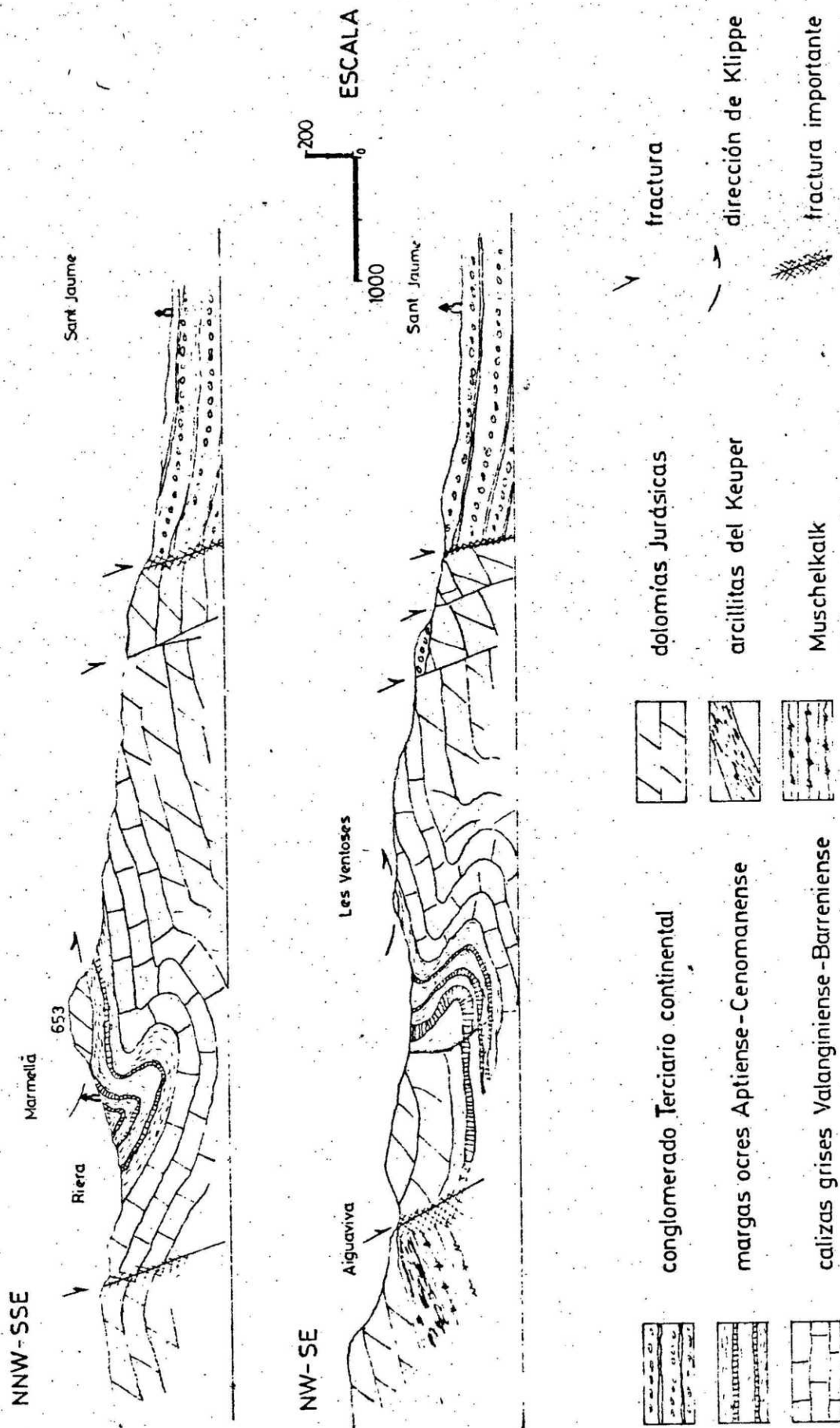
La realizaci3n de la columna es estratigráfica tipo en los alrededores de Marmellá nos dió la sorpresa de que más 250 m. de serie cretácica estaban francamente en posici3n invertida. En el Macizo del Montmell, en los alrededores de Marmellá se vuelve a reproducir el estilo estructural del eje Salou-Tarragona-Salomó (Fig. 7 y 9 Lam. 6), que habíamos perdido en Santa Cristina. Tenemos un gran pliegue anticlinal volcado al NW, formado por las calizas barremienses e infrabarremienses, que cobija un sinclinal muy comprimido, con su flanco SE invertido, formado por margas aptienses a cenomanenses.

En detalle, este pliegue debe ser más complejo que lo que se indica en la Fig. 12. Debe estar asociado a pequeños repliegues, sobre todo en el paquete de margas, como los pequeños y suaves anticlinales en las inmediaciones de Ventosas. Además múltiples fracturas afectan y desnivelan al gran pliegue volcado.

CORTES GENERALES DE LA SIERRA DEL MONTMELL ENTRE SANT JAUME DELS DOMENYS Y PLA DE MANLLEU.

Fig. 12

M. Esteban, 1973



Además tenemos otro elemento estructural que enlaza con la plataforma Tarragona-Salomó: presencia de oolitos de Dolomías Jurásicas. Desde Les Ventoses a la cota 653 al S de Marmellá y los cerros de al S de Aiguaviva existen dolomías alóctonas, muy brechadas, blancas y porosas (dedolomitización). Igual que en las otras localidades es difícil deducir la dirección y procedencia de estos oolitos. De todas maneras parece que proceden del NW, puesto que en principio es la zona donde podemos esperar relieves altos durante el Mioceno.

Para referirnos a la edad de estos accidentes, es interesante recordar el afloramiento de caliche con Microcodium (ESTEBAN 1972). Si tal como parece evidente, este caliche es bastante constante desde Salomó hasta el Congost y se sitúa inmediatamente debajo del nivel de Mediona (con "Bulimus" gerundensis), entonces tiene que admitirse una etapa de plegamiento en el Eoceno Inferior. El caliche con Microcodium y los conglomerados del Terciario suprayacentes fosilizan un relieve plegado con secuencias invertidas. Posteriormente el Cretácico y el conjunto caliche-conglomerados están afectados por fracturas que podemos situar durante el Mioceno, dentro del contexto general de la región.

4.7.4.- CONSIDERACIONES SOBRE LA GEOLOGIA DEL MONTMELL

Ya hemos señalado la sorprendente tectónica y estratigrafía del cretácico del Montmell. Señalemos además que el conjunto recuerda más la geología de Salomó que la de Santa Cristina, sobre todo en los niveles altos. La gran diferencia es el espesor de cada nivel. Dado que las facies son parecidas en general, en Montmell y Salomó, esta gran potencia se explica por una gran subsidencia en el área del Montmell, señalada ya en Santa Cristina.

Un problema evidente es la brusca terminación del Cretácico al NW de las fracturas del borde septentrional del Penedés. La alineación Juncosa-Plá de Manlleu-San Quintin de Mediona, de SW a NE, marca el límite de los afloramientos cretácicos. Al N de esta línea el

Trías está en contacto directo con el Mioceno? y con el Eoceno. Solo en algunos puntos se desarrollan grandes bolsadas de bauxitas sobre las Dolomías Negras. Parece claro que en la desaparición del Cretácico al NW interviene una fuerte erosión pre-eocena. Pero las secuencias cretácicas del Montmell presentan signos de continentalidad desde el Aptiense al Cenomanense (horizontes lateríticos, hard-grounds, bauxitas, ...) Tal vez la gran fractura SW-NE actuaba ya desde finales del Cretácico Medio, tal vez antes.

- Las Bauxitas.

COMBES (1969) estudia con detenimiento la geología de las bauxitas del Maestrazgo oriental y del S de Francia. Hace referencia también en las bauxitas al N del Montmell, resumiendo los datos previos (BATALLER 1918, FAURA y BATALLER 1920, H. SAMPELAYO 1920, CLOSAS 1954, 1957) A.F. LAPPARENT 1950, SAN MIGUEL 1950, 1954, MOTTA y ROCH 1962, ...), sin estudiar con detalle los yacimientos.

La bauxita se sitúa en grandes bolsadas cársticas (la de Aiguamurcia tiene 80 m. de diámetro, 30 m. de profundidad). Todas las observaciones concluyen en que las bauxitas son anteriores al Paleoceno afectadas por varios ciclos de carstificación y resedimentación, que prosiguen hasta la actualidad. La etapa de formación de las bauxitas quedaba enmarcada por el famoso yacimiento de Roca Vidal (ALMERA 1900). Con los datos de BATALLER (1957) y RAT (1960) esta etapa se situaba en el Barremiense Superior-Aptiense Inferior, aunque Combes insinúa acertadamente que en Roca Vidal esta etapa es inferior. En Roca Vidal, los datos precedentes indicaban que después del pequeño episodio bauxitífero la sedimentación masiva continuaba hasta por lo menos el Aptiense Superior. Pero en cambio los yacimientos de la Llacuna-Aiguamurcia indican que aquella zona continuó casi siempre emergida hasta las calizas de Alveolina del Eoceno, siendo las bauxitas originales erosionadas, redepositadas y carstificadas. Finalmente, Combes señala el problema de determinar si el zócalo de las bauxitas estuvo emergido antes del Barremiense-Neocomiense.

En nuestra Tesis se aportan nuevos datos para la geología de estas bauxitas. En Santa Cristina ya vimos una intercalación de arcillitas rojas, ocasionalmente con yesos y nódulos ferruginosos, con evidentes indicios lateríticos (según la terminología de Combes), aunque no se han observado nódulos pisolíticos abundantes. Se halla por debajo del Barremiense marino datado, y su edad debe situarse entre el Valanginiense-Hauteriviense y tal vez el Barremiense Inferior. En Roca Vidal, esta etapa laterítica es de menor potencia, y estratigráficamente se sitúa en la misma base del Barremiense Superior, sobre unas dolomías con restos de Rudistas (?). En la serie de Marmellá encontramos una etapa dolomítica en la misma posición estratigráfica pero sin indicios lateríticos. En Santa Cristina la etapa dolomítica es mucho más alta. En el techo del Barremiense, también sin indicios lateríticos, igual que en alguna secuencia parcial de la zona del Montmell. En Salomó, la etapa dolomítica y los indicios lateríticos varían mucho de posición estratigráfica. No existe una etapa determinada de lateritización en la cuenca. El espectacular horizonte laterítico intrabarremiense de Vandellós viene precedido por pequeños hard-grounds ferruginosos y con "borings" desde el Valanginiense Superior.

De lo dicho hasta ahora podemos resumir de momento, que muy posiblemente en la mayor parte de la cuenca cretácica que estudiamos se produjeron emersiones esporádicas, dolomitizando y/o laterizando sedimentos calcáreos. Estas emersiones fueron mucho más prolongadas al N de la línea Juncosa-Sant Quintín de Mediona, sobre todo a partir del Aptiense. Podemos imaginar que la fractura Juncosa-Sant Quintí, actuaba desde la base del Aptiense. Con este modelo se entiende además la producción de olitostromas en el Aptiense y el Mioceño. En ningún caso podemos pensar en un suave bisel sedimentario en la cuenca cretácica.

Por otro lado hemos de añadir que en el techo de las bauxitas antes que las calizas blancas con Alveolina, se intercalan unas calizas pisolíticas, algunas de las cuales son caliches con Microcodium, relacionándose con los yacimientos de ESTEBAN (1972).

4.8.- AREA DE GARRAF

4.8.1.- ANTECEDENTES

ALMERA (1895 pag. 565) da la siguiente serie del Eocretácico para las Costas de Garraf y Villanueva:

- 1º.- Dolomías oscuras, alternando con calizas negruzcas de agua dulce. 120 m.
- 2º.- Calizas bituminosas oscuras. 20 m.
- 3º.- Alternancia de calizas salobres y marinas, con Chámidos y Ostreidos. 100 m.
- 4º.- Calizas blanquecinas. 100 m.
- 5º.- Calizas margosas. 150 m.
- 6º.- Margas y calizas amarillentas con Orbitolina. Más de 500 m.

Total 1.890 m.

Desde BATALLER (1922) a LLOPIS (1947) se pensaba que la cuenca jurásica cerraba en Salou. ALMERA (1890) describió unos materiales del Malm en las Costas de Garraf, nivel que más tarde demostró pertenecía al Cretácico (ALMERA 1897). ALMERA (1900) y FAURA (1922) citan de nuevo el Jurásico en San Quintín de Mediona, que más tarde ALMERA (1953) atribuyó al Cretácico.

LLOPIS (1947) data como Retiense-Lías las dolomías brechoides de la base del Cretácico de Garraf. Hace llegar este Retiense hasta el Congost (Montseny). Con todo la mayor parte de autores continúa pensando que las dolomías del "Supra Keuper", e "Infracretácico" son en su mayor parte cretácicas.

RAT (1969) revive en Garraf el antiguo problema del Wealdiense, al datar un Jurásico terminal o Cretácico basal con Dasycladáceas ("purbeck"). CALZADA y VIA (1971) concluyen que no son pruebas evidentes los datos de Rat, y que estos materiales parecen bien datados como Barremienses o Aptienses. Más tarde CALZADA (1971 ó 1972) rectifica estas conclusiones, admitiendo plenamente un Jurásico ("purbeck") en Garraf, al comprobar la edad portlandiense berriasiense (Clypeina jurassica - Favreina salevensis) de unas capas calcáreas debajo de las dolomías basales. ROSELL (1961) se pregunta si las brechas dolomíticas de la base del Cretácico de Garraf, son en realidad Lías Medio.

FERRER (1966) es el primer estudio micropaleontológico del Cretácico de Garraf. Es de carácter local sobre una secuencia reducida. Aunque no se resuelve el problema general de la zona se señala por primera vez las típicas asociaciones de Orbitolínidos - Dasycladáceas - Miliólidos - Lituólidos - Valvulínidos, etc.

Se sitúan incorrectamente las muestras estudiadas en el Aptiense Superior - Albiense Inferior.

RAT (1969) aporta una visión general de la estratigrafía del Cretácico de Garraf. Encima de las "dolomías supratríásicas" señala unas calizas "purbeckienses" con Charáceas, Ostrácodos, Dasycladáceas. Sucesivamente se sitúan las zonas de:

- a) - Cuneolínidos y Dasycladáceas sin Orbitolínidos
- b) - Cuneolínidos y Dasycladáceas con Orbitolínidos
- c) - Pequeños Rudistas tipo Matheronia con Orbitolínidos
- d) - Toucasia y Orbitolina.

Las calizas "purbeckienses" son atribuidas al Jurásico Superior. El nivel (a) al Valanginiense - Hauteriviense; el nivel (b) y (c) al Barremiense y el nivel (d) al Aptiense.

CALZADA (1972 b) determina micropaleontológicamente el Valanginiense en la Pleta (Garraf), y señala además un probable Hauteriviense. En la actualidad, este autor está estudiando la estratigrafía y paleontología de Garraf, con especial referencia a la fauna de Braquiópodos y algunos resultados han aparecido ya publicados en CALZADA (1972 a).

El primer estudio estructural de Garraf se debe a LLOPIS (1947, 1943, 1947). Analiza la acción de las grandes fracturas, algunas ya señaladas por anteriores autores, y resalta la importancia en el movimiento del bloque de las numerosas diaclasas y fracturas de salto centimétrico, formando en conjunto una gran y suave bóveda basculada.

SANTANACH (1973, en prensa) ensaya nuevos métodos de análisis microestructural, especialmente los de la "deformación discontinua" llegando a estas importantes conclusiones:

- La primera fase, de "compresión", presenta un eje principal de acortamiento Z_1 subhorizontal, de dirección variable en el espacio y probablemente, en el tiempo. La dirección intermedia Y_1 es subvertical, lo que implica un predominio de las fallas con movimiento horizontal sobre las inversas. La dirección de alargamiento es perpendicular a las anteriores, subhorizontal. La rotación de Z , es compleja y parece ocurrir en el plano horizontal, sin excluir también la rotación en sentido vertical.

- La fase de "distensión", posterior, queda bien definida con un eje Z_2 subvertical, X_2 subhorizontal de dirección NW-SE (aproximadamente perpendicular a las grandes fallas normales regionales)

e Y₂, subhorizontal de dirección NE-SW, en los dos afloramientos estudiados.

4.8.2.- ESTRATIGRAFIA DE GARRAF

4.8.2.1.- El Jurásico

En las zonas de máximo desarrollo de esta unidad, sector meridional, observamos la siguiente sucesión de abajo a arriba: (Lam. 10)

- YACENTE: Materiales del Keuper.

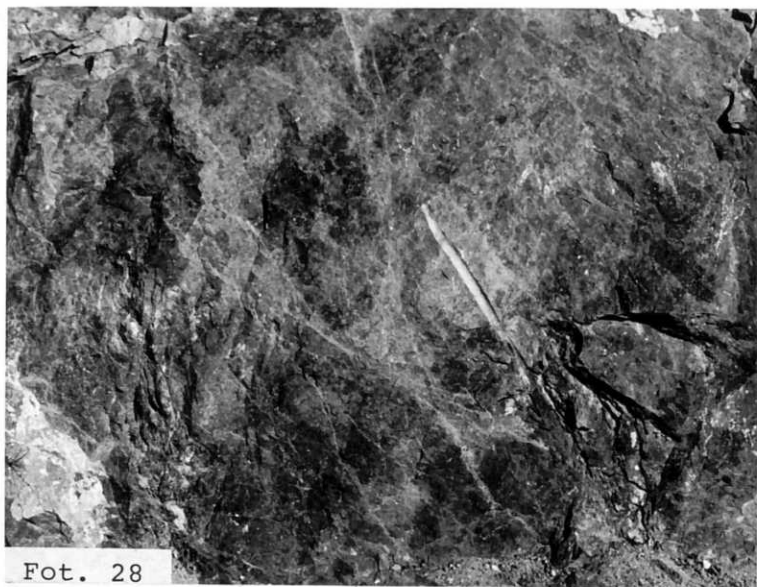
- a) - 0-40 m. = Brechas de matriz calcárea ocre de cantos dolomíticos, angulosos y subángulosos, de 1-5 cm. de diámetro y procedentes en su mayor parte del Triásico. Frecuentemente de apariencia cavernosa de redisolución y teñida de tonos rojizos. Este nivel es extraordinariamente variable. En algunos puntos alcanza los 40 m. de espesor (Terradelles), formando grandes bolsas que desaparecen rápidamente en sentido lateral. Generalmente tiene un espesor de 5-10 m., encima del Keuper, aunque en algunos puntos descansa directamente encima del Muschelkalk Superior (Terradelles, Vall d'en Joan), (Lam. 9, Fot. 34 y 35).
- b) - 190 m. = Dolomías Negras. Nivel muy característico y destacable en el paisaje por su color y estratificación masiva, cavernosa. Podemos distinguir las siguientes facies:
- 1.- Dolosparitas: Dolomías grises de grano grueso con restos de oolitos en bancos de 30-60 cm. Total 30 m.
 - 2.- Dolomicrosparitas asfálticas: Dolomías negras de grano fino con intercalaciones e impregnaciones de margas negras con cristales de pirita. (Fot. 28). Bancos de 20 cm. total 40-60 m. Alguno de estos niveles debe contener los dientes de Terópodos citados por CALZADA (1972).
 - 3.- Dolsparitas arenosas gris oscuro en bancos masivos brechoides en ocasiones. Los granos detríticos de cuarzo pueden ser localmente muy abundantes, incluso con cantos de 0,5 cm. y con cross-lamina. Total 50 m. (Fot. 30).
 - 4.- Dolsparitas y dolmicrosparitas laminadas (1-10 cm) de tonos gris a negro, bancos masivos a gruesos. En las laminaciones se reconocen mud-craks y algalmats estromatolíticos. En la parte superior aparecen progresivamente láminas calcáreas intercaladas,

fot.28 y 29: Dolomías Jurásicas masivas, (j2) muy fétidas, de color gris oscuro y negruzco. Presencia de cavidades geodicas rellenas total o parcialmente por calcita. En algunos puntos se observan brechas dolomíticas. Playa de Castelldefels, Garraf.

fot.30: Dolomías jurásicas en bancos gruesos, con limo de cuarzo detrítico y restos de laminación cruzada. Camino de la Pleta, (Garraf).

fot.31 y 32: Dolomías laminadas de la parte alta del nivel J2. Camino de la Pleta, (Garraf).

fot.33: Calizas laminadas del Portlandiense, (J3), Camino de la Pleta (Garraf). Contienen algal-mats laminados, mud-cracks con aureolas de oxidación, láminas gruesas de micrita.



Fot. 28



Fot. 29



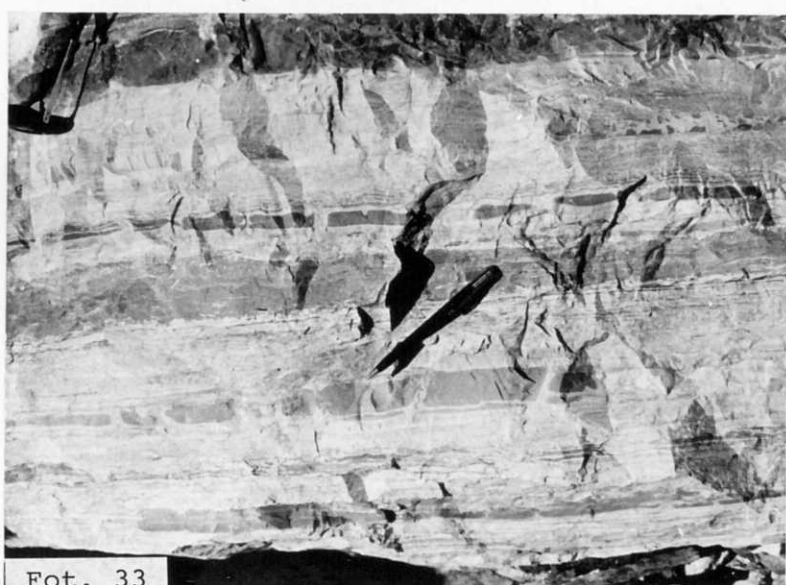
Fot. 30



Fot. 31



Fot. 32



Fot. 33

fot.34: Discordancia angular infrajurásica en el Fons de les Terradellles (Garraf). M3: Muschelkalk Superior, J1: Brechas calcáreo dolomíticas basales, J2: Dolomías oolíticas y asfálticas, J3: Calizas laminadas, algal-mat portlandiense, C: Cretácico Inferior. Nótese la ausencia del Keuper.

fot.35: Vista de la misma discordancia sobre la Vall d'en Joan. Obsérvese el incremento de potencia del nivel J2.

fot.36: Discordancia angular de les Agulles-Coll Sostrell. A la derecha de la imagen el Keuper es muy potente pero desaparece progresivamente hacia Coll Sostrell.

Fot. 35



Fot. 36



fot.37: Vista general de la discordancia de la Vall d'en Joan, y su comunicación con el Fons de les Terradelles. Mismos símbolos que en fot.34.

fot.38: Panorámica de les Agulles-La Desfeta (Garraf), similar a fot. 36. En La Desfeta está totalmente ausente el zócalo dolomítico. Despues de un delgado nivel de Keuper y algal-mat laminado (J3) se disponen calizas con Dasycladáceas del Cretácico Superior.

Fot. 37



Fot. 38



y tanto en sentido vertical como lateral pasamos de una manera difusa al nivel siguiente. Total 50 m. (?) (Fot. 31 y 32).

El aspecto local del nivel de Dolomías Negras puede ser variable como resultado de la meteorización kárstica actual. Así es frecuente observar la desaparición total de la estratificación en las plataformas elevadas, al mismo tiempo que los detalles texturales descritos se reemplazan por una masa muy porosa y brechada, con intensa dedolomitización (dolomías sucrosas).

4.8.2.2.- La discordancia Jurásica

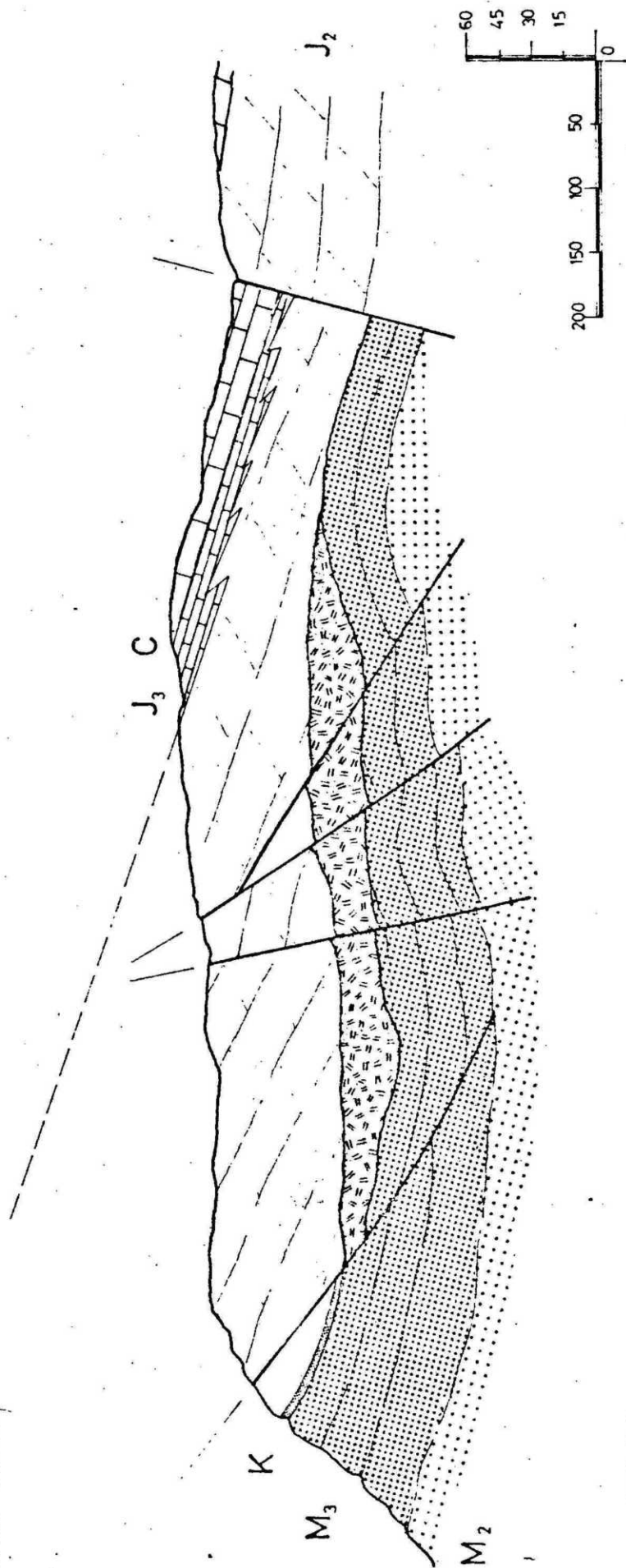
En algunos puntos las Dolomías Negras descansan directamente sobre el Muschelkalk Superior, e incluso parecen discordantes con él. LLOPIS (1947, pag. 239) había ya señalado la presencia de estos contactos "no normales", precisando además que en la cumbre de La Desfeta (sector oriental de Garraf) las calizas con Matheronia descansaban directamente encima de un Keuper reducido y desprovisto de la cobertera dolomítica del infracretácico. Esta aparente discordancia angular ha sido discutida detalladamente por VIRGILI (1958, pag. 340) e interpretada por dicha autora como el producto de una tectónica "intracutánea", que explica en virtud del diferente comportamiento mecánico de los materiales triásicos y el conjunto cretácico.

En resumen, en el contacto triásico-cretácico se ha admitido la existencia de una tectónica de laminaciones del Keuper y de las dolomías jurásicas que evitaría el tener que aceptar la existencia de una fase erosiva supratriásica que explicase la anomalía de este contacto (VIRGILI 1958).

En ESTEBAN y JULIA (1973) se demuestra la presencia de una discordancia erosiva jurásica en los Catalánides, que explica adecuadamente estos contactos "no normales", sin que ello se quiera negar la posible existencia de una tectónica laminar en la región.

INTERPRETACION DE LA DISCORDANCIA DE LA VALL D'EN JOAN-TERRADELLES.

S.E.- N.W.



C VALANGINIENSE — Calizas

K KEUPER

J₃
J₂
J

Calizas algal-mat
Dolomías Negras
Brechas calcareo-dolomíticas

MUSCHELKALK

Superior
Medio

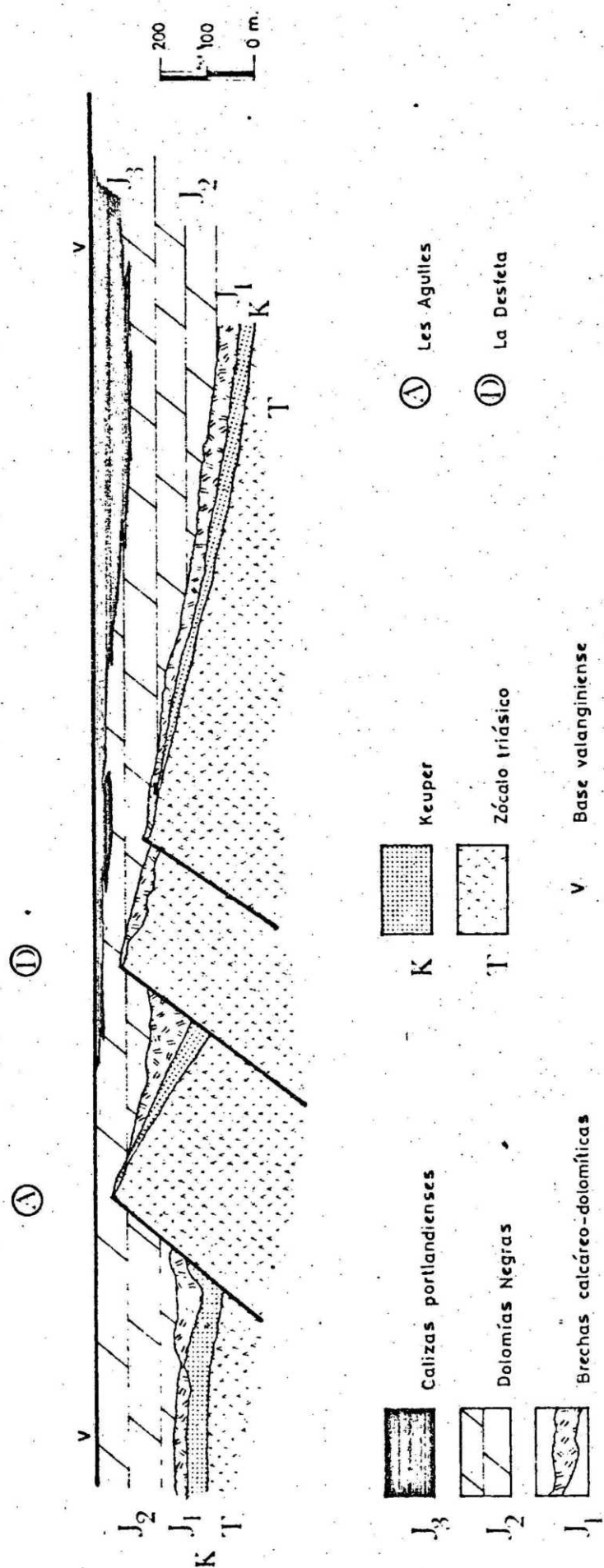
DOLOMITIZACION

Fig. 13

Fig. 14

INTERPRETACION DE LAS DISCORDANCIAS INTRAJURASICAS

NW-SE



A continuación describimos dos cortes de detallé en los que se observa claramente las anomalías del contacto Trías-Jurásico-Cretácico. El primero se ha obtenido en Vall d'en Joan-Fons de les Terradelles y se compone de dos perfiles en ángulo recto.

Remontando el margen derecho de la Vall d'en Joan se observa la total desaparición de un delgado (5 m.) nivel del Keuper debajo del potente paquete dolomítico (120m.). Parece evidente también que el Muschelkalk Superior pierde aquí sus niveles más altos, de una potencia de unos 60 m. se reduce a 30 m. escasos. Lo más interesante es que sustituyendo al Keuper existen unas potentes brechas calcáreas (J1) de hasta 30 m. de espesor. Estas brechas erosionan y cortan los estratos del Muschelkalk Superior (Fot. 35 y 37).

En el Fons de Les Terradellas el corte, perpendicular al anterior, es todavía más explícito. En él observamos las brechas del Jurásico, (J1) que fosilizan los niveles inferiores del Muschelkalk Superior y alcanzan su potencia máxima, 50 m. Encima de ellas se sitúan los niveles del J2, dolosparitas, que pasan hacia arriba a dolosparitas y dolmicrosparitas asfálticas. (Fot. 34 y 37).

Los últimos niveles del tramo J2, que tiene aproximadamente 50 m. de espesor, están ya laminados y se observan en ellos Mud-craks. Todavía existen, por encima de los mismos, 15 m. de calizas J3 con algal-mats estromatolíticos e intercalaciones de dolomías, antes de llegar a las calizas Valanginienses. En este corte se observa además que las dolomías del J2, están en discordancia angular sobre las brechas del J1 y fosilizan al Muschelkalk Superior. En la Fig. 14 se ofrece la interpretación obtenida de estos cortes. Aunque existen numerosas fracturas que afectan indistintamente al Trías, Jurásico y Cretácico ninguna parece estar relacionada con la desaparición del Keuper y de las brechas del J1.

En el cerro de La Desfeta no hemos hallado ninguna sección de Mathersonia. La mayor parte de la cumbre de la Desfeta está ocupada por las calizas laminadas del J3, que ocasionalmente llegan a formar un algal-mats dolomítico. Estas calizas soportan un delgado paquete (5 m.) de calizas con restos de Dasycladáceas, Ostrácodos, y peque-

ños Gasterópodos, que pueden ser ya Valanginienses. En algunos puntos se observan retazos de brechas del J1 directamente encima del Muschelkalk Inferior. El contacto entre las calizas laminadas del J3 y un delgado nivel del Keuper (5 m.) está cubierto. (Fot. 36 y 38).

Es conveniente señalar que algunas de las calizas laminadas del J3 son prácticamente idénticas en el campo, a algunos niveles del Muschelkalk. Cabe la posibilidad de que en zonas próximas de tectónica compleja se puedan cartografiar erróneamente como Muschelkalk, afloramientos pertenecientes al Jurásico.

Interpretación.-

De momento hemos observado en dos zonas reducidas (Garraf Oriental y Bonastre) distantes unos 40 Km., una serie de fenómenos similares que podemos resumir así:

- Desapariciones absolutas y bruscas de Keuper junto con parte del Muschelkalk Superior, sin que parezca jugar un papel importante la supuesta tectónica intracutánea.
- Presencia de bolsadas de brechas calcáreas y dolomíticas con elementos triásicos y dolomías jurásicas en contacto basal erosivo sobre el Muschelkalk, con espesores de hasta 50 m. cuando el Keuper falta. Estas brechas sugieren derrubios de pendiente.
- Las calizas laminadas del J3 están muy reducidas por dolomitización parcial al norte de una hipotética línea trazada entre Bonastre y Begues. Al sur de esta línea pueden alcanzar desarrollos de más de 150 m.

De todo lo expuesto parece deducirse que las dolomías jurásicas (J2) con su techo de calizas laminadas (J3) se depositaron en una plataforma inclinada aproximadamente al SE, explicando así las aparentes discordancias angulares y un cierto "onlapping" de facies dolomíticas y calcáreas.

Esta plataforma estaría formada por un mosaico de bloques triásicos basculados, con sus niveles superiores más o menos erosionados, y recubiertos irregularmente por las brechas del J1. El hecho de que estas brechas contengan elementos triásicos y jurásicos exige el desmentelamiento erosivo del Trías cuando se habían depositado ya algunos metros de dolomías encima del Keuper.

La idea de una plataforma basculada formada por bloques triásicos y las brechas J1 viene corroborada también por el estudio de detalle de las calizas laminadas del J3. Estas representan claramente un "tidal-flat", supra-inter litoral, en el que la escasez de ritmos sublitorales sólo puede explicarse por la deposición de una plataforma litoral subsidente.

La cartografía que estamos realizando en las zonas de Bonastre y al NW de Begues indica la presencia de estructuras triásicas fosilizadas por las Dolomías Jurásicas, las cuales pueden descansar discordantes sobre el Muschelkalk Medio. En Bonastre, incluso el Barremien se Superior puede llegar a fosilizar directamente al Muschelkalk. Todo ello implica una intensa fase erosiva después de una etapa de fracturación en áreas muy localizadas.

La discordancia erosiva; objeto de esta nota, la correlacionamos con la emersión general que ocurrió en el inicio del Malm, afectando a la mayor parte de la cuenca ibérica (CANEROT 1971, BULARD et al 1971). La comparación de nuestros materiales con los del Maestrazgo plantea la posible presencia del Dogger en Garraf. No obstante hay que admitir que se halla presente y bien desarrollado el techo del Malm. Por otro lado las brechas basales son fácilmente atribuibles al Lías y están separadas del resto por una discordancia erosiva.

4.8.2.3.- El Cretácico de Garraf

El Macizo de Garraf es una unidad aparte dentro de la cuenca sedimentaria que venimos estudiando. Los niveles estratigráficos presentan notables variaciones de facies y potencias, dentro de unas características generales que están bien representadas en el corte estratigráfico más oriental, el de Castelldefels-Vallcarca, que escogemos como serie tipo de referencia.

- Yacente: Dolomías Jurásicas, masivas y brechoides, de color gris oscuro, y con algunas zonas laminadas.

- a) - 20 m. = Caliza compacta gris oscura y fétida, con zonas de dolomías gris. La parte inferior tiene algunos horizontes de caliza dolomítica rosada. La parte superior es una brecha de calizas y dolomías de color negro y fétida. Son micritas y micritas peléticas con textura fenestral y escasas secciones de Cylindroporella sp.
- b) - 74 m. = Calizas grises compactas muy oscuras y fétidas, laminada (Láminas de 0,3 - 2 cm.) dispuestas en bancos masivos de 1 m. Contienen varios tipos de algal-mats, estromatolitos, mud-craks, con "flatpebbles conglomerates", con dolomitización según las láminas y grietas del mud-crack. Son micritas con pellets, algunos de ellos presentan envueltas oolíticas. Texturas fenestral bien representadas. Contienen Ortonella, Ostrácodos, Glomospira, Clypeina jurassica, pequeños valvulínidos, fauna en conjunto muy poco abundante. (Semejante a Fot. 33).
- c) - 25 m. = Calizas gris oscuras compactas y masivas, con pequeños niveles brechoides y abundantes secciones de Gasterópodos y Ostrácodos.
- d) - 70 m. = Caliza gris oscuras en bancos gruesos y compactos, con niveles oncolíticos y brechoides, Gasterópodos fragmentados, Ostrácodos. Son micritas y dismicritas con Cylindroporella y Clypeina.
- e) - 175 m. = Calizas masivas compactas gris oscuras y negras, con dolomitización irregular en la base, abundantes niveles laminados (algal-mats, fenestral). Parece que se trata de una repetición parcial del nivel (b) por medio de una fractura. Son micritas y biointramicritas oolíticas con dolomitización más o menos desrollada. Contienen Trocholina elongata (?), Nautiloculina oolítica, Glomospira, foraminíferos biserialados, pequeños Valvulínidos, Quinqueloculina, Ostrácodos. En la parte superior aparecen Permocalculus y

Charáceas, además facies bastante dolomitizadas, con Clypeina, Cylindroporella, Gasterópodos, Algunos pellets se identifican como Favreina salevensis.

- f) - 225 m. = Calizas grises oscuras masivas y compactas, con algunos niveles más delgados hacia la parte superior, Presentan unos seis bancos biostromales de pequeños Rudistas. Son micritas y biomicritas intraclásticas Miliólidos, Choffatella, Barkerina, Glomospira, Charáceas, foraminíferos biseriados, pequeños Valvulínidos, Actinoporella, Macroporella, Acicularia, con secciones de Gasterópodos. Hacia la parte alta aparecen Coskinolina sunnilandensis elongata, Orbitolinopsis Kiliani, O. cuvillieri, Cayeuxia, Clypeina, Salpingoporella annulata, Sabaudia minuta, Idalina, Haplophragmium, Valvulina, fragmentos de Equinodermos,
- g) - 2 m. = Banco compacto de bioosparita intraclástica con Choffatella, Miliólidos, Barkerina, Nezzazzata, Biseriados, Acicularia, Ostrácodos, Gasterópodos, Charáceas, Glomospira, fragmentos de Moluscos,
- h) - 250 m. (?) = Calizas compactas gris oscura a gris claras en la parte alta, en bancos de 35-60 cm. Presentan complejas alternancias de facies de Dasycladáceas, Charáceas, oncolitos, Gasterópodos con Miliólidos, Rudistas y Orbitolínidos. En la parte media del nivel se observa un estrato de 80 cm. de arenitas arenosas amarillentas azoicas. Mediante un nivel relativamente rico en Rynchonella la serie se traslada al mismo pueblo de Garraf. Son biomicritas, con biopelmicritas y biointramicritas sobre todo en la parte superior. Contienen Macroporella, Trochamina, Cuneolina hensoni, Clypeina, Cayeuxia, Actinoporella podolica, Cylindroporella, Chofatella, Orbitolinopsis kiliani, O. flandrini, Barkerina, Glomospira, Miliólidos, Dasycladáceas abund antes, Pseudolituonella, Sabaudia,
- i) - 150 m. = Calizas gruesas y masivas, compactas, de colores grises y beige claros, con varios bancos de Rudistas grandes y potentes en la parte superior. En la parte central existe un nivel dolomítico de 6-7 m. de espesor. Alternancias de facies de Dasycladáceas, Ostrácodos, Charáceas, Gasterópodos y oncolitos con las de Rudistas Orbitolínidos, Son biomicritas, biopelmicritas, biointramicritas con algunos horizontes biointrasparíticos oolíticos. Contienen fauna parecida a la del nivel anterior, pero además, Palorbitolina lenticularis, Baccinella irregularis, Bríozaos, Nautiloculina oolithica, Everticyclamina greigi, Corales,...
- j) - 40 m. = Calizas compactas de color beige claro en bancos de 50cm. progresivamente más arcillosas y granudas, en

bancos más delgados. En la base niveles con burrowing. Son biopelmicritas con Espículas de Esponjas silíceas, restos de Equinodermos, Lenticulina, Tritaxia, Sabaudia minuta, Marsonella, Haplophragmoides, Palorbitolina lenticularis, Miliólidos, Hedbergella,..

- k) - 120 m. = Margas y margo calizas en paquetes de unos 30 m. bancos de 40-50 cm. colores gris azulados, amarillentos por alternación. Fauna parecida al nivel j), pero con una marcada predominancia de planctónicos en algunos niveles con glauconita escasa, y señales de bioturbación.
- l) - 40 m. = Calizas beige claro compactas, en bancos de 40-70 cm. Son biopelmicritas intraclásticas y biointrasparitas, con episodios arrecifales de Baccinella, Corales, y algunos Rudistas, son Solenoporáceas, Permocalculus. Además contienen Orbitolina M. texana texana, Quínqueloculina, Arabicodium, Equínidos, Cuneolina, Nautiloculina, Haplophragmoides, Valvulina, Everticyclamina, Nezzazzata, Idalina, Sabaudia,

- TECHO : Cuaternario de Camp d'Assens.

Con los datos aquí expuestos resulta que en Garraf tenemos por lo menos 1.150 m. de Cretácico hasta llegar a las Dolomías Negras. De acuerdo con las ideas tectónicas que tenemos de este macizo, dadas las numerosísimas fracturas que existen, debemos suponer una potencia estratigráfica real inferior a la aparente medida, tal vez incluso hasta un 20 % menos. Ello puede ser cierto sobre todo para los niveles inferiores al (k). De todas maneras podemos suponer por lo menos una potencia total de más de 800 m. Los materiales equivalentes de Marmellá, no alcanzan los 400 m.

Los niveles (a), (b), (c) y (d) corresponden a un Portlandiense en facies "purbeck", que coincide con los niveles de ALMERA (1889) y CALZADA (1972). Aunque las mismas facies estromatolíticas prosiguen en el nivel (e) este debe considerarse ya Valanginiense, que en este corte no es muy clara su datación, pero su microfacies es idéntica a la del Valanginiense del Coll del Ordal (M. Esteban, datos no publicados). Incluso la parte superior del nivel (e) podría ya ser Hauteriviense (Calzada comunicación personal), así como la base del nivel (f), cuya parte media es ya Barremiense. De esta manera existirían unos 140 m. de materiales pre-Valanginienses. El Valanginiense, Hauteriviense? y Barremien

se? conjuntos, en facies lacustres tipo "purbeck" alcanzarían casi los 200 m.

El Barremiense es el nivel más extendido en todo el Macizo de Garraf, pero su potencia real es difícil de calcular. El valor mínimo debe ser cercano a 400 m. mientras que el máximo puede pasar de los seiscientos. El conjunto aptiense se calcula en unos 160 m. de los cuales por lo menos cuarenta pertenecen al Aptiense Superior (1). No hemos podido localizar el contacto dentro del nivel (k).

4.8.3.- TECTONICA DE GARRAF

El conjunto del Macizo de Garraf aparece como un complejo mosaico de bloques fracturados, que mantienen una estructura general buzando 20-30° al WSW. Sólo algunos bloques se insinúan suaves donde las de pliegues sin llegar a traducirse en ningún rasgo morfoestructural importante. Por la misma razón son muy locales los buzamientos superiores a 40° y/o en direcciones diferentes a la estructura general.

Las fracturas que limitan los bloques antes citadas no pueden resolverse fácilmente en dos o tres sistemas sucesivos, ni por su orientación, muy variable, ni por sus interrelaciones geométricas con otros accidentes, por otro lado difícilmente cartografiables. No se observa ninguna ordenación en la orientación y sucesión de estas fracturas. Sin embargo es preciso destacar que la mayoría de estas fracturas tienen un salto inferior a 30 m., frecuentemente no pasan de una docena. Los saltos de falla mayores, alrededor de los 80 m. son realmente escasos.

Los datos que hemos ofrecido sobre los saltos de fallas deben tomarse con reservas. Se tratan de saltos de falla finales, deducidos exclusivamente de la diferencia de posición estratigráfica de ambos labios de falla, sin tener en cuenta los movimientos anteriores. Parece insinuarse una etapa de fracturación inicial entre el Triásico y el Jurásico Superior, que volvería a actuar en el

Eoceno Inferior (compresión) y más tarde en el Mioceno Superior (distensión) produciendo un gran número de fracturas asociadas.

Existen algunas fracturas que se pueden seguir durante 400 y 600 m. sin que ello signifique que sean necesariamente las que presenten en la actualidad un mayor salto de falla. Pero por lo menos parece que se relacionan con las direcciones de deformación predominantes. Estas fallas se pueden agrupar en dos sistemas:

- a.- Fallas NNE-SSW a E-W, de componente vertical dominante.
- b.- Fallas NW-SE, con una componente horizontal claramente dominante (falla de Garraf, falla de Vallcarca). Posiblemente, y por lo menos su último movimiento es posterior a b). No poseemos datos suficientes para evaluar el salto horizontal de este sistema, que en cualquier caso en Garraf, no parece superior a 500 m. (?). Se trata, parece, de una reactivación de las antiguas directrices hercinianas.

Las fracturas de componente horizontal (NW-SE aproximadamente) merecen un análisis más detallado. Aparecen bien desarrolladas entre los pueblos de Garraf y Vallcarca. El primer detalle que llama la atención es que están relacionadas con afloramientos de margas del C 3, de tal manera que estas ocupa los fondos de pequeñas depresiones estructurales, siendo de edad más antigua las paredes calcáreas (C 2 y C 1). Los contactos pueden llegar a parecer fracturas inversas, sobre todo por la relación de buzamientos a ambos lados de la falla. Sin embargo, son dos los detalles que nos orientan sobre el comportamiento de estas fracturas:

- Presencia de pliegues de eje vertical en las margas.
- Dominación de estrías de calcita subhorizontal en las paredes.

El conjunto de datos debe interpretarse como de movimiento horizontal a lo largo de estrechas depresiones ocupadas por margas.

Estas depresiones debieron formarse cada una por un par de fracturas normales sucesivas, tal vez compuestas cada una de pequeñas fracturas en escalera. Finalmente un sistema de acomodación y distensión produce múltiples fracturas E-W a NE-SW, que complican este conjunto, produciendo desplazamientos horizontales, por efecto cartográfico, no por compresión.

El conjunto de Garraf se descompone en esta última etapa de fracturación difuminando las líneas estructurales anteriores. La aparente torsión de estas últimas fracturas en la cercanía de las fracturas horizontales, que podría insinuar un ulterior movimiento horizontal, debe interpretarse como una orientación diferente de las fracturas póstumas de distensión.

El gran problema de la estructura del Macizo de Garraf estriba en el gran número de pequeñas fracturas, muchas de ellas imperceptibles y de algunos centímetros de salto, pero cuyo efecto acumulativo debe medirse en varias decenas de metros. Estas pequeñas e invisibles fracturas producen en primer lugar un notable incremento en las potencias aparentes de las series estratigráficas, debido a que se disponen a grosso modo como escaleras descendentes en sentido contrario al del buzamiento general.

4.8.4.- CONSIDERACIONES SOBRE LA GEOLOGIA DE GARRAF

La serie tipo de Garraf recuerda, por sus facies en general, mucho más a la de Santa Cristina que a la del Montmell. Pero en cambio los espesores son mucho mayores, incluso más que en Montmell. Sobre todo el Barremiense, parece alcanzar gran desarrollo.

Aunque no hemos podido realizar y medir secuencias completas en otras zonas de Garraf hemos de constatar que los espesores de todos los niveles disminuyen sensiblemente hacia el NW, a partir de las costas de Garraf.

Así, el algal-mat calcáreo estromatolítico del Jurásico Superior Valanginiense desaparece prácticamente al NW de la línea hipoté-

tica Begues-Bonastre; sólo quedan algunos metros muy dolomitizados incorporados en las Dolomías Negras. El Valanginiense marino tiene 5-6 m. por lo menos en el Ordal. Al W. de Begues, el Barremiense marino parece seguir a 5-6 m. de Valanginiense, los cuales descansan directamente encima de las Dolomías Negras. El espesor total del Barremiense parece no llegar a 300 m. de los cuales la parte central consisten en 50 m. de alternancias de calizas compactas gris oscuras en bancos de 20-30 cm. con niveles de 30-40 cm. de margas, grises oscuras. Contienen gran cantidad de Charáceas, Gasterópodos, Oncolitos, Ostrácodos, y alguna Dasycladacea. Este tipo de margas no han sido vistas en el corte tipo de referencia. Este mismo paquete pero de colores más amarillentos y bancos se observa en las inmediaciones de Sitges. Encima de estas alternancias lacustres, se sitúa un paquete de más de 100 m. de calizas con Rudistas, Orbitolínidos, Miliólidos, Dasycladáceas, .. con dos pequeños "hard-grounds" ferruginosos hacia la parte superior, que tampoco hemos localizado en el corte de la costa. Estos "hard-grounds" van asociados con 60-100 cm. de arcillitas margosas pardas con Orbitolinas, conjunto que sirve de buen nivel guía en la región, desde Begues a Sitges, y vuelve a aparecer, menos desarrollado en Santa Cristina.

El corte de Sant Pere de Ribes-Canyelles-Els Monjos es parecido al de Begues, excepto en la ausencia de los niveles margosos grises con charáceas de Barremiense. Las calizas del Aptiense Superior en este corte no muestran construcciones arrecifales; son biointrasparitas calcareníticas de Orbitolina y Equinodermos, igual que en el corte del Foix en Castellet. En esa última localidad el paquete de margas aptienses con algo dolomíticas y muy silicificadas, resultando un conjunto mucho más compacto que en Vallcarca y Els Monjos, estando ausentes los niveles más arcillosos. La macrofauna es particularmente abundante y conocida en estos niveles del corte del Foix.

En resumen, la potente serie de Castelldefels-Vallcarca, se reduce rápidamente de potencia hacia el N, NW y W, sin cambios importantes en las facies. Qué relación tienen estos cambios con los

umbrales deducidos durante el Jurásico? El eje Salou-Tarragona-Begues, marca otro límite estructural de la cuenca sedimentaria?

4.9.- HIPOTESIS SOBRE LA GEOMETRIA DE LA CUENCA SALOU-GARRAF

Resumiendo los datos que se disponen pasamos aquí a elaborar un esquema de la cuenca sedimentaria que nos servirá de pauta para los posteriores análisis petrológicos. En primer lugar ha de resaltarse que la dificultad básica de estudio es la disposición de los afloramientos mesozoicos, su alineación SW-NE. De hecho sólo podemos estudiar con claridad las facies y sus variaciones según esta alineación. Así, la ya conocida disminución de potencias desde Tortosa a Vandellós y Salou según un eje SW-NE. De hecho sólo podemos estudiar con claridad las facies y sus variaciones según esta alineación. Así, la ya conocida disminución de potencias desde Tortosa a Vandellós y Salou según un eje SW-NE, no tiene porqué representar forzosamente el eje longitudinal de una cuenca sedimentaria, pero es el único eje de la cuenca que nos es permitido estudiar.

4.9.1.- EL JURASICO

Resumiendo los datos expuestos sobre el zócalo dolomítico de la cuenca cretácica y partiendo del tipo definido en Santa Cristina, Ferrán, Salomó, encontramos que: - Hacia Garraf el zócalo dolomítico es de color mucho más oscuro con zonas de abundantes resíduos asfálticos (hacia el extremo E). Se diferencian en campo las unidades: J_1 : brechas calcáreo-dolomíticas basales, J_2 : doloosparitas, arenitas dolomíticas con algún canto de cuarzo y dolomías asfálticas con lechos de arcillitas negras piritosas y un techo de dolomías laminadas.

Hacia el Montmell el zócalo dolomítico es de color mucho más claro, gris blanquecino, de estratificación, diferenciándose una base de brechas dolomíticas rosadas.

Hacia Tarragona y Salou el zócalo dolomítico es de un color gris algo más claro que en Ferrán. Cerca de la base son mucho más claras, de cristales más pequeños, con fantasmas de oolitos, algas calcáreas (?), laminaciones. Finalmente aparecen dolmicritas ar

cillosas amarillentas y calizas blanquecinas con cefalópodos, de la base del Dogger y techo del Lías. Este nivel fosilífero aparece localmente más al NE, dolomitizado con restos reconocibles de Lima, Braquiópodos, (Toarciense), cerca de la base de la formación. Sin embargo en Salou la serie jurásica es más completa reconociéndose los mismos niveles que en Vandellós-Tortosa, hasta llegar a las "brechas retienses".

Ya hemos señalado en algunos puntos la presencia de discordancias angulares dentro del zócalo dolomítico. De momento, las correlaciones litológicas entre los afloramientos nos permiten formular la siguiente hipótesis: las brechas dolomíticas basales del área de Montmell y Garraf corresponden a un Lías comprensivo (desde las brechas retienses al techo con restos fosilíferos) las dolomías laminadas que se les superponen pertenecen en su mayor parte al Malm. El Dogger puede faltar casi completamente, debido a un bisel erosivo descendiente desde Salou a Garraf. Esta etapa erosiva se tendría que situar en el área del Malm, tal vez correspondiendo a los tramos bauxíticos de las dolomías "kimmeridgienses" de Tortosa (Soler, Clavell y Boada, comunicación personal) y a la regresión de la base del Malm en la cuenca ibérica y el Maestrazgo (CANEROT 1970, BULARD et al 1970).

La hipótesis alternativa consiste en suponer un cambio lateral de facies del Dogger de cefalópodos de Salou a los niveles laminados (algal mat) de Ferrán. El Malm estaría entonces escasamente representado (solo el techo) al NE de Tarragona. Una seria objeción a esta hipótesis es la gran brusquedad de este cambio de facies, contraria a la extensa uniformidad de las cuencas jurásicas del levante español. Además en la cuenca ibérica es el Dogger el que se reduce a expensas del Malm.

Más adelante insistiremos sobre estas ideas. De momento queda bien definido el "umbral" de Salou, con la presencia de materiales jurásicos (Malm?) al NE. Los bordes de esta cuenca jurásica quedan tan imprecisos como en LLOPIS (1947).

4.9.2.- EL CRETACICO

Los retazos de la cuenca cretácica Salou-Garraf que podemos estudiar pueden agruparse en unas subunidades que coinciden aproximadamente con las áreas descritas en los apartados anteriores. Resumiendo tenemos:

Area de Salou: Calizas Barren-Aptienses (14 m?)

Area de Tarragona: Calizas y margas Baren-Aptienses (14 m?)

Arcillitas yesíferas rojas y dolomías
Albiense-Cenomanense (20 m?).

Calizas Cenomanenses Turonenses (20 m?)

Area de Salomó: Calizas "purbeck" (40 m.)

Calizas, margas y arenitas Barremienses (2-20
m)

Calizas y margas Aptienses (hasta 30 m.)

Arcillitas yesíferas rojas y dolomías Albiense-
Cenomanense (35 m.?)

Calizas Cenomanenses-Turonense (21m. máximo)

Area de Santa Cristina: Calizas "purbeck" (100 m.)

Calizas Barremiense (120 m.)

Calizas Aptiense (60 m.)

Area de Marmellá: Calizas "purbeck" (155 m.)

Calizas Barremiense (130 m.)

Margas y calizas Aptienses (190 m.)

Calizas, margas y arenitas Albienses (67 m.)

Calizas, margas y arenitas cenomanenses
(200 m ?).

Area de Garraf: Calizas "purbeck" (340 m.)

Calizas Barremiense (400-600 m?)

Calizas y margas Aptienses (160 m.)

En este conjunto de datos destaca el probable incremento de espesores desde Salou a Garraf. Por otra parte, las facies son muy parecidas y parecen indicar escasa profundidad en general. Todo ello nos lleva a confirmar la plataforma estable de Salou-Tarragona y las áreas subsidentes de Garraf y Marmellá. Entre la plataforma estable y las áreas subsidentes se sitúan a unas áreas de transición, de compleja estratigrafía, representadas por Salomó y Santa Cristina. El umbral de Salou-Tarragona debe interpretarse como una zona estable entre zonas subsidentes, no una zona emergida o un "alto fondo" rodeado por aguas más profundas.

4.9.3.- COMPARACION CON EL MAESTRAZGO ORIENTAL

Con los datos bibliográficos que disponemos y que hemos resumido en el capítulo 4.1.4.1.- se aprecia una clara correlación biostratigráfica entre el Maestrazgo Oriental y la cuenca Salou-Garraf. Desde el Portlandiense al Cenomanense la microfau-na y microflora es muy paralela en ambas cuencas, y lo mismo parece observarse en relación a la macrofauna. También son muy parecidos los espesores de los diferentes niveles estratigráficos y la magnitud de sus variaciones laterales. Así, el "umbral" de Salou, comunicando con zonas subsidentes es comparable al de Peñagolosa-Vistabella. En ambos casos se insinúa la presencia de una elevación rígida, dispuesta de NW-SE, aproximadamente, que produce (?) una dolomitización intensa de los biostromas aptienses y barremienses. La presencia de "áreas emergidas al Norte" es común en ambas cuencas a lo largo de todo el Cretácico, incluso con desarrollos de bauxitas. (COMBES 1969).

La diferencia más notable estriba en el elevado contenido de detríticas alóctonas en todo el cretácico del Maestrazgo Oriental. Los bancos calcáreos alternan con gruesos paquetes de margas, y presentan intercalaciones muy arcillosas. Además, las calizas suelen contener una elevada proporción de cuarzo de-

trítico. En cambio, desde Salou a Garraf predominan los bancos calcáreos con bajos contenidos en insolubles, con muy escasas intercalaciones cuarzo-arcillosas en los planos de estratificación. Sólo las facies "utrillas", algunos horizontes del Aptiense (Garraf, Santa Cristina) y del Barremiense más alto (Santa Cristina) recuerdan las facies del Maestrazgo Oriental. Particularmente, la serie de Marmellá, es una notable excepción en la cuenca de Salou-Garraf. Desde el Aptiense al Cenomanense, las calizas son arenosas, con gruesos paquetes de margas y arcillitas rojas, arenitas micáceas..., pareciéndose bastante a algunos niveles de la Sierra de Valdancha. Esta diferencia en detriticas alóctonos puede interpretarse como una indicación de aislamiento en la cuenca de Salou-Garraf. En cambio el Maestrazgo Oriental estaría comunicado con las áreas fuertes de detriticas insolubles del N y NW. Las tierras emergidas (?) en la Cuenca Salou-Garraf serían predominantemente calcáreas y dolomíticas (Trías, Jurásico),).

Aunque no entra dentro del programa de esta Tesis señalamos el gran interés del estudio comparativo de la Cuenca Salou-Garraf con el Maestrazgo, especialmente el sector oriental. Como hipótesis de trabajo se puede preveer un paralelismo de los ambientes sedimentarios en ambas cuencas; es un material que parece adecuado para el estudio de las interrelaciones de las comunidades orgánicas, el habitat y las litofacies. Ello podría ayudar a resolver parte de los problemas petrogenéticos de las calizas cretácicas.

4.9.4.- RECONSTRUCCION DE LA CUENCA CRETACICA

En la zona de los Catalánides que estamos estudiando, a pesar del dominio morfoestructural de las alineaciones SW-NE, se aprecia con claridad la presencia de las fracturas NW-SE, algunas de ellas ya señaladas en LLOPIS (1947). Es sugestiva la idea de relacionar estas fracturas NW-SE con las áreas estables y subsidentes.

Así, entre Vandellós y Salou podemos suponer la prolongación, de la fractura del Coll d'Alforja (Esteban, datos no publicados), produciendo los plegamientos del borde estructural de la Depresión del Campo de Tarragona al SW de Reus. Esta fractura teórica podría intervenir de una manera decisiva en la delimitación al NE de la cuenca subsidente de Tortosa.

Igualmente la fractura Estret de la Riba se prolonga hasta Torredembarra, tal como puede deducirse de la brusca flexión de los ejes de pliegue desde el Montmell a Salomó, Vespella. Esta flexión puede además estar relacionada con otra fractura NW-SE de menor importancia que puede seguirse desde Roda de Bará hasta la pequeña depresión de Masllorens. Esta fractura podría delimitar al NE el área estable de Salou-Tarragona y comunicar con la cuenca subsidente de Marmellá-Garraf.

Finalmente, nos encontramos con el complejo de fracturas NW-SE de Garraf, bien reconocidos en Sitges, Vallcarca y el pueblo de Garraf, y que deben prolongarse en la compleja estructura del E de Igualada (Capellades), donde se repite la estructura de pliegues volcados al W con materiales triásicos, según la fractura que sigue el cauce del Anoia (A. Bayó 1972), (comunicación personal). Los desplazamientos cartografiados en Garraf de estas fracturas parecen pequeños.

Dónde está el límite NE de la cuenca cretácica?. No tenemos ninguna directa del borde NE de la cuenca Salou-Garraf. Durante el Triás, la cuenca debe extenderse al N del Montseny (Virgili 1958), el Jurásico puede haber alcanzado las inmediaciones de Barcelona. Tal vez, puede suponerse, el Cretácico no sobrepasó mucho la línea del Llobregat, coincidiendo con otra fractura NW-SE, ya reconocida en LLOPIS (1947) que podría limitar otra zona estable en el NE de Barcelona.

Ya tenemos pues delimitada una plataforma estable de Salou-Tarragona de 20 Km. de ancho una zona de transición (Salomó-Bonastre) de unos 10 KM. y una cuenca subsidente de la que nos

queda un eje de unos 35 Km. El problema más grave es la extensión al NW de este eje de la cuenca Salou-Garrafa.

La reconstrucción paleogeográfica de la cuenca debe tener en cuenta el manifiesto desplazamiento horizontal de las fracturas NW-SE. Así, en el Estret de la Riba (Montblanch), debe evaluarse en 8 Km. por lo menos. En las otras fracturas este desplazamiento parece menor o por lo menos, menos apreciable cartográficamente.

Esta reconstrucción viene complicada con la presencia de pliegues fuertemente comprimidos y volcados en general al W y al NW. Estos pliegues están claramente torsionados en Salomó por el juego de las fracturas NW-SE. La reconstrucción de la cuenca cretácica debe contar con un incremento de algunos kilómetros más hacia el NW, además de los desplazamientos y giros ya señalados. Por otro lado, existen en los materiales calcáreos gran cantidad de planos verticales de estilolitas que implican un acortamiento NW-SE en general.

En cuanto al límite NW de la cuenca cretácica ya hemos señalado, la posible relación de la línea de fractura Juncosa-Sant Quintí de Mediona con el límite de la zona muy subsidente de Marmellá con la plataforma estable del alto Gaiá, en la que predominaría la erosión de escasos (?) niveles cretácicos que podrían recubrirla con todo lo dicho anteriormente, este límite puede desplazarse tentativamente unos 10 Km. por lo menos hacia el NW.

Los datos de sondeos en la Cuenca del Ebro (RIOS 1963, PERCONIG 1968, O. RIBA 1973, comunicación personal) parecen indicar un sistema de umbrales y surcos subsidentes del cual nos interesa resaltar el umbral que se insinúa desde Lérida hacia el S y que probablemente comprende la plataforma estable del Gaiá Alto.

4.9.5.- HIPOTESIS GENERAL

Concluimos este apartado con la exposición de una hipótesis estructural general para los Catalánides. El punto de partida es la relación de los pliegues fuertemente volcados al NW (y al W) con las grandes fracturas de "decrochement" NW-SE. Los datos cartográficos y algunas mediciones microtectónicas aisladas demostraban la fracturabilidad de un modelo tipo fallas de Brenta (DE SITTER 1962, pag. 165) en el que el desgarre produce los pliegues volcados de eje perpendicular. Remarcamos que esta concepción estructural significa reconocer la importancia regional de las fracturas NW-SE, las cuales, anteriormente a esta Tesis, apenas habían sido insinuadas en algunos puntos. Queda como problema la relación entre estos accidentes de compresión (desgarres, pliegues, volcados...) con las fracturas verticales que forman la Depresión Prelitoral, problema que sobrepasa los límites de esta Tesis. Estas ideas han sido motivadas por los comentarios con el Dr. P.F. Santanach, del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Barcelona, desde 1970.

Sea cual fuere el mecanismo de detalle, la dirección NW-SE es muy característica en esta zona del Tethys. Corresponde a la de las fracturas de transformación del surco oceánico que desde Nord-Africa se dirigía al Norte de Italia. Ver GLANGEAUD (1968) BULLARD et al. (1965), LE PICHON (1968), DRAKE et NAFE (1968), VAN BEMMELEN (1969) y DERCOURT (1970) para una introducción al estudio de las placas mediterráneas. La etapa de expansión se sitúa entre el Trías y el Jurásico Medio. DERCOURT (1970) postula que el Tethys cesa de actuar como zona de expansión de la corteza antes de acabar el Jurásico Superior, coincidiendo con las etapas flysch en el surco entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Ello es tal vez provocado por la apertura del surco del Océano Atlántico. El Tethys

responde inercialmente a la expansión atlántica y sus fracturas de transformación comprimen la cuenca sedimentaria, plegando sus depósitos con intensidad en el paroxismo alpino. Esta fase de compresión dura hasta nuestros días.

Volviendo al Cretácico de los Catalánides recordaremos la marcada discontinuidad entre el Lías-Dogger (hard-grounds), las discordancias erosivas y angulares del Jurásico Medio? - Superior?, Por otro lado tenemos fracturas NW-SE que parecen delimitar zonas subsidentes, que han actuado tal vez desde la base del Cretácico y han provocado olitostromas, ... Con todo ello montamos el siguiente esquema:

- a - Etapa de expansión hasta el Jurásico Medio,
- b - Etapa de vacuidad que se inicia ya que en el Kimmeridgiense, se acentúa en el Portlandiense y perdura hasta ya entrado el Barremiense. Corresponde a las etapas flyschoides y batiales (?) en el centro de la cuenca. Las fracturas de transformación parecen actuar principalmente en sentido vertical, delimitando zonas subsidentes (en las que se conserva el Portlandiense-Valanginiense-Hauteriviense) y zonas rígidas (en las que se erosiona el Portlandiense-Valanginiense-Hauteriniense y parte del Barremiense.
- c - Breves transgresiones cretácicas en el Aptiense y el Turonense, separadas por un episodio continental ("utrillas") Las facies llegan a recordar esporádicamente las plataformas abiertas del Jurásico. Se atenúa la subsidencia progresivamente. Tal vez se pueda determinar la intervención de fracturas NE-SW.
- d - Compresión, inicio del plegamiento y emersión de la mayor parte de la cuenca cretácica, tal vez desde el Santonense. Se registra una breve inmersión del área en estudio hacia Ilerdiense, tal vez antes. (Inicio de los Olitostromas?). El plegamiento se acentúa durante el Oligoceno, con pliegues volcados al NW y también quizás el movimiento en las fracturas de transformación. Fase de distensión desde la base del Mioceno.

Las ideas aquí expuestas no son en ningún modo conclusiones definitivas. Son simples conjeturas que tratan de explicar los hechos observados e integrarlos en una evolución general, ofreciendo así hipótesis de trabajo de cara a futuras investigaciones.

APENDICE 1

Estando esta memoria en avanzada Fase de elaboración se han publicado por el Instituto Geológico y Minero de España (Plan Magna), los resultados de las campañas geológicas realizadas por FINA Ibérica en el área comprendida en esta Tesis. En gran parte se confirman plenamente algunas de nuestras conclusiones, existiendo sin embargo numerosos problemas pendientes que precisarán de futuros estudios más detallados. Para facilitar la continuación de estos estudios creemos conveniente el ofrecer los siguientes comentarios sobre los puntos más importantes de discusión.

En el apartado estratigráfico se reconoce como Jurásico el zócalo dolomítico del Cretácico, definiéndole con el término Formación Dolomías Peñas Negras, afirmando que "es indudable" que en su base se puede reconocer al Lías. Nosotros no hemos encontrado los biostromas arrecifales que se citan en las dolomías del Montmell. No señalan la presencia del Portlandiense en el techo de las Peñas Negras, bien datable en Bonastre, Garraf y sobre todo el Montmell. Para el Barremiense la diferencia más notable con nuestros datos estriba en su espesor total máxima (sólo 120m?). Se coincide en que la aparición de pequeños Rudistas ha de señalar la base del Barremiense, pero ello es cierto sólo en Garraf.

Para el Aptiense sólo se reconoce un máximo de 80m, y en su base "recurrencias salobres" que nosotros hemos datado como barremienses en la mayor parte de la cuenca, (sólo en Santa Cristina estas "recurrencias salobres" alcanzan al Bedouliense). Las denominadas "Dolomías Superiores" las localizan en el Aptiense Superior, en cambio nuestros datos señalan tramos dolomíticos a lo largo del "purbeck" y Barremiense, prácticamente ausentes en el Aptiense Superior. Empieza a apreciarse un desfase entre las dataciones de la Hoja 447 publicada y las nuestras.

Así, las margas grises azuladas (120m) de Garraf se atribuyen al Albiense pelágico, igual que los 30m de calcarenitas "pararrecifales". Estos materiales, para nosotros, corresponden al Aptiense. No pueden correlacionarse de ninguna manera con las facies "utrillas" de la plataforma estable Salomó-Tarragona. La serie tipo del Montmell explica claramente el origen de tal atribución errónea, basada en criterios cartográficos y litológicos incompletos. Las facies del Aptiense Inferior y del Albiense marino del Montmell son muy parecidas y se prestan a confusión cartográfica. Por otro lado es evidente que el Albiense del Montmell se correlaciona con las facies "utrillas" de Salomó-Tarragona, con su techo cenomanense bien datado. Las dataciones de Orbitolínidos son concluyentes a este respecto. Debemos destacar que recientemente, en una comunicación personal, los autores de estas Hojas han reconocido estas dataciones erróneas.

Apuntamos, finalmente algunos datos más para el complejo techo del Cretácico. Los autores de estas Hojas no reconocen el potente Turonense, que debe ser considerado como el máximo transgresivo del Cretácico Superior en Tarragona.

En cambio, es de enorme importancia la determinación de Glomeralveolina dachelensis y G. telemetensis en el Cabo de Salou. Con ello se confirman las hipótesis establecidas en esta Tesis, coincidiendo plenamente con otras determinaciones que hemos recibido durante la redacción de la memoria. La estructura litoestratigráfica del "garumniense" es todavía muy compleja en el sector Tarragona-Salou y la solución de la "intensa laminación tectónica" adoptada por aquellos autores no puede ser demostrada. Para nosotros resulta más lógico (?) la correlación de las limonitas rojas con yesos de Salou, con su techo de calizas, con las calizas lacustres de Tarragona, por medio del correspondiente cambio lateral de facies. A este respecto debe revisarse con cautela nuestras conclusiones publicadas sobre el caliche Microcodium. El caliche con Microcodium podría situarse o iniciarse en el Paleoceno (ESTEBAN 1972, a).

De acuerdo con lo expuesto en nuestra Tesis debemos resaltar que los niveles con Microcodium representan el techo de las bauxitas en la Llacuna. Luego las margas y areniscas con "Bulimus" no parecen ser un equivalente de las bauxitas tal como se indica en las memorias del "Magna". El inicio de la bauxitización debe situarse en el Barremiense Inferior o el Hauteriviense, aunque reconocemos que no puede descartarse completamente la hipótesis de una bauxita terciaria. Otra complicación es la denominada "Formación de Base" del Cenozoico; para nosotros representa la correlación de la base del nivel de "Bulimus", en parte resedimentada en la base del Mioceno.

La reconstrucción paleogeográfica precisa en nuestra opinión de algunos comentarios más. En el Jurásico Superior, nuestro hallazgo de discordancias erosivas (ESTEBAN y JULIA 1973) y de un techo portlandienses muy bien desarrollado nos permite aclarar algunas conclusiones de las Hojas del "Magna". El Malm realmente invadió la cuenca de Garraf, incluso para integrar la mayor parte del zócalo dolomítico. En cambio tenemos nuestras dudas sobre la presencia del Dogger, en todo caso éste debe restringirse a algunos metros sobre las brechas basales o tal vez se halla incluido en estas mismas. Además, debe rectificarse la conclusión de que la "regresión del Malm no deja zonas emergidas", puesto que además de las discordancias angulares citadas y las trazas de evaporitas supralitorales tenemos horizontes lateríticos y posibles caliches en la serie dolomítica y en los materiales infrabarremienses.

Por otro lado no poseemos a nuestro parecer pruebas concluyentes de que las transgresiones aptienses y cenomanenses no sobrepasaron los antiguos límites jurásicos, los cuales, además no podemos

llegar a precisar. La modificación paleogeográfica más importante que señalamos en esta Tesis consiste en la presencia del islote de la plataforma estable de Tarragona-Salomó, que permitía la comunicación de la cuenca de Garraf con la de Vandellós por el Norte. Para nosotros es evidente que no existió prácticamente la clásica hipótesis del Cabo de Salou-Tarragona, según se expresa en los gráficos de las Hojas del "Magna".

Un punto importante sobre los ambientes deposicionales de estos materiales es la definición de lo que se entiende por "alto fondo". Este término resulta muy poco afortunado para describir la situación del "umbral" de Salou-Tarragona-Salomó, durante la mayor parte de la sedimentación cretácica. Tanto en Garraf como en el "umbral" de Tarragona la profundidad de agua era prácticamente la misma apenas unos 5m. La diferenciación de facies petrológicas y faunísticas puede explicarse por la proximidad a las cuñas de agua dulce o a las zonas de entrada de aguas marinas (Garraf y Montmell Occidentales). No existía este relieve que justificaría el término "alto fondo", simplemente diferencias de ritmo de subsidencia en relación a la erosión, teniendo un mecanismo similar de producción de sedimento. El resultado de todo ello es el conocido "umbral" estructural en las correlaciones estratigráficas, con un balance deposición/erosión muy inferior al de la zona subsidente.

Lo dicho en el anterior párrafo tiene su excepción para el Bedouliense (que estos autores datan erróneamente como Albiense). En efecto, todo parece indicar una mayor batimetría para las margas azuladas de Garraf, en comparación a los mud-banks de Rudistas coetáneos en la plataforma estable. De todas maneras, no podemos precisar más en este sentido: los criterios que disponemos indican simplemente profundidades mayores de 20m. Dado que en la cuenca de Vandellós se hallan facies similares en el Bedouliense, tenemos dibujado claramente un suave "umbral" sedimentario, un "alto fondo" sólo en esta etapa de la cuenca.

Las ideas sobre el "garumniense" deben tener en cuenta la presencia del Turonense en Tarragona y su progresiva decapitación erosiva en Salomó. Las calizas gris oscuras con Miliólidos y Charáceas de Tarragona equivalen al pequeño caliche de Salomó y representan realmente la transición al Paleoceno. Queda el problema antes citado de si el caliche es paleoceno o eoceno, siendo evidentemente terciarias las facies rojas "garumnienses".

Los datos estructurales que hemos expuesto en esta Tesis están de acuerdo con el sugestivo desarrollo realizado en las Hojas del Magna. Sin embargo deben aportarse hechos más elaborados que permitan la aceptación del modelo propuesto. En cuanto a la cartografía publicada debemos hacer constar ligeras diferencias de interpretación en algunas zonas que hemos cartografiado a un detalle mucho mayor. Con todo, representan una valiosísima y completa cartografía.

grafía básica de cara a los futuros trabajos en esta región.

APENDICE II

Otros trabajos sobre la estratigrafía de la región estudiada que han aparecido, o que hemos tenido conocimiento, posteriormente a la redacción de esta Memoria, son:

CANEROT, J. et CALZADA, S (1973): "Données nouvelles sur le Cretacé des Massifs de Garraf et Montmell". Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse. Señalan la presencia de una plataforma emergida separando la cuenca de Garraf de la Sur-Pirenaica, y señalan su relación con la del Maestrazgo. Presentan una síntesis estratigráfica de Garraf y Montmell, con espesores aproximados. T.109, Fasc.1-2, pp.155-162.

ESTEBAN, M. y JULIA, R (en prensa): "Discordancias erosivas en el Jurásico de las Cordilleras Costeras Catalanas". Acta Geológica Hispánica.

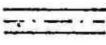
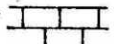
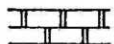
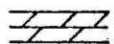
ESTEBAN, M. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1973): "Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico del Sector Central de los Catalánides". Ier Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp, 5-9 de Noviembre de 1973. (En prensa).

APENDICE III

Referente a las discordancias erosivas en el zócalo dolomítico Jurásico, los geólogos R.Salas y J.Serra nos han comunicado la posible existencia de estructuras similares en la Mesa de Prades y más al SW, al Norte de Colldejou. De ser así, ello supondría una generalización a escala regional. Asimismo, el Profesor L.Solé Sabarís nos ha comunicado la existencia de discordancias similares al N de Begues.

Por otra parte está en avanzada preparación la publicación de una nota de P.Santanach y M.Esteban sobre las posibilidades del modelo estructural de la cuña compuesta de Migliorni, propuesto en las recientes Memorias del Plan "Magna", en los Catalánides.

SÍMBOLOS UTILIZADOS EN LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

	Ammonites		Belemnites
	Braquiópodos		Equínidos
	Bivalvos		Briozoos
	Corales		Rudistas
	Gasterópodos		Esponjas
	Alveolínidos		Orbitolínidos
	Miliólidos		Foraminíferos
	Forams. planctónicos		"Filamentos"
	Codiáceas		Dasycladáceas
	Charáceas		Ostrácodos
	Microcodium		Algal-mat
	Burrowing		Pisolitos
	Oolitos		"Hard-ground"
	Discordancia angular		Sílex
	Yeso-anhidrita		Glauconita
	Oolitostroma		Fractura
	Cubierto		Conglomerados
	Traslación		Arenitas
	Limolitas		Arcillitas
	Calizas		Margas
	Calizas lacustres s.l.		Fauna resedimentada
	Dolomías		

4.10.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS DE LA GEOLOGIA REGIONAL

ALMELA, A.: El Maestrazgo y la Cordillera Litoral Catalana, pag. 129-160 en El Cretáceo en España. Memorias del IGME Tom. LVII.

ALMERA, (J.) (1889): Descubrimiento del Jurásico (Malm? en las Costas de Garraf. Crónica Científica tom. XII, 3 pag. 417-419.

ALMERA, J: Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la province de Barcelone. Bul. Soc. Geol. Fran. tom. XXIII pag. 564-571.

ALMERA, J. 1897: Mapa geológico y topográfico de la Provincia de Barcelona Región segunda del río Noya al mar. Esc. 1:40.000, Barcelona.

ALMERA, J. : Compte-rendu de l'exercursion du jeudi 6 Octobre á Castelldefels et Costas de Garraf. Bull. Soc. Geol. Fr. (3^a Ser.) Tom. XXVI Pág. 801-811.

ALMERA, J.: Compte-rendu de l'excursion du vendredi 7 Octobre aux environs de Vilanova et de Vilafranca. Bull. Soc. Geol. Fr. (3^a Ser. Tom. XXVI, pag. 812-822.

ALMERA, J. (1900): Mapa geológico y Topográfico de la Provincia de Barcelona, Región III. Barcelona.

ANGELIS, G de : Coralli del Cretácico inferiore della Catalogna Paleontographia Italica Vol. XI 169-251.

ASHAUER H. y TEICHMULLER R. (1935): Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. Abh. Gessells. Wiss. Gottingen, Math. Phys. Kl., Het. 1935 pag. 16-98, Berlin. Trad.: Publ. Extr. Geol. Esp. San Miguel de la Cámara T III, pag. 1-93, Madrid 1946.

BATALLER, J.R. (1918): Las bauxitas de Cataluña. Rev. Real. Acad. Sc. Madrid, t. XVII, pag. 422-470.

BATALLER, J.R. (1922): El Jurásico de la provincia de Tarragona. Trab. Mus. Cien. Nat. Sección Geología, 29, 117 pag.

BATALLER R. (1937): La fauna coral-lina del Cretácico de Catalunya i regions limitrofes. Arxius Escol. Sup. Agricultura. Nova Serie Vol. III, fas. 1.

BATALLER J.R. 1947: Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona 3^a época vol. XXVIII n°12, pag. 279-484.

BATALLER, J.R. (1957): El Cretácico del Macizo del Montmell. Mem. R. Acad. Cien. 3 ep. 664 XXXVII (16), 495-549, 1958.

BATALLER, J.R. (1962): Los Cefalópodos del macizo cretácico de Garraf (Barcelona). Mem. Real Acad. Cien. y Artes Barcelona, 3^a Epo. 691, Vol. XXXIV n°8 Barcelona. 1962.

BATALLER, J.R. (1963): Notas estratigráficas y Paleontológicas. Not. y Com. nr.66 pp.178-192 Madrid.

BATALLER, R. y VILASECA, S. (1923): Geología del Cap de Salou. But. C. Exc. de Cat. N°336.

BULARD, P.F., CANEROT, J., GAUTHIER, F., et VIALARD, P. (1970): Le jurassique de la partie orientale des Chaines Iberiques. In: "El Jurásico de España", Cuadernos Geol.Iberica pp.333-344. Madrid 1971.

BULLARD, E., EVERETT, J.E., et SMITH, A.G. (1965): The fit of the Continent around the Atlantic. Symposium on Continental Drift Ph.Tr. p.1088.

CALZADA, S. y VIA, L. (1970): Sobre el supuesto Jurásico del Macizo de Garraf (Barcelona). In; "El Jurásico de España" Cuadernos Geol. Iberica, pp.483-488, Madrid 1971.

CALZADA, S. (1972): *Cyrtothiris Middlemissi*, n.sp. del Aptense de Garraf (Barcelona). Acta Geol.Hispa. año VII (2): 66-68.

CALZADA, S. (1972) (b): *Torinosuella* sp y *Coprulus* en el Valanginiense y Hauteriviense de Garraf. Rev. Esp. Micropal. N°Extr. XXX Anv. EN.Adaro. p.51-58.

CANEROT, J. (1966): Stratigraphie des terrains secondaires de la Serra de Valdancha (Prov. de Castellón), C.R.Som.Soc.Geol.France. pp.252.

CANEROT, J. (1967): Decouverte del Albien marin et paleogeographie du Cretace dans le Maestrazgo Nordoriental. C.R.Som.Soc.Geol.France p.182-183.

CANEROT, J. (1968): Sur la tectonique du Maestrazgo nord-oriental (Espagne), et ses relations avec la paleogeographie du Cretace et du Tertiaire. C.R,Som.Soc.Geol.France Fac.1 pp.10-12.

CANEROT, J. (1968): Sur le Cretace de la region de Ulldecona et ses variations dans l'extremite meridionale des chaines catalanes. C.R.Som.Soc.Geol.France, Fasc.4 pp.114-115.

CANEROT, J. (1969): La question de l'"Utrillas" dans le domaine ibérique. C.R.Som.Soc.Geol.France. Fasc.1. pp.11-12.

CANEROT, J. (1969): Sur le Cretace inferieur de la region de la Penagolosa, Chodos et Vistabella de Maestrazgo (Prov.Castellón) Espag. C.R.Som.Soc.Geol.France, Fasc.6, pp.209-211.

CANEROT, J. (1969): Observations géologiques dans la region de Aliaga et Alcorisa (Prov. de Teruel, Espagne), C.R.Som.Soc.Geol. France, Fasc.8, pp.319-320.

CANEROT, J. (1970): Stratigraphie et paleogeographie du Cretacé Inferieur de la region d'Oliete (Prov. de Teruel, Espagne). C.R.Som. Soc.Geol.France, Fasc.4, pp.119-121.

CANEROT, J. (1970): Le Jurassique dans le partie meridionale du Maestrazgo. In: "Jurásico de España", Cuadernos Geol.Iber. Madrid 1971, pp.323-332.

CANEROT, J. et CALZADA, S. (en prensa): Données nouvelles sur le Cretacé des Massifs de Garraf et Montmell (Prov. de Barcelona-Espagne). Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse.

CLOSAS MIRALLES, J. (1954): Las bauxitas del NE de España. C.R.19° Congr.Geol.Intern.Alger, Sect.12, fasc.12. pp.199-223.

COLOM, G. (1947): Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares, desde el Lías Superior al Cenomanense-Turonense. pp.147 CSIC, Madrid.

COLOM, G. (1969): Litomicrofacies de los terrenos Secundarios de España. Real Acad.Cien. y Art. de Barcelona III Epoc. N°7421. vol. XXXIX (11): 457-591.

COMBES, P.J., GLACON, G., GRAMBAST, L. (1966): Observations stratigraphiques et paleontologiques sur le Cretacé Inferieur de NE. du Maestrazgo. C.R.Som.Soc.Geol.France, pp.390.

COMBES, P.J. (1967): Contribution á l'etude de la genese des bauxites: paleogeographie du Cretacé Inferieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-orientale. (Espagne). C.R.Ac.Scien. t.264, pp.703-706.

DERCOURT, J. (1971): L'Expansion Océanique actuelle et Fossile; ses Implications Geotectoniques. Bull.Soc.Geol.France. Serie 7, Tomo XII, n.2, pp.261-317.

De SITTER, L.U. (1962): Geología Estructural. Traducción V.Pastor y A.Navarro, Ed.Omega, Barcelona, de la edición de 1956. pp.521.

DRAKE, C.L., et NAFE, J.E. (1968): Geophysics on the North Atlantic Region. Symp. on "Continental Drift Emphasizing the History of South Atlantic Montevideo", Uruguay. Oct.1967. In Drake C.L. et al. (1968) Can.Jour. of Earth Sc.vol.5, pp.993-1010.

ESTEBAN, M. (1969): Petrología de las calizas cretácicas del sector oriental de la provincia de Tarragona. Tesis de Licenciatura, Dept. Petrología, Universidad de Barcelona. 210 pp. Inédito.

ESTEBAN, M. (1970 a): Geología del borde oriental del Campo de Tarragona. Informe AITASA, Inédito.

- ESTEBAN, M. (1970 b): La recristalización de los bioclastos calcáreos y su relación con los ambientes deposicionales de la Formación Montmell, sector oriental de la provincia de Tarragona. Inst.Inv.Geol.Dipt.Prov. de Barcelona. Vol.XXIV, pp.35-44.
- ESTEBAN, M. (1971): La tectónica de los alrededores de la ciudad de Tarragona. Ier. Centenario Real Soc.Esp.Hist.Nat. (en Prensa).
- ESTEBAN, M. (1972): Presencia de caliche fósil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. Acta Geol.Hispánica, t.VII, N°6, pp.164-168.
- ESTEBAN, M. (1972 b): Una nueva forma de *Microcodium elegans* GLUCK 1912 y su relación con el caliche del Eoceno Inferior, Marmellá, Barcelona. Inst.Inv.Geol.Dipt.Prov. de Barcelona. Vol.XXVII.
- FERRER, J. (1966): Observaciones micropaleontológicas en el macizo cretácico de Garraf. Acta Geol. Hispánica. Año I, N°2, pp.7-14.
- FERRER, J. (1967): Bioestratigrafía y micropaleontología del Paleoceno y Eoceno del Borde sud-oriental de la Depresión del Ebro. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inédito.
- FERRER, J., ROSELL, J. REGUANT, S. (1968): Síntesis litoestratigráfica del Paleogeno del Borde oriental de la Depresión del Ebro. Acta.Geol.Hispánica.III, N°3, pp.54-56.
- GLANGEAUD, L. (1968): Les methodes de la Geodynamique et leurs applications aux structures de la Mediterranée Occidentale. Rev.Geogr.Phys.et Geol.Dyn. (2)vol.X, Fasc.2, pp.83-135.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA: Mapa Geológico a 1:50.000 y Memoria Explicativa de las Hojas 473 (Tarragona), 446 (Valls), 447 (Villanueva y la Geltrú), 448 (Villafranca del Penedés).
- KILIAN, W. (1898): Sur les cephalopodes du Cretacé inferieur des environs de Barcelone. Bull.Soc.Geol.France, 3, XXVI, p.825.
- LAPPARENT, A.F. (1950): Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne. C.R.Acad.Sci. t.230, pp.983-984.
- LE PICHON, X. (1968): Sea-Floor Spreading and Continental Drift. Jour.Geoph.Res. V.73, pp.3661-3697.
- LLOPIS LLADO, N. (1941): Morfología e hidrología subterránea de la parte del macizo cárstico de Garraf, (Barcelona). Est.Geograf. Año III, n°4, pp.413-446 Madrid.
- LLOPIS LLADO, N. (1943): Estudio tectomorfológico de la depresión prelitoral catalana. Est.Geograf. Año IV, n°10, pp.80. (Madrid).

LLOPIS LLADO, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. CSIC. Madrid. pp.372. 40 fig. 22 Lám. 4 map.

MALLADA, L. (1889): Reconocimiento geográfico-geológico de la provincia de Tarragona. Bol.Com.Map.Geol.España, vol.XVI, pp.1-175 (Madrid).

MALLADA, L. Explicación del Mapa geológico de España. Mem.Com.Map. Geol.Esp. v. Madrid 1895-1913.

MORENO DE CASTRO, E. (1969): Presencia de *Nannoconus wasalli* Bron. en el Aptense del Parelló, Prov. de Tarragona, (España). Rev.Esp. de Micropaleontología, Vol.1, nº2, pp.195-203.

MORENO DE CASTRO, E. (1970): Presencia de Cretáceo Superior (Cenomanense Sup.) en la Cordillera litoral Catalana. Rev.Esp.Micropal. Vol.II, nº3, pp.305-314.

MOTTA, F. et ROCH, E. (1962): Bauxites d'Espagne: observations et interpretations. Acta Geol.Budapest, t.VII. fasc.3-4, pp.285-291.

PORTA, J. (1958): Deux niveaux étages dans le Jurassique du Cap de Salou (Espagne). C.R.Soc.Geol.France. nº8, pp.180-181 (Paris).

RAT, P. (1969): "Sur les facies du Cretacé Inferieur dans l'Est du domaine pyrenéen". Act V Congr.Intern.Est.Piren. Jaca. 1966. t.I Sec.I, pp.117-127.

ROSELL, J. (1961): Afloramientos jurásicos en el Montmell y en Pontons-Torrelles de Foix (Tarragona). Notas y Com. I.G.M. España, 61:245-250.

ROSELL, J.: Nota sobre la estratigrafía del Jurásico-Cretácico del extremo meridional de los Catalánides (Beceite-La Cenia). 1966. Est.Geol. Vol.XXII, pp.171-179.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1950): Estudio geológico de los criaderos de bauxitas del NE de España. Imp.Antonio J.Rovira, Artes gráficas-Barcelona. 6 cartes ht, 24 ph. 7 fig. 35 p.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1954): Geología de las bauxitas españolas. R.Soc.Esp.Hist.Nat.T.Extraord.Homen.E.Hernández-Pacheco, Madrid. p.579-607, 4 fig. 2 dpl. h.t.

SANTANACH, P. (1973 en prensa): Análisis microestructural de dos afloramientos en las calizas cretácicas del macizo de Garraf (Prov. de Barcelona, España). Acata Geol. Hispánica.

SOLE SABARIS, L. (1940): Superficies de erosión en las Cordilleras Litorales de Cataluña. Anal.Univ.Barcelona, pp.145-158.

SOLE SABARIS, L. et LLAMAS MADURGA, M.R. (1961): Estudio geológico de la cordillera prelitoral catalana en el curso superior del río Foix. Ministerio de Obras Públicas, Servicio geológico, Informaciones y estudios. Bol.nº10, Oct.1961. pp.29-47, 3 fig. 2 ph. I carte coul. h.t. I pl. h.t.

SOLE SABARIS, L. (1964): Ciclo de Geología práctica de los alrededores de Barcelona. Dir.Gen.Ens.Media. 136p. (Madrid).

STOECKINGER, W. (1971): Spanish Med. Geology offers much for Europe drillers. Oils Gas Int. 11(7): 44-48.

VAN BEMMELEN, R.W. (1969): Origin of the western Mediterranean Sea. In; "Symposium on the problem of the oceanization of Western Mediterranean". Geol.Minj. Vol.26, pp.13-52.

VILASECA, S. (1920): Caracterizació de l'urgo-aptiá al Cap Salou. Butll.Inst.Cat.Hist.Nat.t.XX 75p. Barcelona.

VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. Bot.IGME Tom.LXIX. Madrid.

VIRGILI, C. y ROSELL, J. (1959): Fauna toarciense y bajociense en la Sierra de Prades (Tarragona). Not. y Com.I.G.M. España, 54, pp.131-137.

ERRATAS ADVERTIDAS

<u>pag.</u>	<u>línea</u>	<u>dice</u>	<u>debe decir</u>
15	24	10cm.	100m. en algunos puntos
22	18	dolomitiza- ción.	dedolomitización
158	4	enhedrales	euhedrales
220	9	enhedrales	euhedrales
260	13	enhedral	euhebral

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

5.- ANALISIS PETROLOGICO;

PALEOGEOGRAFIA, AMBIENTE

DEPOSICIONAL Y DIAGENESIS

INIC

5.1.- EL ZOCALO DOLOMITICO

En la descripción regional hemos diferenciado una unidad litológica, dolomítica, que comprende desde el Lías al techo del Malm definiéndola por Dolomías Ferrán, Dolomías Negras o bien Dolomías Jurásicas. En detalle sus características son muy variables. El análisis que a continuación ofrecemos toma como punto de referencia la petrología de esta dolomías en la localidad de Ferrán (cerca de la desembocadura del Gaiá), considerándola como tipo. Este estudio se ha enfocado de cara a conocer el ambiente deposicional del material original, así como el comportamiento del zócalo en la cuenca Salou-Garraf. Hemos eludido al entrar de lleno en los problemas diagenéticos de detalle, que requieren un completo estudio aparte, reteniendo sólo los aspectos relacionados con el fin propuesto.

5.1.1.- DOLOMIAS FERRAN

Típicamente, en cortes frescos, estas dolomías se presentan en bancos gruesos y masivos, muy duros y compactos, de color gris intenso, algo azulado, con estratificación poco definida, aunque puede presentar algunos niveles algo margosos. Se aprecian algunos indicios de laminación centimétricas, de formas lenticulares, que se difumina rápidamente. Pueden tener geodas de cristales blancos de calcita de hasta 8 cm. de diámetro, semejantes a las de las Fot. 28 y 29. Ausencia total de restos fósiles. Al microscopio son dolosparitas (Fot. 39 y 40) de cristal medio y grueso (40-120 μ) subhedrales y anhedrales, con ocasionales granillos muy pequeños de cuarzo detrítico. Las laminaciones se identifican por una disminución del tamaño de cristal y un aumento de materiales arcillosos.

En esta misma localidad se ha podido apreciar dos tipos de alteraciones de esta fábrica en las superficies más meteorizadas:

- a: Aparición de fábricas poiquilíticas (Fot. 41-44)
- b: "Inversión" de grano: la fábrica original, bastante transparente en lámina delgada, se altera en un mosaico gris de cristales más pequeños (dolmicrosparitas). (Fot. 45 y 46).

fot.39: Fábrica tipo de las Dolomías Ferrán, (Altafulla). Dolsparita xenotópica con algunos pocos cristales subhedrales. (Barra=0'5mm, T 320). Zonas frescas internas de una explotación en cantera.

fot.40: Misma muestra que la anterior. Barra=0'12mm. Notar las inclusiones y relieves de los cristales.

fot.41: Fábrica poiquilítica incipiente. (Barra=0'12mm). La zona enmarcada contiene dos o tres grupos de cinco o seis cristales cuyos bordes aparecen difuminados (disolución). Finalmente aparecen pequeños cristales enhedrales de dolomita (la flecha señala uno). La fábrica es todavía dolomítica; aunque la tinción no revela ningún cambio, las zonas de cristales más difuminadas se suponen más calcíticas.

fot.42: Calcitización poiquilítica. (Barra=0'12mm). Las zonas más claras son calcíticas posteriores y "digieren" a las más grises, dolomíticas.

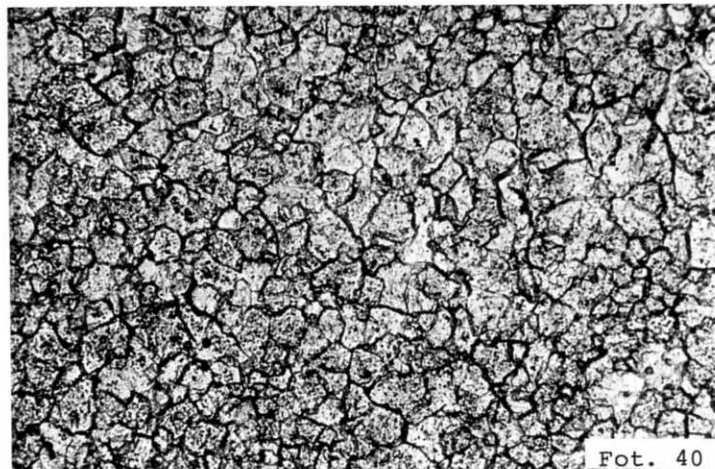
fot.43 y 44: Combinación de los dos casos anteriores. Fábrica poiquilítica calcítica con crecimientos porfiroides de dolomita. Los cristales de dolomita residuales están algo redondeados y contienen inclusiones; los de neoformación son enhedrales y transparentes (Barra=0'12).

fot.45 y 46: Muestras de la superficie del cerro de la cantera de Ferrán (fot.45, Barra=0'5mm. fot.46, Barra=0'12mm.). La calcitización es intensa difusa, en detalle las fábricas son poiquilíticas, con bordes de grano muy saturados.

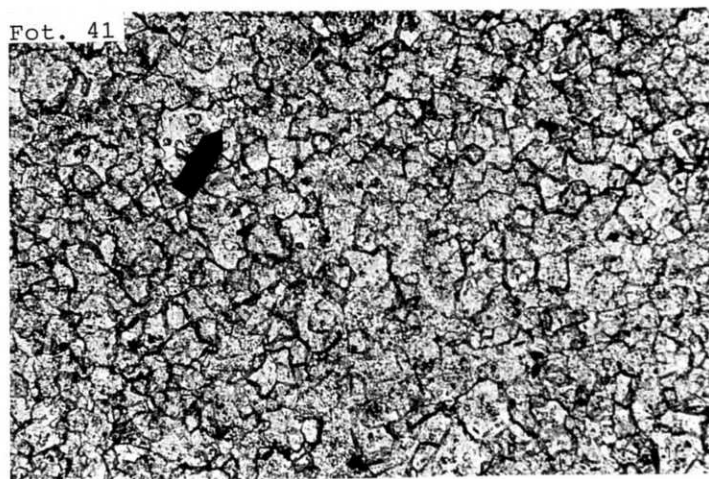
fot.47: Muestra de las zonas más profundas del paquete dolomítico de Ferrán. Fábrica hipidiotópica, algunos cristales son subhedrales. Nótese los núcleos arcillosos y compárese con fot.57. (Barra=0'5mm).



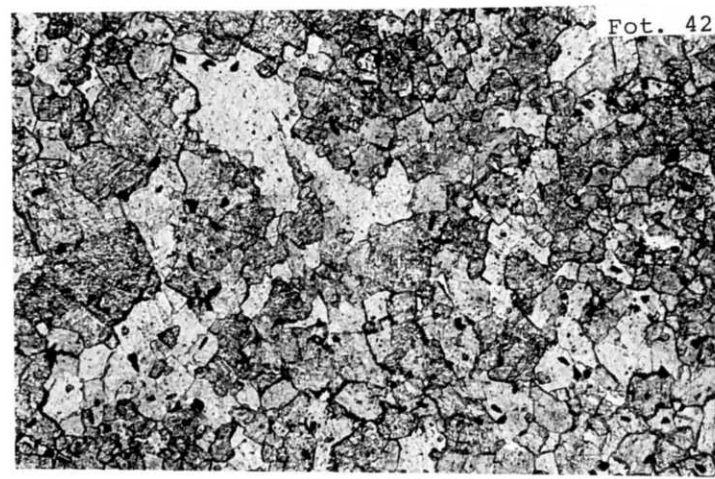
Fot. 39



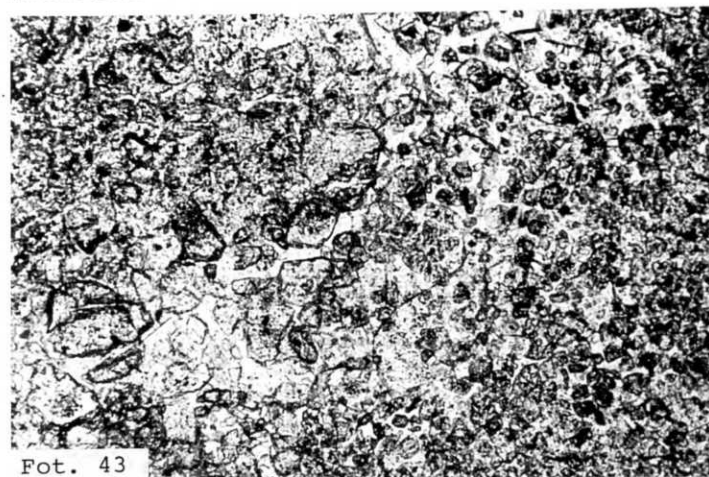
Fot. 40



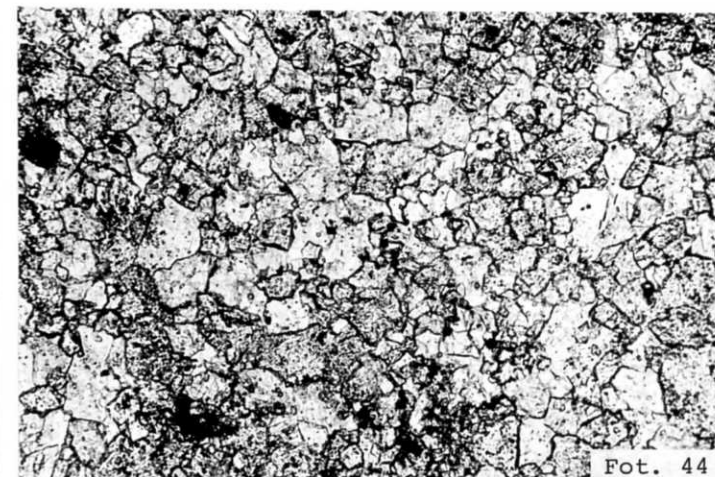
Fot. 41



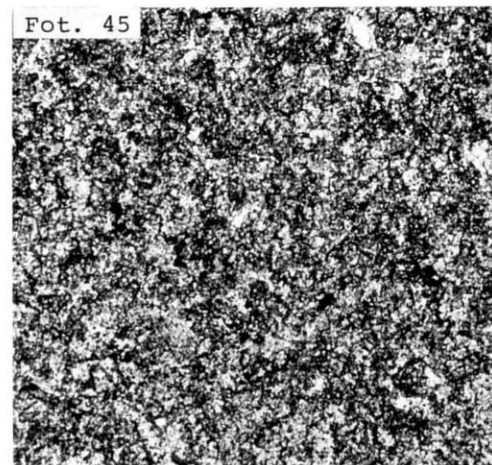
Fot. 42



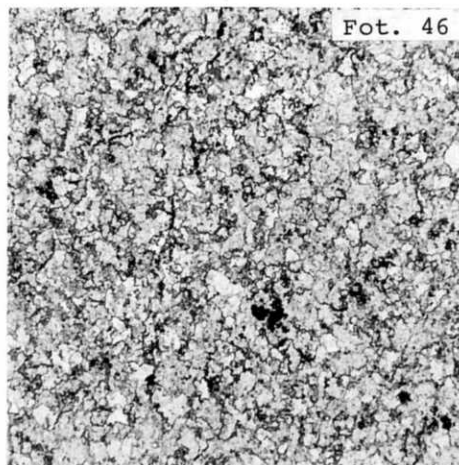
Fot. 43



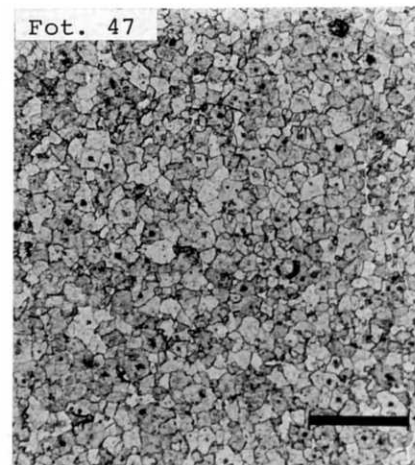
Fot. 44



Fot. 45



Fot. 46



Fot. 47

No se ha podido averiguar en que condiciones ocurre cada uno de estos tipos de alteración, siendo los dos igualmente frecuentes. Está bien comprobado en el campo que las superficies más expuestas adquieren con más intensidad una textura brechoide. En la localidad tipo, las dolomías son poco brechoides, excepto en zonas locales de fractura.

El corte de la cantera permite estudiar las zonas más profundas (me-
nos alteradas) del paquete dolomítico. Es precisamente en estas zo-
nas donde se observan las fábricas más euhedrales con un caracterís-
tico núcleo más arcilloso (Fot. 47). Conforme ascendemos a la super-
ficie el tamaño de cristal aumenta y desaparece la tendencia euhe-
dral, llegando hasta fábricas poiquilíticas y brechoides.

Las variaciones petrológicas de las Dolomías Ferrán en otros afloramientos corresponden esencialmente a criterios macroscópicos, ya resumidos en el apartado 4.9.1.- Hemos estudiado más de cincuenta láminas delgadas que representan ampliamente las variaciones lito-
lógicas observadas en el campo, y aunque no se ha realizado un mues-
treo sistemático, podemos indicar que son completamente indiferenci-
bles de las fábricas tipo más arriba descritas. Sin embargo, en la base y el techo de la formación dolomítica, y en la comparación con testigos de sondeos, hemos encontrado diferencias apreciables que a continuación resumimos.

5.1.2.- LA BASE DE LAS DOLOMIAS FERRAN

5.1.2.1.- Salou

Los afloramientos correspondientes a la base de la formación dolomí-
tica son escasos, y muy frecuentemente tectonizados, debido a que,
en general, deben estar muy próximos al Keuper. El afloramiento del
Faro de Salou es una excepción: por su calidad permite un estudio
detallado que será clave para las posteriores interpretaciones petr-
genéticas, (Fot. 1 a 5).

En el extremo oriental del afloramiento de Salou encontramos las
típicas Dolomías Ferrán, con algunos restos muy alterados de Be-

lemnites. Pero hacia el extremo occidental, en las inmediaciones del Faro, las macro y microfacies son totalmente diferentes. Las calizas micriticas, masivas y compactas del Calloviense Superior-Oxfordiense?, en las proximidades del hard-ground barremiense contienen romboedros idiomórficos de dolomita, rellenos de calcita. (Fot. 48 y 50). Estos romboedros aparecen diseminados al azar en la matriz micrítica, que contiene escasos restos de "filamentos" y Saccoccona, (Fot. 50). Hacia las partes superiores de cada estrato y hacia el Este y debajo del hard-ground estos romboedros son mucho más numerosos, llegando a formar un mosaico de cristales subheudrales de calcita-post-dolomita. (Fot. 48). Los escasos restos fosilíferos que contenía la micrita original desaparecen totalmente. En algunas muestras, los grupos de cristales romboédricos son más abundantes a lo largo de las grietas de calcita. De una manera irregular van apareciendo muestras que no se tiñen con la alizarina, hasta que en las inmediaciones del Recó de Salou son ya francamente dolomías.

El Dogger en Salou es un paquete de calizas arcillosas amarillentas y margas, con bastantes horizontes fosilíferos. Las muestras estudiadas corresponden invariablemente a micritas con "filamentos", restos de conchas de Amonites, Braquiópodos, etc..... (Fot. 49).

El Lías de Salou es predominantemente dolomítico, a base de mosaicos de dolsparitas subheudrales que contienen fantasmas de granos de micrita, oolitos, (Fot. 51 y 53),... Es interesante señalar que los fragmentos de calcita de Equinodermos (muy abundantes) son los granos más resistentes a la dolomitización. El contacto con el mosaico dolomítico es muy abrupto: grandes cristales de dolomita penetran limpiamente desde la superficie al interior (Fot. 52). ¿Porque se conservan las placas de calcita de Equinodermos, mientras que los restantes fósiles están reemplazados por un mosaico de cristales de dolomita, aunque se preservan bastantes siluetas (dust-limes) y fantasmas de oolitos, Braquiópodos, Bivalvos, Belemnites,?.

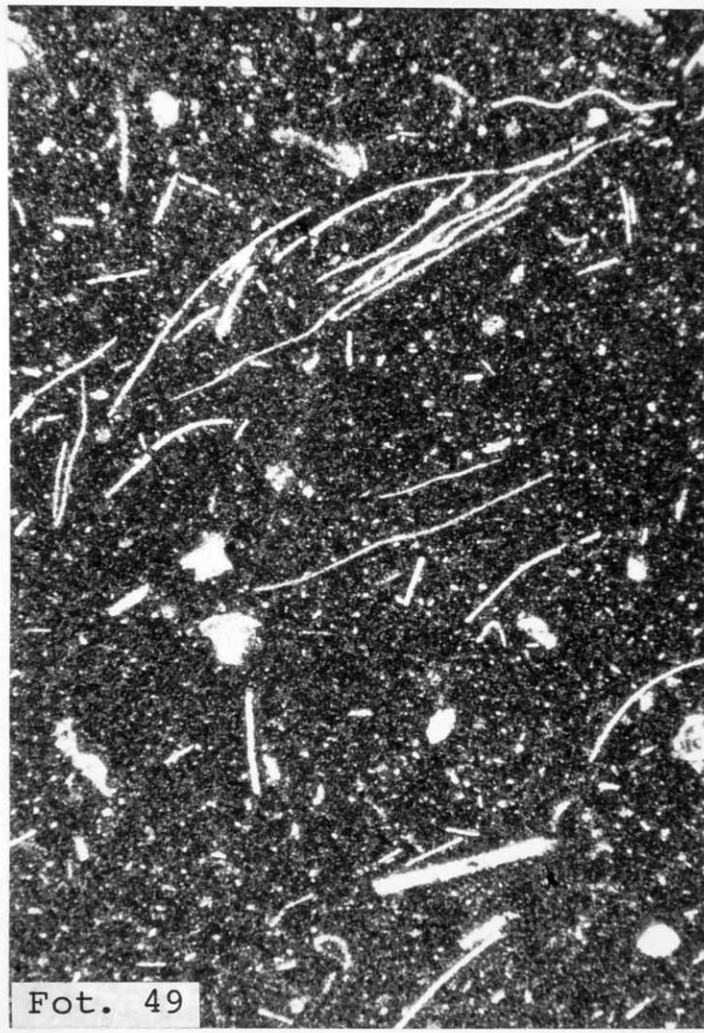
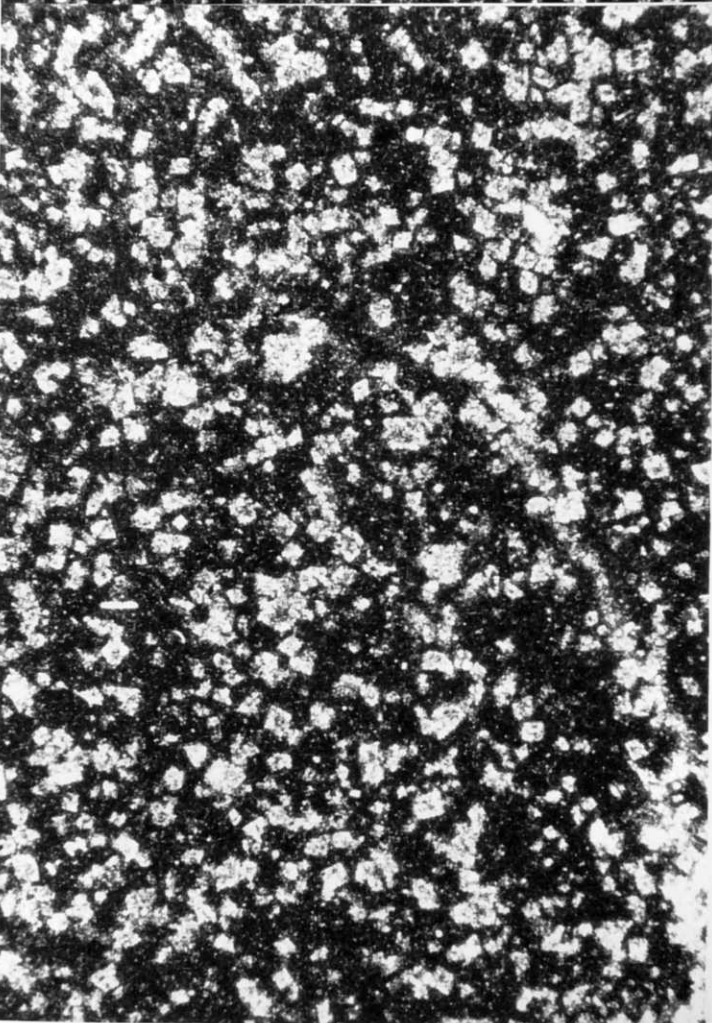
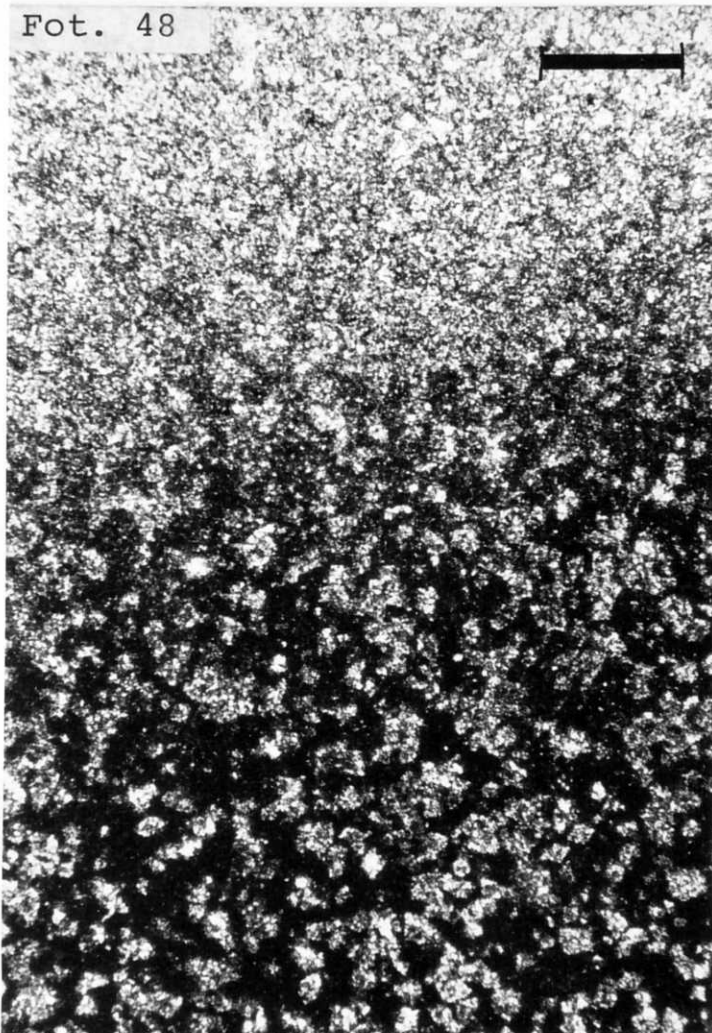
El contenido en cuarzo detrítico (limo a arena fina 2-20 %) es no-

DOLOMITIZACION DEL JURASICO DE SALOU

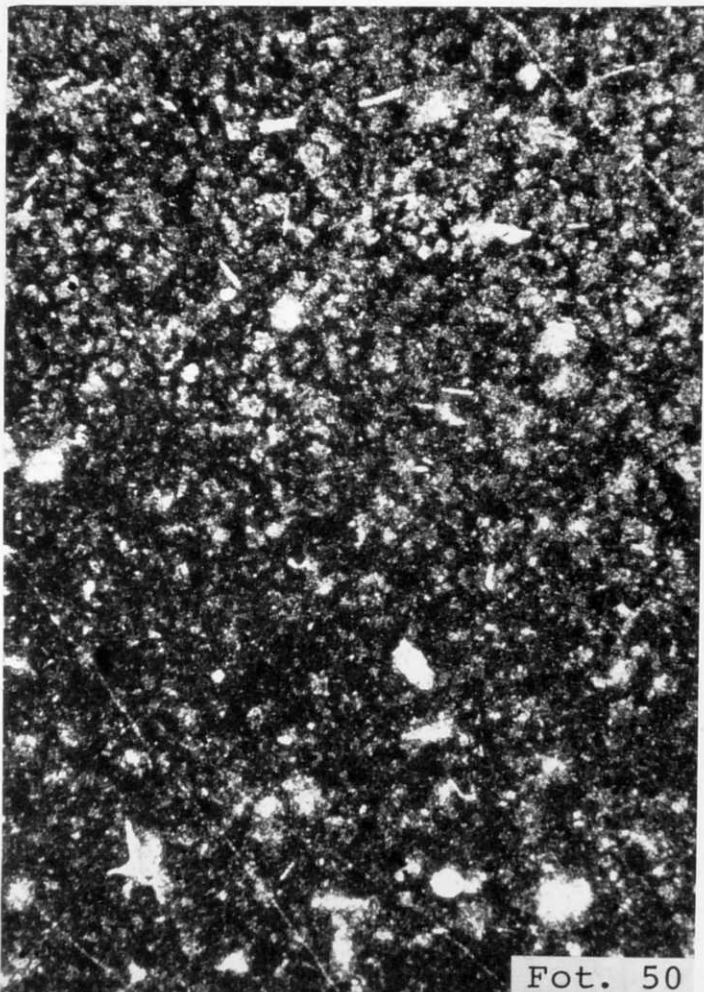
fot.48: Faro de Salou. Micrita jurásica, con romboedros idiomórficos de dolomita, actualmente rellenos de microsparita calcítica. El techo es más dolomítico, en mosaicos xenotópicos, difusos. (Barra=0'5mm).

fot.49 y 50: Dogger, Cala Crancs; facies de "filamentos" y Saccocoma (Barra=0'5mm). La dolomitización porfiroide de estas facies origina el zócalo dolomítico de Salou.

Fot. 48



Fot. 49



Fot. 50

table en el Lías, pero sobre todo en las brechas retienses. Por lo demás la fábrica dolomítica es indiferenciable petrológicamente de las dolomías supracallovienses. Una vez más son los criterios macroscópicos los únicos utilizables en la diferenciación de estos tramos dolomíticos.

5.1.2.2.- Tarragona

Las facies de Tarragona, se comprenden mejor a la luz de los resultados obtenidos en Salou. Tomemos como referencia el nivel de Amónites del Toarciense Superior. Son calizas arcillosas amarillentas micritas o microsparitas con mayor o menor proporción de bioclastos ("filamentos" Protoglobigerinas, Radiolarios, Espículas de Esponjas silíceas, Equinodermos,....); además aparecen finos cristales euhedrales (4-6 μ) de cuarzo autógeno (?). La microfacies es muy semejante a la del Toarciense malloquín, excepto en la ausencia de glauconita. Hacia arriba, las calizas toarcienses, deben contener un pequeño horizonte Bajociense (?) en facies semejantes pero a partir de este nivel, desaparece totalmente todo resto de textura primaria. Los estratos se hacen más gruesos y de tonalidades ocres. La fábrica microsparítica se transforma rápidamente en un mosaico anhedral de dolomita por neomorfismo coalescente. La fábrica resultante es indiferenciable de la de las Dolomías Ferrán tipo y de las obtenidas por neomorfismo porfiroide (niveles supracallovienses de Salou). Los bancos llegan a ser gruesos y masivos y de color gris algo oscuro (en comparación con las Dolomías Ferrán); pero generalmente están brechificadas.

Los materiales inferiores al horizonte fosilífero toarcienses son de estudio más complejo debido a la dificultad de afloramiento en el sector SE de la ciudad. Inmediatamente debajo deben situarse las capas con burrowing, mud-cracks, ripple-marks, muy arcillosas y amarillentas (Fot. 9 y 10). Los niveles más arcillosos son micríticos y escasamente dolomitizados (no se ha analizado por difracción de Rayos X), aunque en los niveles con más burrowing se pasa a dolmicroparitas. Los bancos más compactos son de color gris en fractu-

ra y presentan trazas atribuidas a Pholladomya. En la parte media del estrato la fábrica es de dolsparita anhedral, con alguna zona subhedral. En cambio en la parte alta es dolmicrosparita subhedral con trazas de laminaciones (Fot. 54). En todos estos materiales los procesos neomórficos asociados a la dolomitización son de tipo coalescentes.

Ya hemos señalado los problemas de situación estratigráfica de las dolomías blanquecinas duras y compactas, que forman las gradas del Anfiteatro Romano de Tarragona. La microfacies presenta una fábrica dolsparítica anhedral con fantasmas microsparíticos de oolitos, fósiles, granos de micrita ..., (Fot. 55 y 56). El hecho de que carezcan de granos de cuarzo detrítico nos induce a pensar en un equivalente lateral del Dogger fosilífero de Salou. Lo mismo podemos decir para las brechas de la escama cabalgante del yacimiento jurásico de Tarragona (Fot. 8 y 9), tal vez correlacionable con las "brechas retienses" de Salou.

5.1.2.3.- Salomó-Montmell

En las áreas de Salomó y Montmell la dolomitización ha afectado más profundamente a la serie jurásica. Pero todavía se puede reconocer un pequeño horizonte fosilífero (Braquiópodos, Bivalvos, datable como Toarciense (Fot. 15). Sólo en Rondonyá son facies amarillentas y arcillosas, dolmicrosparitas y dolsparitas anhedrales; en las restantes localidades son bancos grises, compactos, de fábricas dolsparíticas. Debajo deben situarse unas dolomías masivas, a veces bien estratificadas en bancos de 60 cm. de colores rosados y grises. Estas dolomías están frecuentemente brechificadas (cantos grises angulosos y pequeños 0,5-1 cm.), siendo la masa englobante de color rosado, (Ver 5.1.3.-). En algunas ocasiones (en la Juncosa), están laminadas y contienen fantasmas de oolitos? granos?. Tanto en las brechas como en las dolomías laminadas la microfacies corresponde a dolmicritas, dolmicrosparitas y dolsparitas anhedrales con escasos granillos de cuarzo detrítico.

Encima del horizonte fosilífero Toarciense aparecen dolomías blanquecinas en bancos gruesos, que contienen lagunos fantasmas de oolitos (semejantes a los de la Fot. 58) o granos de micrita, pero que hacia arriba presentan abundantes restos de laminaciones centimétricas. La microfacies es una dolsparita anhedral, con zonas subhedrales, prácticamente idéntica a las hasta ahora descritas.

5.1.2.4.- Garraf

La base de las Dolomías en Garraf presenta fábricas más complejas. En las brechas son frecuentes zonas dolmicríticas y dolmicrosparitas con trazas de conchas (Bivalvos? Braquiópodos?) (Fot. 67). Pero en conjunto son mucho más abundantes las fábricas dolsparíticas anhedrales.

Es en la presente zona de brechas basales donde encontramos las fábricas más complejas del zócalo dolomítico. Resumiendo nuestras observaciones podemos señalar que:

- a - Las brechas basales de las Dolomías Negras de Garraf contienen con certeza extraclastos provenientes del Muschelkak, aunque en un bajo porcentaje (5-10 %).
- b - Los cantos, sean angulosos o subredondeados, (Fig. 18), presentan evidencias de una primera etapa de fracturación (=sus grietas de calcita finalizan bruscamente en la superficie del canto).
- c - La matriz es microsparita, a veces poco dolomítica, con algunos romboedros porfiroides de dolomías, frecuentemente presenta límites gradacionales y difusos con los cantos.
- d - Existen numerosas grietas de tensión, que cruzan las fábricas microsparitas produciendo un aumento de la transparencia. Lo mismo ocurre cuando cruzan fábricas dolsparíticas anhedrales, remarcando que en muchas ocasiones la fábrica no se altera en absoluto, simplemente los cristales, o parte de los cristales se hacen más claros, pero se conserva la mineralogía.
- e - En las zonas más alteradas (más porosas) se presentan fábricas poiquilíticas muy complejas, generalmente con dos o más generaciones de cristales de dolomita y etapas de calcitización. Si tenemos en cuenta lo dicho en c), d) y e) apreciaremos una evolución diagenética muy compleja sobre la que volveremos a insistir más adelante. (Fig. 16 y 18).

fot.51: CS 105, Barra=0'5mm. Dolsparita alotriomorfa del Lías, con granos de micrita relictos. Obsérvese que los granos flotan en el mosaico esparítico, evidenciando un proceso neomórfico.

fot.52: CS 105, Barra=0'12mm., Nícoles cruzados. Dolencrinita liásica. El bioclasto de Equinodermus con los bordes parcialmente reemplazados por el mosaico dolomítico; este componente es el más resistente a la dolomitización.

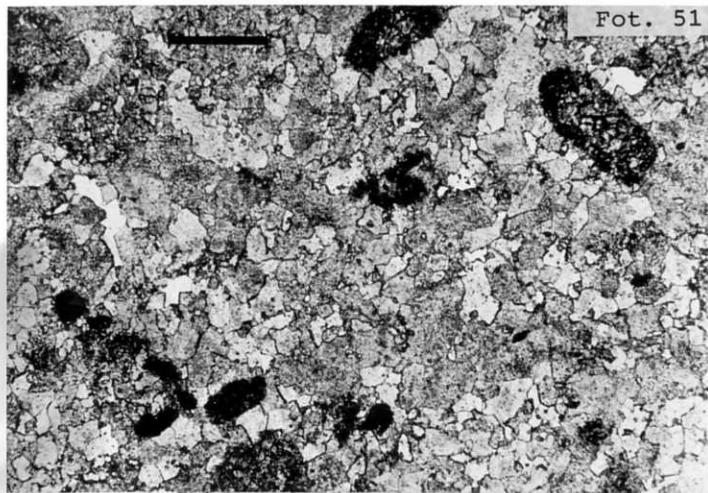
fot.53: CS 106, Barra=0'12mm. Dolcalcarenita liásica. El neomorfismo asociado a la dolomitización permite que los cristales sobrepasen los límites de los granos. En este caso se trata tal vez de indistintamente u gasterópodo.

fot.54: MT 165, Barra=0'5. Dolmicrosparita arcillosa con 5% de limo de cuarzo ligeramente laminada. Estación de Tarragona Lías. Procesos neomórficos-coalesivos.

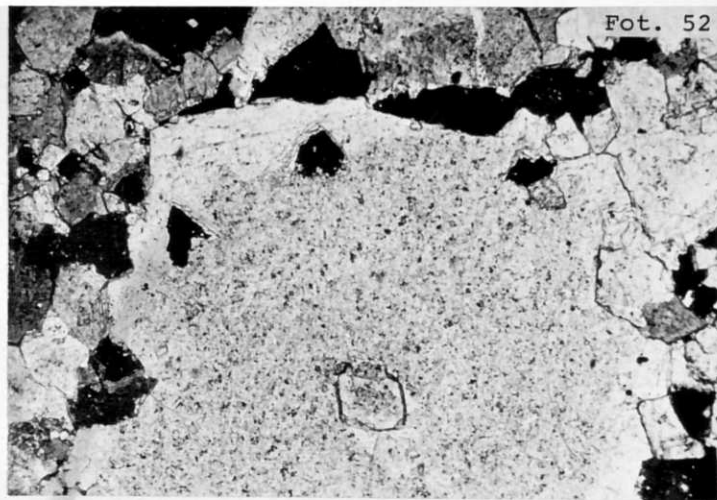
fot.55 y 56: MT 28, Barra=0'5mm. Dolmicrosparitas compactas con fantasmas de bioclastos. Anfiteatro de Tarragona, Dogger (?).

fot.57: SMH3, Barra=0'12mm. Dolsparita idiomórfica con núcleos arcillosos. Sondeo. Algunos cristales están claramente zonados, pudiéndose referir a dedolomitización relacionada con la etapa erosiva de la base del Malm.

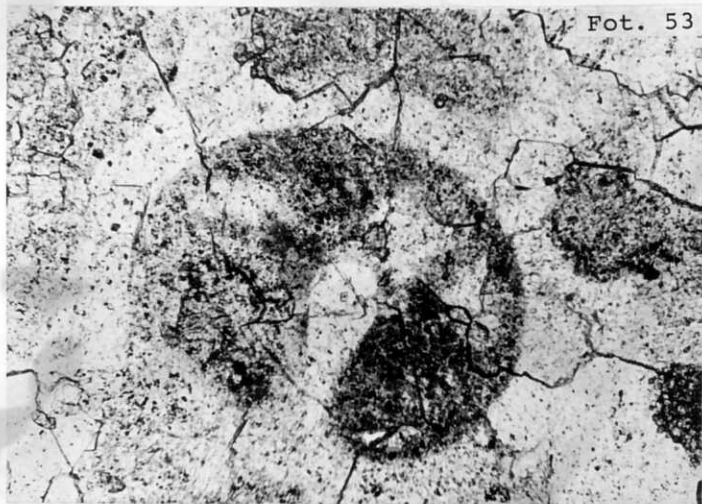
fot.58: GF 280, Barra=0'4mm. Doolosparita bioclástica de la base del nivel J2 de Castelldefels (Garraf). Es el mosaico de grano más grueso del zócalo dolomítico.



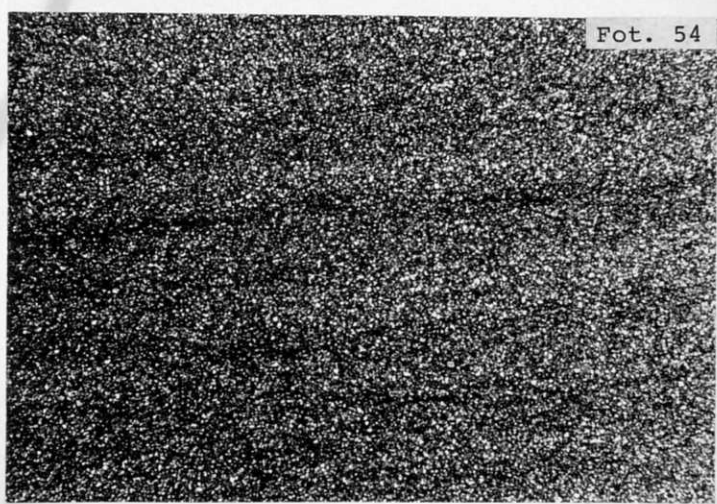
Fot. 51



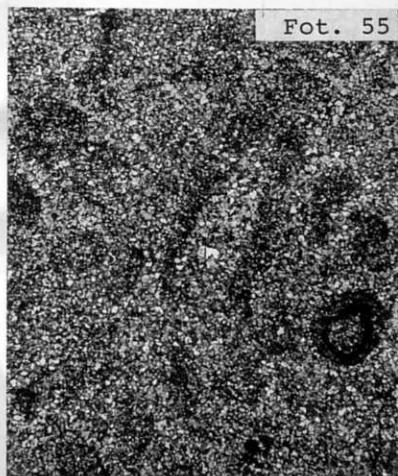
Fot. 52



Fot. 53



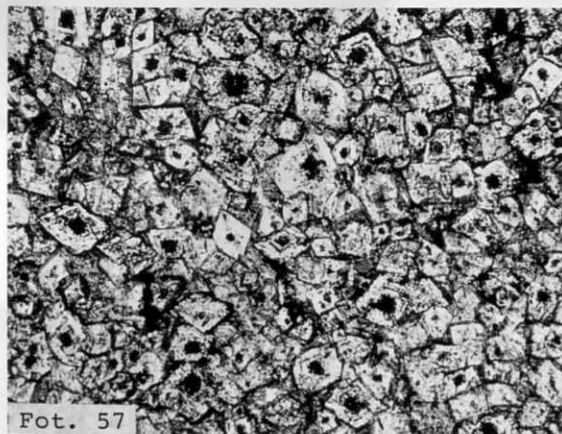
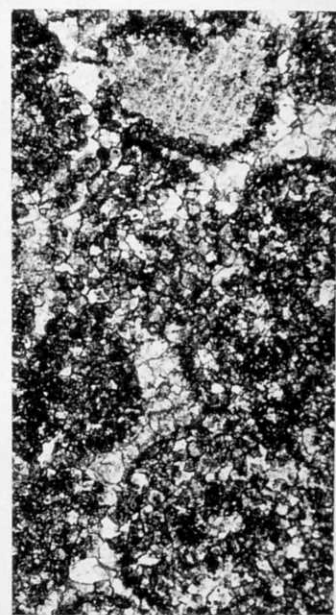
Fot. 54



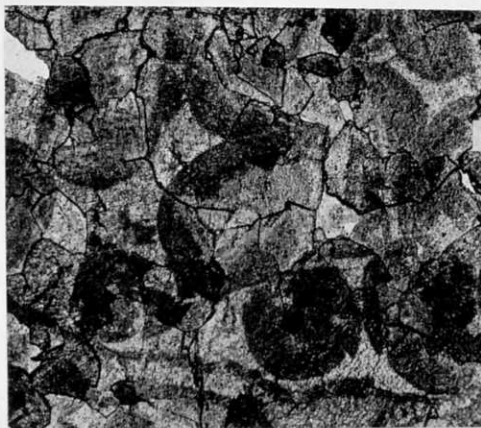
Fot. 55



Fot. 56



Fot. 57



Fot. 58



De lo dicho en a) y b) se puede deducir de que por lo menos en parte estas brechas son de origen sedimentario, y que su formación ha tenido lugar cuando ya existían materiales dolomíticos con mosaicos neomórficos y después de una etapa de fracturación. Por otro lado al contener elementos del Muschelkalk, se infiere la presencia de relieves del zócalo triásico lo suficientemente energéticos como para producir desmantelamientos parciales. Ya se ha señalado que en varios puntos estas brechas forman bolsadas de hasta 50 m. de espesor que cortan algunas capas del Muschelkalk, sin rastros del Keuper, (4.8.2.2.-). Por otra parte, son abundantes los granos detríticos, redondeados, de cuarzo (Fot. 66) que llegan a formar arenitas con estratificación cruzada (Fot. 30).

Inmediatamente, encima de las brechas basales, es frecuente la localización de doloosparitas (Fot. 58). Es difícil saber el significado de estos fantasmas de oolitos. Podrían ser una continuación de las facies de lumps oolíticas observados en el techo del Keuper de la Cordillera Prelitoral (datos inéditos del autor), pero cabe la posibilidad de que representen oolitos de origen marino por poseer: buena clasificación de tamaño (0,7 mm.), formas esféricas y ausencia de oolitos alargados, pisolitos, lumps,..... Con todo estos criterios no son concluyentes y sería preciso un análisis más detallado.

5.1.3.- EL TECHO DE LAS DOLOMIAS FERRAN

En Salou, Tarragona y Santa Cristina el zócalo dolomítico finaliza con un hard-ground ferruginoso de edad Cretácico Inferior en general. En las proximidades del hard-ground (los últimos 4 m.) las dolomías suelen estar teñidas de rojo y presentan núcleos de minerales ferruginosos, goethita intercrystalina, abundantes texturas poiquilíticas con calcita-dolomita, diferentes tipos de fábricas euédrales, (Fot, 65), etc....

En Bonastre, Les Pesses (Santa Cristina) y Salomó existen claras evidencias de campo de que parte (1-35 m.) del techo de las Dolo-

mías Ferrán es Cretácico Inferior, tal vez Portlandiense Superior. En Les Pesses las calizas "purbeck" sufren procesos neomórficos porfiroides, con romboedros de dolomita rojizos acumulados en la parte alta de los dos o tres últimos estratos de la base. En Salomó quedan dolomitizados por lo menos 35 m. de calizas "purbeck" en gran parte Barremiense. Las fábricas de todos estos casos tienen en común la presencia de geodas y canales con cristales euhedrales de dolomita-dedolomita trizonales, con rellenos geopetales de silt dolomítico que decapita cristales de dolomita. (Fot. 59 a 64). Incluso pueden observar dos generaciones de cristalización-erosión. (Fot. 60). Desde luego, estas cavidades geódicas no son, en general, muy abundantes, pero se concentran cerca de superficies de erosión (disolución evidentes, y posiblemente puedan ser un buen criterio petrográfico para su reconocimiento. La fábrica de estas dolomías difiere del tipo Ferrán en un mayor grado de cristalinidad y transparencia, coincidiendo con un color gris blanquecino en el afloramiento.

En Montmell y Garraf el techo de las Dolomías Negras es el algal mat calizo del Portlandiense. En estos casos, lo único que difiere de la fábrica del tipo Ferrán es la intensidad de las laminaciones que presentan notables estructuras estromatolíticas oncolíticas y mud-craks. Algunas frecuentes fábricas esferoidales de cristales espáticos de calcita blanca (de hasta 2 cm.) pueden interpretarse como relleno de nódulos de anhidrita redisueltos. (Fot. 68 y 69).

El problema del techo estriba en interpretar correctamente el "umbral de Salou. Tal vez hard-ground barremiense tenía ya un antecedente en la etapa erosiva de la base del Malm. En la cuenca Salou-Garraf hemos hallado signos de discontinuidad erosiva y angular entre un posible Lías y un techo Malm (4822) y parece lógico suponer que ello implica la erosión de parte del Dogger (Fig. 15). Sin embargo, en Tarragona, Montmell, Santa Cristina,^{no} hemos localizado ninguna evidencia de esta discontinuidad. El análisis petrológico no ha dado resultado concluyente en este sentido. Puede aducirse que en caso de existir ha desaparecido debido a

EL TECHO DEL ZOCALO DOLOMITICO

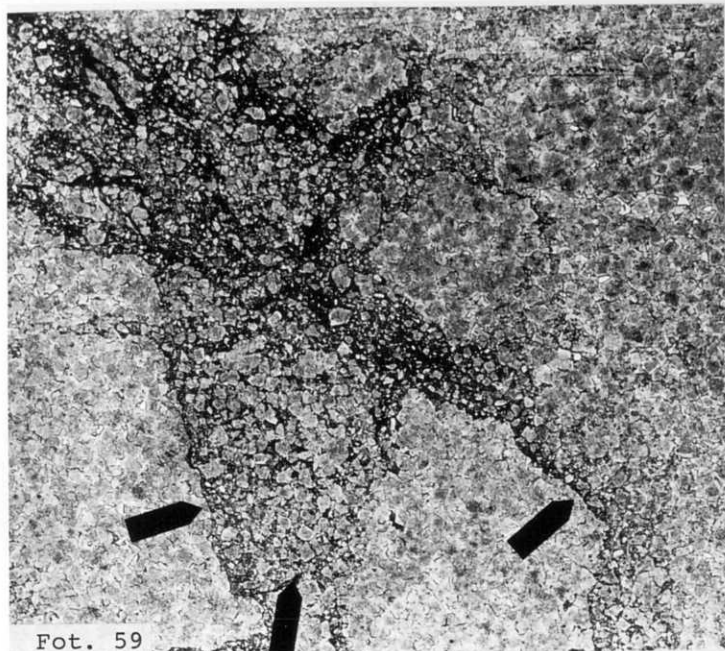
fot.59 y 61: S 410, Barra=0'8mm y 0'5mm respectivamente). El techo dolomítico de Salomó es afectado por circulación vadosa que decapita los cristales de la base (flechas) y redondea y transporta detríticamente a los cristales en un canal con residuos insolubles. Es un proceso de carstificación incipiente.

fot.60: S 415; Barra=0'8mm. Salomó, cavidad microcárstica con sedimento geopetal de silt dolomítico y posterior cementación por un mosaico ortosparítico de calcita. Se considera como el proceso más avanzado que en el caso anterior. Obsérvese en el techo de la cavidad una primera generación de cemento (dedolomita, ver fot.62) y que el relleno de silt dolomítico finalizó después de una primera etapa de cementación y erosión. (Ver flecha).

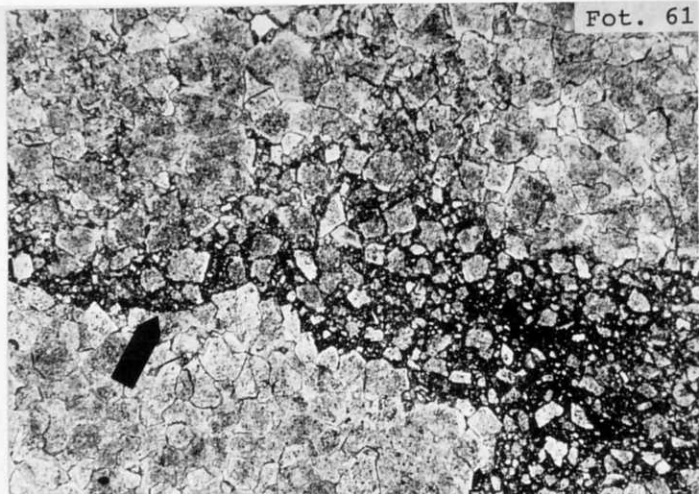
fot.62: S 415:, Barra=0'12. Detalle de una pequeña cavidad en el techo del zócalo dolomítico de Salomó. Erosión y deposición del silt dolomítico en el fondo, cristales enhedrales con zonación de calcita (ortosparita) cerrando la cavidad. En el fondo, parecen observarse dos o tres etapas de erosión.

fot.63 y 64: SC 320; Barra: 0'5mm. Cavidades microcársticas con cristales de dedolomita zonados en el área de Santa Cristina.

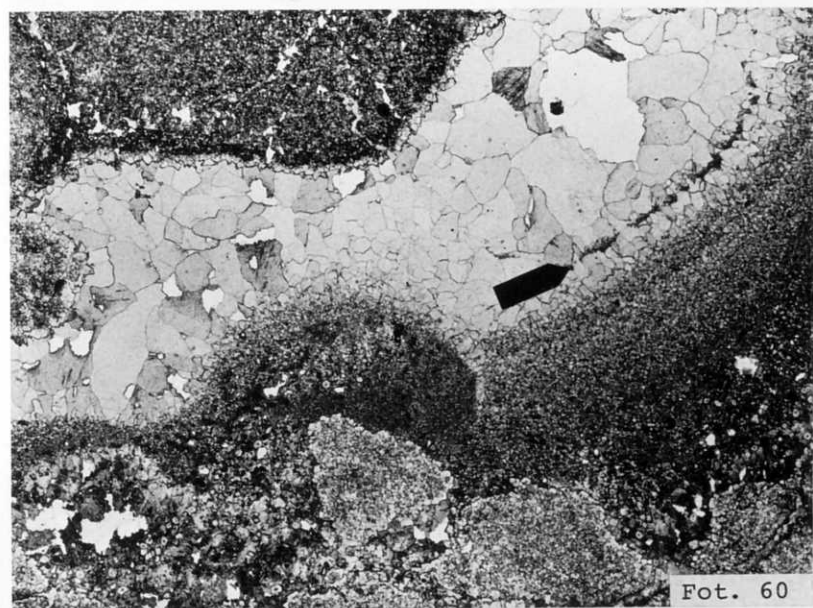
fot.65: SC 345, Barra=0'5mm. Complejas fábricas poiquilíticas con cristales enhedrales zonados en Mas Tarragó. Abundancia de inclusiones arcillosas rojas.



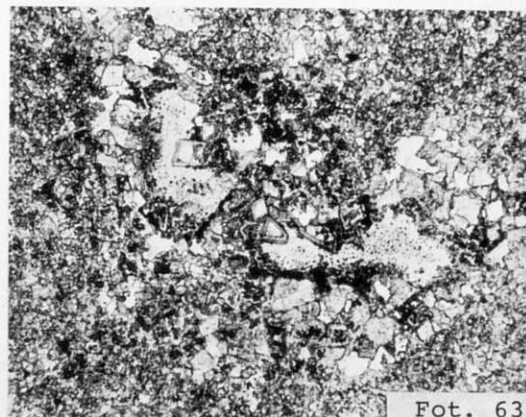
Fot. 59



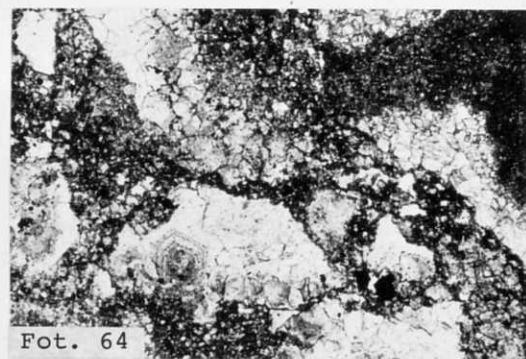
Fot. 61



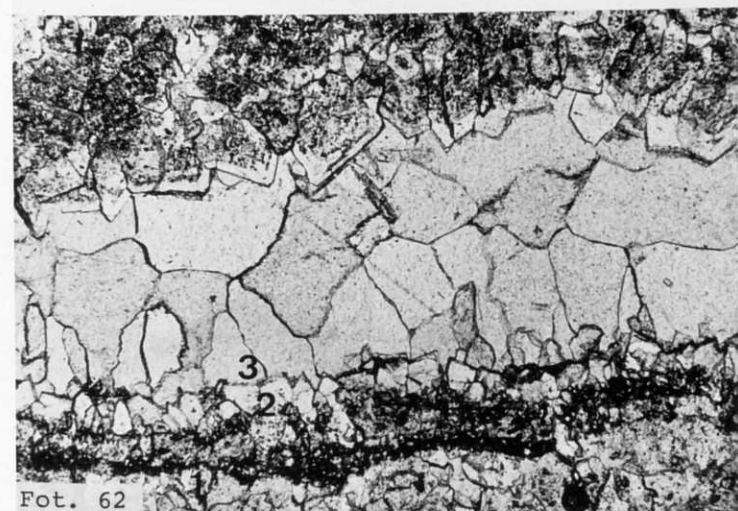
Fot. 60



Fot. 63



Fot. 64



Fot. 62



Fot. 65

II

los procesos de dolomitización y a la telodiagénesis.

El estudio de algunas muestras de sondeos realizado al E de Tarragona ha permitido obtener algún dato a este respecto. Las fábricas son preferentemente mosaicos de cristales enhedrales de dolomita con un núcleo oscuro arcilloso, que hacia arriba pasan a subhedrales, conservando el núcleo característico (Fot. 57). Ello concuerda con las tendencias observadas en los cortes más profundos de las canteras de la región (Fot. 42). En general, las muestras de sondeo están sujetas a menos alteraciones telodiagenéticas que las muestras de superficie, pero no se ha logrado localizar ninguna discontinuidad significativa (texturas poiquilíticas, inversión cristalina, granos de cuarzo, horizontes ferruginosos, etc.). Solo estas curiosas formas euhedrales con núcleo oscuro podrían hipotéticamente una discontinuidad dentro del paquete dolomítico supraliásico, puesto que parece ser que siempre están directamente asociados a niveles erosivos.

En ESTEBAN (1969) se halló un mayor contenido en trazas de Germanio en la parte superior de las dolomías de Tarragona, que en su base. Ello se interpreta como un reflejo de un material original rico en restos sapropélicos (algal-mats) en la parte superior (Lositskaya 1964). Tampoco este dato puede resolver el problema planteado de si el Dogger de Salou se bisela por erosión hacia el NE, o bien cambia lateralmente de facies (facies de Cafalópodos-oolitos?-algal-mats). De todas maneras, parece muy brusco este cambio lateral de facies y la explicación más lógica continúa siendo el bisel erosivo del Dogger (Fig. 15).

5.1.4.- EL ORIGEN DEL ZOCALO DOLOMITICO

Esta formación dolomítica, prácticamente uniforme en sentido vertical y horizontal y que puede llegar a tener casi 300 m. plantea el grave problema de su origen.

5.1.4.1.- El origen de las brechas

En la literatura sobre la región en estudio se atribuye el origen de las brechas a procesos tectónicos. No sólo la fracturación por diaclasas, sino los desplazamientos del zócalo dolomítico sobre su base de Keuper serían los causantes de esta brechación. El hecho general de que el paquete de dolomías está más brechado en las cercanías de su base parecía corroborar esta suposición.

Sin pretender significar que los procesos tectónicos no influyen en la macrotextura del zócalo dolomítico, los hechos que a continuación exponemos nos indican claramente que por lo menos parte de las brechas se han formado sedimentariamente:

- a - Presencia el elementos de Muschelkalk
- b - Evidencia de una primera etapa de fracturación
- c - Presencia de granos y cantos (1 cm.) de cuarzo (Fot. 66)
- d - Relación de las brechas con la roca encajante. (Ver además 5.1, 2.3.-)

Los criterios a), b) y c) han sido expuestos anteriormente. Además presentamos como ejemplos algunos esquemas de campo obtenidos en la serie dolomítica de Les Agulles (Garraf), en los que se aprecia que los procesos de redisolución son los principales causantes de la textura brechoide (Fig. 17).

En las inmediaciones de los hard-ground, en la superficie de muchos estratos, se aprecia un incremento del grado de brechación. Podría aducirse que estas superficies son discontinuidades de acción preferente en la tectónica. Pero la misma conclusión se obtiene observando, los cortes frescos de las canteras y sus coberturas, sobre todo las de cota más alta.

Aunque en muchas otras localidades resulta difícil decidir que proceso (tectónica o redisolución) es el dominante, puede generalizarse que la mayor parte de las brechas son de origen netamente sedimentario, o que por lo menos, la ateración por redisolución etc. de las posibles brechas tectónicas preexistentes ha sido muy notable (Fig. 18). Sólo en las proximidades de las grandes fallas se aprecia un claro dominio de las brechas tectónicas.

Se han observado claros indicios de moldes de evaporitas en las dolomías (fot. 68 y 69). De todas maneras no parece que la brechación deba relacionarse, en conjunto, con procesos de colapso por redisolución de materiales evaporíticos, debido a que: (Fig. 17).

- La brechación se incrementa hacia la superficie de los estratos. Igualmente, las grietas se ensanchan hacia arriba.
- Está poco definido el límite inferior del horizonte brechado.
- Se trata de depósitos lateralmente muy discontinuos, formando bolsadas, lentejones,..... observables a escala del afloramiento.
- Predominio de matriz sobre cantos.

El conjunto de estas observaciones nos indica que debemos rechazar la interpretación como colapso-brechas evaporíticas, para toda la unidad litológica ROBERTS, 1966, ANDRICHUCK, 1955, HENBEST, 1958, MIDDLETON, 1961, STANTON 1966, BEALES and OLDERSHAW, 1969, LUCIA 1972, BLOUNT and MOOR 1969, entre otros, aportan criterios adecuados en los que nos hemos basado esta conclusión para la mayor parte de estas brechas dolomíticas, sobre todo las brechas basales. La disposición de las brechas basales en relación con el Trías y las dolomías discordantes suprayacente sugiere la presencia de procesos de disolución de tipo Kárstico y acumulación de los bloques en pequeños derrubios de pendiente (E.G. Purdy, comunicación personal). Esta interpretación está de acuerdo con los cortes de las discordancias del zócalo dolomítico (Figs. 11,13, y 14), y con la presencia de fuertes paleopendientes (ver el es-

Fig.16: PETROGENESIS DE LAS FABRICAS DEL ZOCALO DOLOMITICO.

1: Barremiense. 2: Algal-mat pottlandiense. 3: Facies de "filamentos" del Dogger.
4: Mudstone arcilloso. Dogger. 5: Calcarenitas liásicas. 6: Dolomitización porfiróide en las superficies de erosión. 7: Microsparitización. 8: Dolomía idiotópica zonada. 9: Dolomía idiotópica de núcleo arcilloso (muestras de sondeo). 10: Mosaico xenotópico anedral con fantasma. 11: Fábrica poiquilítica, con nueva generación de dolomita. 12: Alteración a dolmicrosparita.

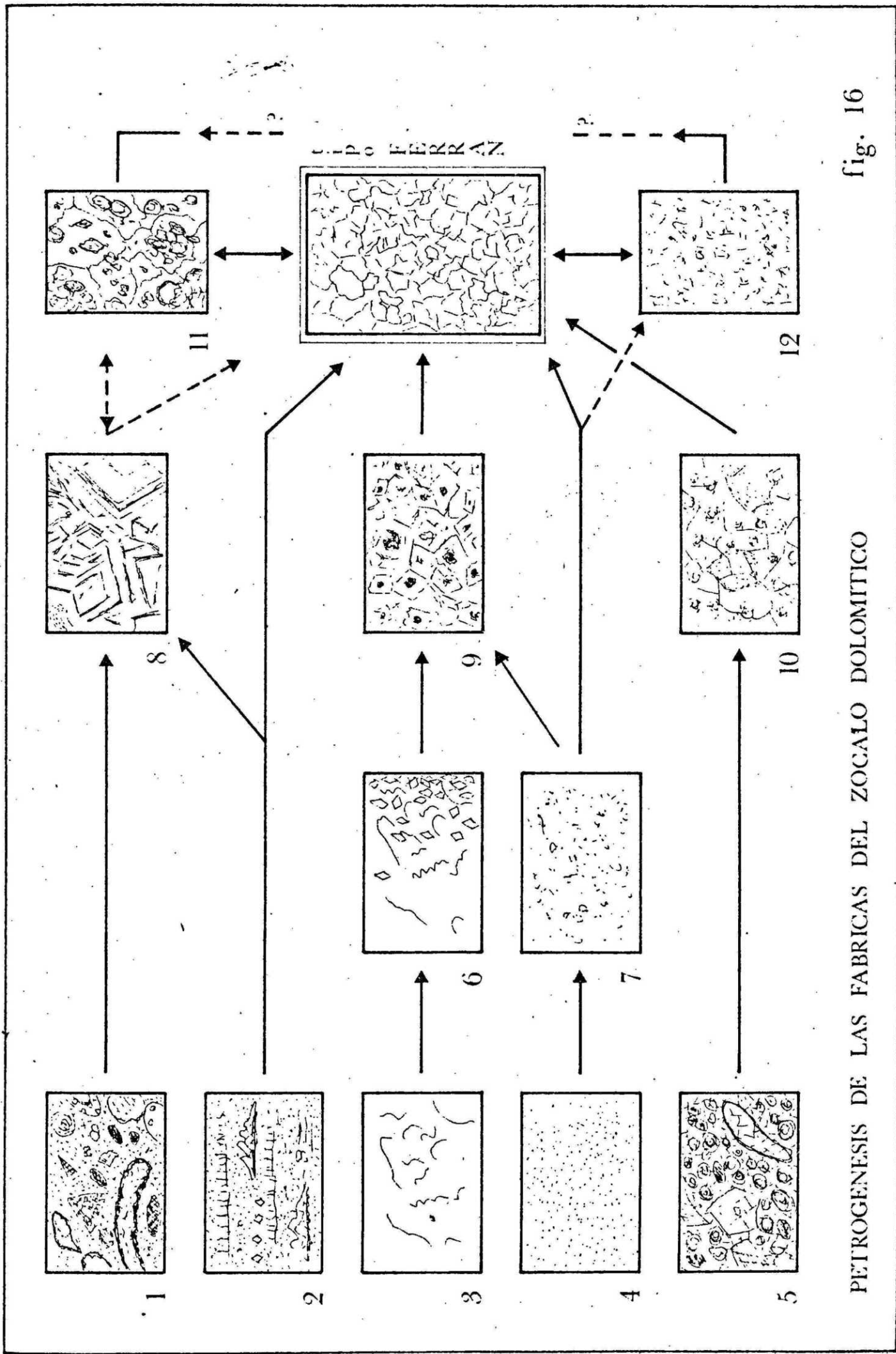


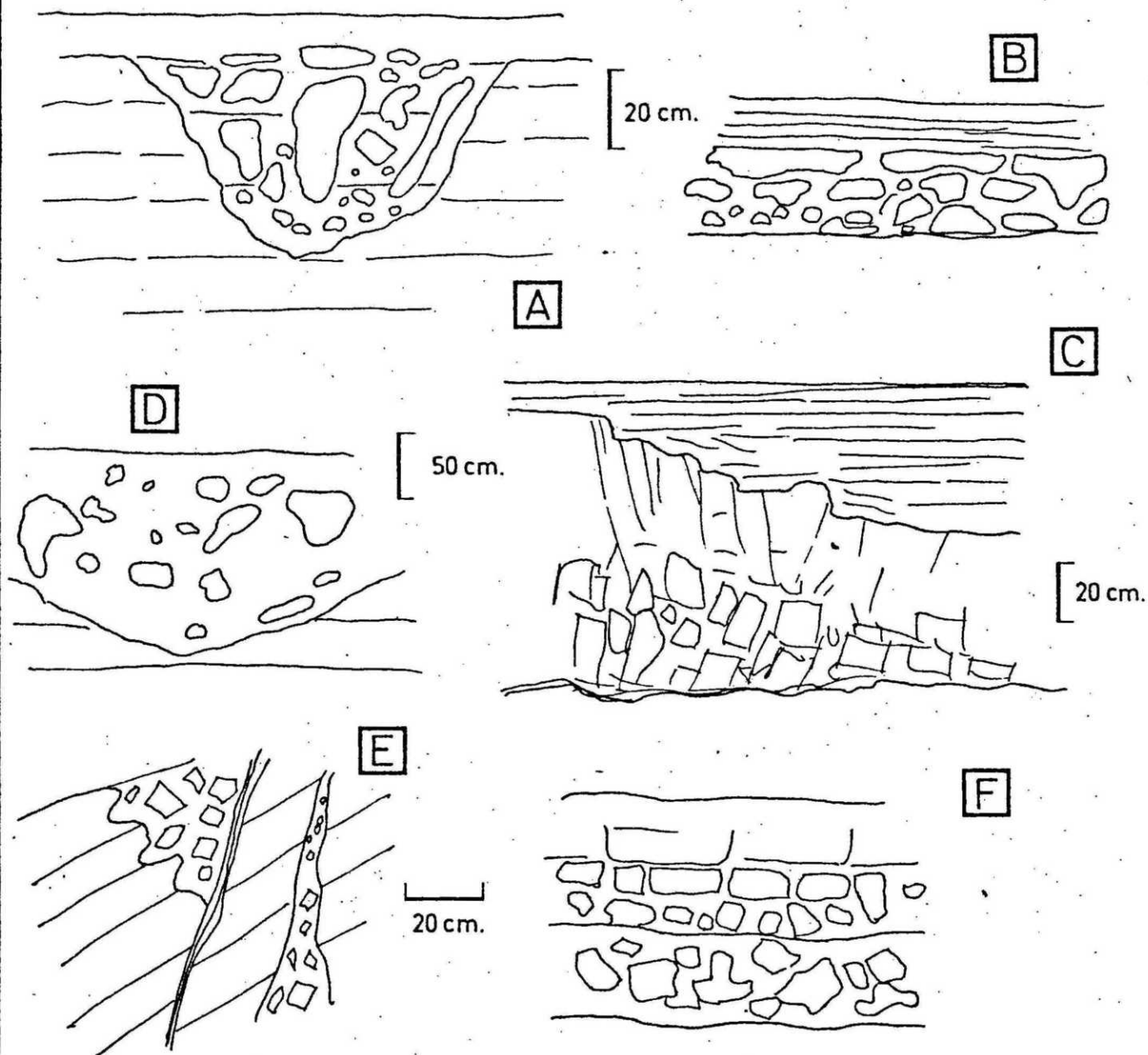
fig. 16

PETROGENESIS DE LAS FABRICAS DEL ZOCALO DOLOMITICO

ESQUEMAS DE CAMPO SOBRE LA DISPOSICION DE LAS
BRECHAS DOLOMITICAS.- J1.

Les Agulles-Camp Gras (Garraf)

Fig. 17



A, D

Karst

B, C, F

Colapso-brecha

E

Tectónica+ Karst

Procesos dominantes

tudio de los algal-mats).

Las únicas texturas atribuibles a moldes de evaporitas aparecen en la parte media del zócalo dolomítico del borde oriental de Garraf (Les Agulles). Se observan formas arriñonadas y cuadrangulares (anhidrita?), así como moldes romboédricos alargados (yeso?) (Fot. 68 y 69). Puede deducirse provisionalmente un ambiente evaporítico en esta zona de la cuenca: entonces, tal vez muy localmente pueden presentarse colapso-brechas (de evolución ascendente), e incluso llegar a ser dominantes.

5.1.4.2.- Evolución de la fábrica

En la Fig. 16 se resumen los resultados obtenidos en el análisis petrológico de las fábricas dolomíticas. Partiendo de calizas muy diferentes (algal-mats), micritas de "filamentos" micritas arcillosas, bioosparitas,...) llegamos a un producto constante: dolospiritas anhedrales con un 15 % de cristales subhedrales. La dolomitización ocurre asociada a dos tipos de procesos neomórficos:

- a - Crecimiento de porfiroides euhedrales de dolomita.
- b - Crecimiento coalescente anedral con una etapa intermedia de dolmicrosparita.

El primer proceso parece localizarse preferentemente en la parte superior de la serie jurásica, asociado a las discontinuidades erosivas (Fot. 58-65,...). Sin embargo las muestras de sondeo indican su presencia a mayor profundidad, seguramente a partir de materiales más arcillosos del Dogger. (Fot. 57). Es sugestiva la idea de utilizar este criterio para localizar la probable discontinuidad de la base del Malm; pero de momento no tenemos argumentos demasiado convincentes en tal sentido.

Ocasionalmente en el techo del zócalo dolomítico se incorporan

Fig.18. FABRICAS DEL ZOCALO DOLOMITICO

Preparaciones petrográficas teñidas con Alizarina en medio ácido y ferrocianuro potásico. (Dickson,1969).

Las brechas dolomíticas presentan elementos de bordes redondeados (A,X33;E,X14). La calcitización de la dolomita ("dedolomitización") se realiza a través de los espacios intercristalinos y líneas de fractura (B,X132;D,X32) intercristalinas. La calcitización se realiza preferentemente en determinadas zonas, posiblemente planos de mayor fracturación o porosidad (C,X32). Se obtiene una fábrica poiquilítica de grandes cristales de calcita que incluyen residuos anhedrales de dolomita. Sin embargo en las superficies de discontinuidad con el Cretácico (F,X132), la fábrica poiquilítica es también residual, pero los cristales de dolomita son enhedrales a pesar de estar alterados y parcialmente reemplazados por calcita.

materiales de procedencia cretácica (Fot. 59 a.64). La fábrica evoluciona hacia mosaicos subhedrales y euhedrales zonados que pueden confundirse con los del tipo Ferrán en algunos puntos. El segundo proceso parece localizarse en zonas profundas, muy arcillosas, lejos de las discontinuidades erosivas, sin que podamos aducir ninguna razón especial. Parece que tiene lugar en materiales poco litificados (?) sin direcciones dominantes de aporte de fluidos. El estadio intermedio de dolmicrosparita puede ser policíclico, proviniendo de la alteración de una típica fábrica Ferrán.

La fábrica que hemos considerado como tipo (Fot. 39), puede muy bien ser policíclica, en el sentido de FREEMAN (1969). En algunas muestras se han localizado por lo menos dos ciclos de calcitización-cementación poiquilítica a partir de la fábrica original. Es bastante convincente el conjunto de datos publicados que relacionan la calcitización (dedolomita) y las fábricas zonadas y poiquilíticas con la exposición subaérea y la meteorización (SHEARMAN et al. 1961; BRAUN and FRIEDMAN 1970; De GROOT 1967; FOLKMAN 1969; GOLDBERG 1967; EVAMY 1963; LUCIA 1961,.....). Además también disponemos de un factor que ayuda en gran manera al desarrollo de estos tipos de fábricas según las referencias antes citadas: el sulfato de calcio. Ya hemos señalado la posibilidad de exhumación del zócalo triásico durante el Jurásico, lo cual facilitaría la existencia de acuíferos cargados en SO_4 Ca y por lo tanto, las reacciones de dedolomitización.

5.1.4.3.- Interpretación

Los datos que hemos reunido apuntan a considerar un origen poligenico para el zócalo dolomítico, siempre teniendo en cuenta las continuas evidencias de emersión y erosión de los materiales jurásicos en la cuenca Salou-Garraf (discordancias angulares, brechas Kársticas, de derrubios de pendiente y colapso-brechas evaporíticas, algal-mats y mud-cracks, dedolomitización,....).

En primer lugar, es lógico deducir que el Dogger calcáreo arcillos

de Salou está presente en Tarragona, por lo menos en parte, completamente dolomitizado. La dolomitización pudo ocurrir por exposición subaérea durante la regresión de la base del Malm, mediante un mecanismo semejante al descrito en FREEMAN (1972).

No se puede explicar de la misma manera la dolomitización de la mayor parte del zócalo dolomítico hasta los indicios de la discontinuidad (hard-ground) del Cretácico Inferior pueden situarse hasta más de 300 m. de calizas sin dolomitizar. Por lo tanto no es esta emersión la que produce la dolomitización del Malm. Tampoco se puede intentar explicarla por medio de mecanismo "seepage-reflux" (ADAMS and RHODES 1960) puesto que las distancias son excesivas. El mecanismo de dolomitización se halla en la misma cuenca sedimentaria.

En la plataforma Salou-Tarragona (¿también en Santa Cristina?) la dolomitización afecta a calizas de Cefalópodos y Braquiópodos, con "filamentos" etc. que implican un ambiente deposicional sin dolomitización. En cambio en Garraf y parte del Montmell es evidente que el material original era de tipo muy litoral (algal-mats; estromatolíticos, mud-cracks, dientes de Dinosaurio, moldes de evaporitas,...). En este ambiente deposicional es totalmente justificable y comprensible la dolomitización (ver por ejemplo SHINN et al 1965; ILLING et al 1965). Así puede explicarse la dolomitización en Garraf y parte del Montmell, pero ésta no es necesaria para un supuesto Malm en Tarragona-Salomó (Santa Cristina?). ¿Cual era el material original en éstas áreas?

Desde Tortosa a Garraf, las dolomías que hemos atribuido al Malm, presentan sobre todo en su parte alta, notables laminaciones paralelas centimétricas. Sólo en Garraf estas laminaciones en las Dolomías tienen caracter estromatolítico. (Se continua suponiendo que el Dogger fosilífero no pasa lateralmente a materiales laminados). Pero en todas estas localidades el caracter estromatolítico es bien patente en las calizas portlandienses suprayacentes. ¿Se sedimentó el Malm en Salou-Tarragona?. El único dato a favor de un Malm cerca de Tarragona es la presencia de laminaciones centimé-

tricas. Este Malm podría ser ya dolomítico antes de la emersión barremiense. En la Fig. 15 se resumen estas hipótesis para el zócalo dolomítico.

Es preciso destacar la intervención de la exhumación del Keuper en los procesos de dolomitización. Por un lado, parece lógico imaginar la producción de acuíferos ricos en Calcio (bajo Mg/Ca), favoreciendo la dedolomitización. En cambio FREEMAN (1972), demuestra que estos afloramientos pueden producir valores de Mg/Ca 5, suficientes para dolomitizar las calizas del Muschelkalk ibérico. Este autor sugiere que la acción dolomitizante de las aguas procedentes del Keuper (elevado Mg/Ca) ocurre a cierta profundidad, ayudada por el gradiente geotérmico. En cambio la calcitización de la dolomita tendría lugar al exhumarse el zócalo dolomítico, en condiciones de menor temperatura. De esta manera las diaclasas más recientes del zócalo dolomítico jurásico (de descarga?) son de calcita, así como la última generación de cemento de las cavidades geódicas.

Insistiremos en que la mayor parte de las texturas macroscópicas del zócalo dolomítico se deben a procesos sedimentarios (Karst, colapso-brechas, meteorización, etc....), aunque diaclasas y pequeñas fracturas han de ser abundantes forzosamente en un paquete dolomítico yacente sobre materiales plásticos del Keuper y que se ve sometido a sucesivos procesos de emersión y basculamiento.

Hemos dedicado un pequeño espacio al estudio de la porosidad de estas dolomías. Actualmente son compactas y escasamente permeables a excepción de las proximidades de las fracturas. Sin embargo el estudio petrológico revela que ha tenido etapas de gran porosidad geódica, móldica, cavernas y de fractura (de descarga, tectónica) asociada con las emersiones.

El material original, en cualquier caso, parece haber sido constantemente de grano fino (micritas) y la dolomitización ha ocurrido previa litificación (porosidad máxima 2 %). La dolomitización y los procesos asociados han provocado incrementos importantes de la

porosidad, mientras que la exhumación la reducía de nuevo (cementación poiquilítica-dedolomitización) o bien la incrementaba por redisolución kárstica. Observando las superficies de erosión de la Fig. 15 se aprecia en Garraf un gran paquete dolomítico cerrado por arriba por calizas micritas compactas con niveles margosos (300 m.). Por otro lado, cabe apuntar aquí el hecho que en el área de Garraf el zócalo dolomítico es más oscuro y más fétido hacia el Este y con claros restos asfálticos intercristalinos.

5.2.- LAS CALIZAS "PURBECK"

Encima del zócalo dolomítico se sitúa un paquete de calizas grises con algunos pequeños niveles de margas grises y arcillitas plateríticas. Su edad oscila desde el Portlandiense terminal al Barremiense Inferior. Sus características son extremadamente variables en cada afloramiento pero siempre contienen asociaciones de pequeños Gasterópodos de concha delgada, Ostrácodos, Cháraceas, Dasycladáceas, Codiáceas, algal-mats, estromatolíticos,.... Para facilitar la descripción estudiaremos en primer lugar las calizas de edad Portlandiense, y en otro capítulo el complejo Valanginiense-Hauteriviense-Barremiense Inferior. (Ver apartado 5.5).

5.3.- LAS CALIZAS PORTLANDIENSES

Esta unidad comprende las calizas localizadas encima (y lateralmente) de la parte alta del zócalo dolomítico y caracterizadas por la asociación Clypeina-jurásica - Anchirospicyclina lusitanica. El techo viene delimitado por la aparición de Choffatella decipiens - Trocholina, que se considera ya Valanginiense. Este techo coincide aproximadamente con núcleos margosos, abundantes secciones de Gasterópodos, Oncolitos, pisolitos, etc...

Estas calizas Portlandienses están bien desarrolladas en Garraf (100 m.), en Montmell (30 m.), están muy reducidas en Bonastre (16 m. visibles) y desaparecen al W de Santa Cristina, No se han localizado en el área estable de Salou-Tarragona-Salomó. Y vuelven a aparecer en Hospitalet-Vandellós con 60-100 m. de potencia.

El estudio de estas calizas presenta un gran interés petrológico, sobre todo porque nos permite observar el material original del lecho del zócalo dolomítico.

5.3.1.- CONTACTO CON EL ZOCALO DOLOMITICO

En la mayor parte de los afloramientos los últimos niveles dolomíticos contienen láminas de caliza gris, cada vez más frecuentes hacia la parte superior: tanto las calizas como las dolomías con-

tienen laminaciones centimétricas y milimétricas (Fot. 31 y 32). Las cuñas de dolomías son cada vez menos frecuentes hacia arriba, pero la secuencia de calizas portlandienses contiene por lo menos dos cuñas dolomíticas importantes (1 m. de espesor), así como muchas láminas de dolomía. Es evidente de que por lo menos en parte las calizas portlandienses son un paso lateral del techo de las Dolomías Negras,

En detalle, el contacto entre dolomías laminadas predominantes y calizas laminadas predominantes está formado por 3-24 m. de calizas grises, con pocas o ninguna laminación, en bancos gruesos y compactos (Lam. 9) ¿representan tal vez un obstáculo a la dolomitización).

Por otro lado la cartografía que presentamos (lamina 10) señala claramente una brusca disminución de potencia de las calizas portlandienses desde la costa hacia el Norte del área de Garraf. A partir de la altura media de Begues apenas aparecen calizas portlandienses, aunque son frecuentes y potentes, las dolomías laminadas con estromatolitos,, con alguna lámina calcárea. De ello se deduce que las calizas portlandienses se dolomitizan casi completamente hacia el N. A este respecto es sumamente interesante el estudio de los alrededores de Penya Ginestor-La Plèta, según el barranco de Vallbona. Las fracturas E-W limitan bruscamente un paquete de 80-100 m. de calizas portlandienses al Sur. Al Norte de estas fracturas, las calizas portlandienses han desaparecido casi completamente. Resulta pues que las fracturas controlan la dolomitización (no la producen necesariamente). Este mecanismo está bien conocido en la literatura (ver por ejemplo, MENNIG et VATAN 1959). Aunque los últimos movimientos de estas fracturas puedan ser de edad miocena, ya hemos demostrado la existencia de algunas de ellas durante el Jurásico, levantando y basculando bloques del zócalo y produciendo discordancias erosivas.

La única discontinuidad entre el zócalo dolomítico y las calizas dadas con seguridad como pertenecientes al Portlandiense que hemos observado se sitúa en el extremo occidental del Montmell, entre la

Juncosa y Marmellá. En la serie tipo de Marmellá el contacto Dolomías Negras-calizas portlandienses se realiza según la superficie de estrato del último banco dolomítico, el cual además, presenta fábrica poiquilíticas y de dedolomitización y está ligeramente teñido de colores rojizos, igual que los primeros bancos calcáreos. (Fot. 115). La emersión intrabarremiense se manifiesta con débiles precursores durante el Portlandiense, al igual que en la zona de Vandellós.

5.3.2.- COMPONENTES TEXTURALES

5.3.2.1.- Micrita

El elemento textural dominante es la micrita, de grano fino (2 μ). Presenta una variedad criptocristalina densa y oscura (¿micrita algal de WOLF 1965?), que parece corresponder a los niveles más ricos en arcillas bituminosas y restos asfálticos (Fot. 95-107). Esta micrita densa contrasta con zonas de micrita algo más gruesa (6 μ), que aunque alguna alcanza el tamaño de la microsparita (FOLK 1965), pero preferimos denominarla silt micrítico o pseudomicrosparita, debido a que presenta caracteres evidentes de sedimento (ESTEBAN y SANMIGUEL, 1971). El silt micrítico es claramente posterior a la micrita densa (Fot. 85); forma canales bolsadas que contienen fragmentos de micrita densa (Fot. 88-94). El silt micrítico ocupa calidades primarias tales como bird-eyes (FOLK 1962), cámaras de fósiles (Fot. 104),.... y también cavidades secundarias, como grietas, conchas redisueltas, etc.

5.3.2.2.- Pellets

Junto con la micrita, son muy abundantes las acumulaciones de pellets, de formas cilíndricas (Favreina, Coprulus,...) y ovoidales pudiendo alcanzar tamaños de hasta 1,5 mm. aunque la mayor parte oscilan entre 0,2 y 0,5 mm. Para la mayor parte de pellets es innegable su origen como productos fecales de invertebrados (crus-

táceos, gasterópodos, lamelibranquios, ...). Aunque la terminología de FOLK (1962) restringe el límite superior del pellet a 0,2 mm en un intento de evitar implicaciones genéticas, la mayoría de autores reconoce la evidencia de pellets fecales de mayor tamaño, extraordinariamente abundantes en las calizas (ver por ejemplo BEALES, 1965). Tampoco encontramos criterios que nos permiten identificar pellets algales, en el sentido de WOLF (1965 a y b). En la definición de FOLK los pellets han de carecer de toda estructura interna, pero es bien conocido que muchos de ellos presentan estrias, tubos, cordones de poros, etc. que junto a la forma y tamaño permiten clasificarlos y determinar su origen. Clásicos estudios en pellets recientes son KORNICKER and BOYD (1962), KORNICKER and PURDY (1957), KORNICKER (1962) MOORE and KRUSE (1956), ILLING (1954) entre otros. Los pellets fecales del Jurásico Superior se estudian con detalle en BROWN (1964), BRONNIMAN and MASSE (1968), CUVILLIER et al (1969), etc. Aunque en nuestro material la estructura interna de los pellets es raramente visible con claridad en lámina delgada, la forma y tamaño son suficientemente característicos como para determinar Favreina y tal vez Cropulus, de acuerdo con CALZADA (1972). Esta determinación es mucho más convincente si se procede a teñir con solución acuosa de Azul de Metileno una laja pulida de la roca SCOFFIN (1973).

El estudio en lámina delgada muestra frecuentemente pelmitas en las que los pellets presentan bordes muy difusos, de tal manera que es prácticamente imposible reconocer su presencia (Fot. 81, 84, 95, 98), excepto en las paredes de las cavidades (Fot. 86, bird-eyes), detectándose entonces por sus bordes lobulados. Este hecho nos hace dudar de que muchos materiales que hemos determinado como fangos micríticos sean en realidad una acumulación de este tipo de pellets difusos (Fot. 86, 91, 95). La tinción con Azul de Metileno de una laja pulida es muy adecuada para detectar estos casos. No pueden aducirse procesos de compactación previa litificación de los pellets, puesto que los pellets continúan con sus

formas elípticas indeformadas, con escasas roturas. Lo mismo sucede con los escasos restos fósiles intercalados. Los espacios interpelléticos aparecen rellenos con material micrítico semejante al del interior de los pellets; sólo el borde del pellets, algo más oscuro, delata su presencia en ocasiones. Esta textura de pellets difusos ha sido descrita en BEALES (1965) y (PURDY 1968) entre otros, apreciando también la falta de compactación en estas facies. Más adelante discutiremos la significación de esta textura.

Alguna parte del conjunto de granos denominados "pellets" deben corresponder a rellenos, moldes internos de Ostrácos, cuya concha se ha desprendido o redisuelto.

No se han observado envueltas oolíticas en los pellets portlandienses. Sin embargo, algunos de ellos presentan un borde más oscuro (materia orgánica, arcilla?) que el interior, lo cual puede proporcionarles una cierta apariencia concéntrica.

5.3.2.3.- Intraclastos

En algunos horizontes muy localizados pueden ser abundantes los "intraclastos". (Ver ESTEBAN y SAN MIGUEL 1972 sobre el uso de este término). Los más frecuentes son rectangulares en sección (Fot. 76, 77, 78), correspondiendo a fragmentos de láminas decimétricas y centimétricas (flat-pebble conglomerate). Estos intraclastos alcanzan fácilmente más de 10 cm. de longitud, sus bordes pueden ser agudos (edge-wise conglomerate) o estar bien redondeados. Existen también formas irregulares, angulosas y arracimadas (grapestones). La estructura interna de estos intraclastos es muy variable; pueden presentar laminación milimétrica, pellets más o menos difusos, fábricas dolomíticas (dolmicrita a dolsparita), ser de micrita aparentemente homogénea, o con filamentos algales, restos de Codiáceas, Ostrácodos, Dasycladáceas,.... Los fragmentos más pequeños de los intraclas

tos de micrita homogénea son totalmente confundibles con los pellets de origen fecal.

5.3.2.4.- Fósiles

Finalmente, en esta descripción de componentes texturales incluimos a los "fósiles" entendiendo tanto a bioclastos (ej.: conchas y fragmentos de conchas) y biolítitos algales. Dentro de los "fósiles" las algas son los componentes de mayor importancia, y por ello las estudiaremos especialmente en el próximo apartado. Los fósiles restantes son muy escasos. Sólo finos caparazones de Ostrácodos fragmentos de Gasterópodos de concha delgada, diatomeas (muy escasas), espículas de esponjas (escasas) y foraminíferos. Los foraminíferos son también muy escasos y de pequeño tamaño (Fot. 84). Se encuentran algunos restos de Biseriados, Spirophthalmidium, Glomospira. Valvulínidos y Anchirospicyclina "Iberina lusitánica", un Lituólido de mayor tamaño. Dentro de los "incertae sedis" figuran los Saccoccoma. (Fot. 105). Finalmente unos delgados "burrows", rectilíneos y milimétricos, podrían corresponder a galerías de Poliquetos (Garrett 1973, comunicación oral).

5.3.3.- LAS ALGAS DE LAS CALIZAS PORTLANDIENSES

Las Dasycladáceas y las Charáceas son localmente muy abundantes. Se presentan en fragmentos angulosos inferiores a 1 mm. o de tamaño limo; son menos frecuentes los fragmentos mayores de hasta 2 y 3 mm. En las Charáceas se reconocen sobre todo tallos y oogonios calcificados. (Fot. 104 y 107). En las Dasycladáceas, los tejidos no calcifican sino que representan moldes de incrustaciones externas del eje central y las primeras ramificaciones, o bien formando una delgada sombrilla externa a la planta. De este grupo se pueden reconocer: Clypeina, Cylindroporella, Salpin-goporella, Actinoporella. En ocasiones resulta difícil diferencia

pequeños fragmentos de algas de uno y otro grupo; pero parece claro el observar que la abundancia de un grupo excluye la del otro (Fot. 103 y 106),

En otras zonas las algas dominantes son de tipo filamentoso e integran estructuras sedimentarias del tipo algal-mats estromatolíticos inter y supralitorales, que describiremos con más detalle en el próximo apartado. Las más abundantes forman una trama muy fina de filamentos de 4-18 μ perpendiculares a la laminación o bien contenidos en su plano (Fot. 81, 100 y 102). No se observan paredes, se trata de moldes en fango consolidados. Son rectilíneas y no presentan recurvamientos. En la bibliografía, semejantes estructuras se han determinado como Girvanella. Nosotros creemos que no responden a estas características (tubos más gruesos con paredes y recurvamientos.) Corresponden más probablemente a un grupo no determinado de Cianofíceas (?) por sus características y su relación con el algal-mat.

En algunas láminas del algal-mat son localmente abundantes los gruesos filamentos bifurcados atribuidos a Ortonella sp. un alga Codiácea (Fig. 83). Su diámetro oscila entre 30-40 μ y puede llegar, tal vez a las 60 μ , presentando una pared bien definida y un relleno de ortosparita (blocky spar). La bifurcación se realiza a una misma altura en todos los filamentos, y el ángulo de bifurcación parece ser unos 30° (Fot. 101). En las proximidades de la bifurcación se aprecia un cierto engrosamiento del filamento, que desaparece poco después de la bifurcación. Los filamentos aparecen bien empaquetados y no puede determinarse si después de la bifurcación continúan paralelos. Como puede verse algunas características de esta Ortonella, participan de las de otra Codiácea, Cayeuxia, tratándose tal vez de alguna especie intermedia. Esta Codiácea se han citado en el "purbeck" inferior del Sur de Inglaterra (BROWN 1963, 1964, PUGH 1968), pero es la primera vez que se citan en estrecha relación con un algal-mat estromatolítico (supralitoral?). Finalmente apuntamos que en algunos puntos las bifurcaciones son tan rápidas, que dan la impresión de trifurcaciones (género Hedstroenia). Por todo ello y a falta del es-

...
tudío de más secciones referiremos provisionalmente esta Codiácea al género Ortonella.

Los residuos insolubles del algal-mat (Fot. 113) suministran gran cantidad de cristales de dolomita, y algunos minerales pesados (circón, turmalina), así como espículas monaxonas de esponjas y diatomeas. Las muestras más densas y oscuras han desprendido una notable capa aceitosa además de numerosos filamentos adhesivos y verdosos, unos alargados con estrangulaciones y bifurcaciones, otros muy recurvados y apelotonados, y algunos parecen Codiáceas. Todo ello significa que pueden perdurar en estos niveles restos celulósicos originales. Resultados de este tipo se han obtenido en materiales equivalentes (SIMONE 1971) e incluso más antiguos (DE MEIJER 1969).

5.3.4.- TEXTURAS DEPOSICIONALES

Las calizas portlandienses presentan una gran variedad de texturas deposicionales. Su estudio completo sobrepasaría los límites de este trabajo; puesto que debería realizarse a escala centimétrica. El análisis que a continuación ofrecemos se refiere a escala de afloramiento y en la Lam. 12 resumimos los resultados obtenidos.

En principio distinguiremos los grupos de texturas: estratificación gruesa (40-100 cm. o más) por un lado, y laminación centimétrica. La estratificación gruesa es fundamentalmente homogénea a base de fango micrítico denso, compacto. Los restos fósiles (Chara, Ostrácodos, Dasycladáceas) aparecen distribuidos al azar en el interior del estrato, excepto una ligera acumulación en los 2 o 3 mm. superiores. Sólo ocasionalmente se observa una cierta orientación paralela al estrato, muy poco marcada de los ejes mayores de los bioclastos. Son calizas micritas, (mudstone), con bancos de biomicritas (wackestone y packstone) de Dasycladáceas y Charáceas y biopelintramicrocritas. Es en este tipo de estratos donde se han observado unos "burrows" milimétricos atribuibles a Poliquetos (Garrett, comunicación oral).

Las capas con laminación paralela centimétrica y milimétrica son mucho más complejos. Presentan las siguientes texturas:

a) Laminación paralela: Láminas de 4 cm. a 1 mm. o menos (Fot. 70). No presentan restos visibles de ningún tipo de algal-mat. Son micritas, localmente pelintrinsicritas con "graded-bedding". Se puede presentar en estratos gruesos o bien tableados, alternando con una variable proporción de marga en la secuencia de Vallcarca, Garraf, donde además contienen abundantes nódulos de sílex.

b) Mud-cracks: Hemos encontrado fragmentos de hasta 15 cm. pero normalmente sus dimensiones oscilan entre 3 y 8 cm. No se han podido observar en el plano de estrato, por lo que se ignora el tipo de contorno que poseen. Su sección vertical es rectangular, con ángulos muy poco redondeados (Fot. 70, 76, 77). Cuando ocurren en laminación paralela se mantienen rígidamente rectangulares, incluso cuando son removidos y dispuestos inclinada o verticalmente (flat pebble conglomerate). A lo sumo se fracturan por compactación (Fot. 78, posiblemente). En cambio, cuando se desarrollan en láminas ricas en algal-mats, los mud-cracks adquieren formas de plato, convoluciones, domos, etc. que a su vez sirven de zócalo para nuevas cubiertas estromatolíticas (Fot. 72, 74, 82). Semejante comportamiento de la desecación ha sido descrito en Shark Bay, Australia (DAVIES 1970), en la parte alta de la zona interlitoral, y atribuido al diferente contenido de materia orgánica así como al desarrollo de burbujas de gases, cristalización de yeso, granulometría del sedimento índice de exposición, etc.

Otro tipo de estructura asociada a los mud-cracks en sentido estricto es el "interlaminar shrinkage" (DAVIES 1970), que se desarrolla en sedimentos de grano fino (Fot. 76-87). Mucha de las grietas rellena de ortosparita deben su origen a este proceso; se reconocen por su trazado sinuoso bordeando los fósiles. Sugieren un corto período de exposición subaérea, posiblemente después de la formación del algal-mat suprayacente. Todos estos tipos de

grietas de desecaciones se acentúan por la formación de "halos de oxidación" que penetran en los polígonos (Fot.33), visibles sobre todo en las calizas de colores más oscuros como alteraciones de color gris blanquecina. Posteriormente, las cavidades así formadas pueden ser ensanchadas por redisolución vadosa (wash-out), tal como sugieren las texturas de las fotos 85, 88,90,...

c) Fenestral (LF): (TEBBUTT et al 1965). Este término substituye al antiguo "Bird-eyes" y a dismicrita. Una fenestra es una cavidad en la roca, mayor que los espacios intergranulares, es decir que no se sostiene por la misma estructura de los granos que componen la roca (Fot. 84, 86, 87). No implica una granulometría especial en la matriz. En nuestro caso están ocluidas por varias generaciones de cemento y sedimento interno. Su matriz es constantemente micrita, densa, y en muchos casos se reconocen abundantes pellets elípticos. En cuanto a la forma son bien patentes dos tipos diferentes, aunque se han observado algunas texturas intermedias. Por un lado tenemos las formas regulares LF-A a base de finos cordones arracimados de esparita dispuestos paralelamente a la estratificación (algunos verticales). También se observan cavidades mayores, de fondo plano y techo irregular, generalmente con sedimento interno. (Fot. 73, 85, 86). Esta textura la denominamos tipo "stromatactis" (BATHURST 1959). En ambas variedades predominan la micrita y los pellets de grano fino. El tipo LF-B es mucho menos regular, no se disponen en cordones y es difícil reconocer la laminación (Fot. 98,99). La granulometría de la matriz es muy variable, pero rípicamente contiene tamaños de arena. Las formas de la cavidad son también muy variables. Un tipo especial es lo que hemos denominado cavidad de "colapso" en el que los contornos son muy angulosos en materiales predominantemente micríticos (Fot. 88).

El origen de esta textura queda claro desde los análisis de TEBBUTT et al (1965); SHINN (1968); KENDALL and SKIPWITH (1968); DAVIES (1970) y otros. Se debe principalmente a la evolución de burbujas de gases y del agua en condiciones de desecación, en algal-mats interlitorales altos y sobre todo supralitorales.

Otra posibilidad que apuntamos en el origen de algunas fenestras del algal-mat es "solution enlarged mold" (CHOQUETTE and PRAY 1970). En las zonas con fenestral no se aprecian muchas veces restos de algas, pero en ciertas ocasiones se observan moldes filamentos ensanchados por redisolución de sus paredes (Fot. 90 100). En otros casos se pueden asimilar a ensanchamientos de grietas de desecación (Fot. 85, 86, 88, 99). En fin, otras cavidades asimilables a fenestras se deben a domos, pseudoanticlinales, por presión de cementación (Fot. 74, 82). Siguiendo los criterios de ESTEBAN y SAN MIGUEL (1971) siempre que sea posible se intentará un término genético, reservando el término fenestral para las típicas estructuras de TEBBUTT et al (1965) y "Bird-eyes" para aquellas cavidades de origen desconocido.

d) Algal-mat estromatolítico. Ya hemos indicado que con el microscopio se han observado dos tipos de algas en el algal-mat. Unas finas rectilíneas apenas reconocibles (5-18 μ), que aparecen en algal-mats con laminación paralela bien manifiesta, alternando láminas de fango y de arenas pelíticas. Nunca son abundantes estos filamentos, apareciendo sólo en algunas partes de las láminas (Fot. 81, 84, 90). Muestra todos los pasos graduales a sedimentos de laminación paralela. Frecuentemente se asocian a grietas de desecación y flat-pebbles rectangulares, cavidades de colapso y predominio de pellets y arenas. Lo denominamos algal-mats arenoso.

Características muy diferentes posee el denominado algal-mat de Ortonella, con sus gruesos filamentos bifurcados visibles a simple vista. La roca presenta láminas de colores casi negros alternando con flat-pebbles y láminas grises muy claras. Los filamentos algales se observan precisamente en estas zonas más claras, visiblemente originadas como alteración (oxidación) de los fangos microcríticos negruzcos.

Se aprecian dos variedades del algal-mat de Ortonella:

Algal-mat de Ortonella laminado. Láminas de 1-3 mm. Contiene es-

estructuras de desecación muy abundantes y variadas. Los polígonos de desecación presentan recurvamiento en los bordes (secciones en plato), domos de diámetro entre 0,7-1,6 cm., sus fragmentos se acumulan imbricados. Evidencia de erosión de los relieves de desecación. Texturas fenestral tipo LF-B y "stromatactis". Presenta ocasionalmente cristales de calcita en forma de lenteja de 2 mm. de altura dispuestos verticalmente en relación a las láminas. Podría tratarse de moldes de yeso (Fot. 74, 82, 83, 109).

- Estrimatolito de Ortonella. Ausencia de claras estructuras de desecación, la laminación tiende a ser difusa, lateralmente irregular. Los filamentos algales se acumulan en discos redondeados de 1-5 cm. de diámetro y 0,5 - 1 cm. de altura, generalmente terminando en cúpulas muy laxas. Estos discos se prolongan lateralmente en láminas paralelas de Ortonella. Los filamentos de Ortonella se disponen en abanico en estos discos abovedados. Es en estas masas de filamentos donde se observa que la bifurcación ocurre regularmente a la misma altura, cosa que no ocurre en las láminas de Ortonella. La dolomita es particularmente abundante en este tipo de algal-mat. En varios puntos se presentan claras estructuras estromatolíticas de hemisferoides laterales espaciados (LLH-S), juntos (LLH-C), superpuestos (SH-C) con estructura interna LL-H-C. (Clasificación según LOGAN et al 1964). Estos casos claramente estromatolíticos están mucho más dolomitizados que el resto.

Los algal-mats de Ortonella se caracterizan por una gran ritmicidad de deposición. Las láminas de color gris claro contienen filamentos desde su base al techo; donde se reconocen mucho más fácilmente al abrirse e introducirse verticalmente en el fango micrítico suprayacente. En la base los filamentos suelen disponerse horizontales según la laminación. En algunos puntos se observan fragmentos de láminas y discos de Ortonella volcados, con las bifurcaciones dirigidas hacia abajo. Además son muy abundantes los fragmentos angulosos de material parecido a la matriz dispersos desordenadamente y que contienen la mayor parte de dolomita en esta tectura.

e) Canales de mareas. Se observan sobre todo en la base del paquete de calizas portlandienses. Pueden alcanzar 30-60 cm. de altura, tal vez más, su anchura parece ser de alguna decena de metros. Las paredes son muy abruptas, verticales e incluso ligeramente excavadas por la base (Fot. 110, 111), aunque también las de menor pendiente. La pared suelen ser algal-mat laminados, y fango laminado, que hacia las partes bajas del canal pasa a

capas gruesas de fango micrítico, de hasta 20 cm. En el contacto pared-relleno del canal se observan abundantes fragmentos de material de la pared, de hasta 1 cm. de diámetro. El relleno del canal es una masa dolomítica heterogénea, formada a partir de fangos micríticos y pelléticos. Por el tipo de materiales encajantes y de relleno y su forma, esta estructura parece corresponder a un canal de marea (tidal channel) en la parte interna de la zona acanalada (SHINN et al 1969), Garrett y Park, comunicación oral.

f) Discordancias internas. Aunque en general son poco frecuentes, están bien desarrolladas en algunos puntos de las costas de Garraf (Fot. 112). Ocurren en texturas tipo LF-A (fenestral regular típico de algal-mats supra (inter) litorales). La inclinación, dominante, corresponde a la del estrato: la mayoría de fenestras laminoides están concordantes a la estratificación. Pero existen pequeños lentejones de 3 y 4 cm. de altura de láminas fenestrales que cortan a las anteriores bajo un ángulo aparente de 20-25°; dado que son superficies estabilizadas por algal-mats, no pueden atribuirse a una simple estratificación cruzada o ripples. Existen dos posibilidades de interpretación:

- Pequeños y sucesivos basculamientos del zócalo, separados por pequeños periodos erosivos.
- Evolución del relieve de un tidal flat, por emigración de los levees, etc. (ver SHINN et al 1969). Este es el proceso más probable.

De hecho discordancias mucho más reducidas son muy frecuentes en todo el algal-mat. No merecen una mención especial puesto que son simplemente pequeñas erosiones de antiguas láminas recurvadas (Fot. 74, 75, 82).

5.3.5.- CEMENTACION EN LOS SEDIMENTOS PORTLANDIENSES

En estos niveles existen evidentes indicios de litificación sindeposicional. Por un lado flat pebbles, mud-and-sheet cracks, cavidades de colapso de bordes angulosos, cavidades fenestral. Por otro lado existen porciones de cemento erosionado, crostas dolomíticas, canales erosivos de paredes verticales,..... Todas estas evidencias ocurren en algal-mats y sedimentos laminados, siendo de interés el estudio de ciertos detalles petrológicos.

5.3.5.1.- Cemento microstalactítico

El cemento más espectacular es el que determinamos como "microsta-lactítico", siguiendo la denominación de PURSER (1969) aunque con notables diferencias. Ocurre especialmente en los algal-mats areno-sos (Fot. 75), en las cavidades formadas al sustraer el fango no consolidado entre dos láminas arenosas previamente cementadas (!). Esta cavidad, de 3 mm. de alto, y hasta 50 cm. de longitud debe de-sarrollarse a pocos centímetros de la superficie. El cemento micros-talactítico se sitúa en el techo de estas cavidades interlaminares, a modo de una costra ondulante o nodulosa de hasta 3 mm. de espe-sor. Con luz ordinaria este cemento posee una fábrica laminar sin que se distinga ningún límite intercristalino. (Fot. 91, 96, 97). A lo sumo se aprecia residuos, alineación de inclusiones que sugie-ren una fábrica fibrosa (Fot. 92). Con nicoles cruzados se obser-van largos cristales de 0,2 mm. y quizás hasta 1 mm. de longitud y 30 μ o menos de anchura (Fot. 93). Las discontinuidades parale-las a la costra microestalactítica (interrupciones del crecimien-to?) no alteran la orientación cristalográfica de esta fábrica. Por otro lado, estas costras fibrosas son atacadas, redisueltas y erosionadas por el agua que continua circulando por el espacio li-bre de la cavidad (Fot. 94). Los primeros cristales de cemento es-parítico continúan con la misma orientación. Sin excluir los pro-bables neomorfismos, la fábrica original tenía que ser fibrosa con-céntrica, recordando las de las estalactitas de las cavernas.

Las diferencias con la fábrica descrita en PURSER (1969) son de varios tipos. Las del Jurásico de Paris, en nicoles cruzados, muestran un mosaico de cristales individuales (drusy mosaic de BATHURST 1958) con los más pequeños en la parte superior. Se interpreta esta fábrica como un neomorfismo de la original fábrica laminada (y fibrosa?). En nuestro caso, esta fábrica no está ligada a la granulometría del substrato; se desarrolla también en substratos micríticos y pelléticos. Las figuras de Purser sugieren un relleno posterior de fango micrítico. En nuestro caso, la restante porosidad interlaminar se reduce por sedimento interno geopetal (hasta $1/3$ ó $1/2$) y el resto se ocluye completamente por ortosparita. Además se observan desprendimientos del techo de cemento microstalactítico, así como efectos de la presión de cristalización (tee-pees inversos) en la Fot. 97, erosión de este cemento (Fot. 94, 91). En el fondo de las cavidades interlaminares se aprecia erosión de cemento y granos, así como complejos rellenos micríticos posteriores a un primer cemento esparítico (!) en el suelo de la cavidad (Fot. 96).

GARRISON et al (1969) citan una fábrica cristalina que puede representar la original de nuestras muestras. Es cemento de arenas terrígenas actuales en el delta del Rio Fraser (Columbia Británica). Es de calcita, aunque la mayor parte del año está cubierto por un agua salada. SHINN (1969) señala "fan druses" de aragonito fibroso, radiando desde los granos y localmente reemplazando a bioclastos, como cemento submarino actual en el Golfo Pérsico. También se parece a nuestras fábricas. Pero ambos ejemplos difieren de nuestro caso, en que son cementos submarinos y no crecen desde el techo de las cavidades intergranulares.

Los cementos asimétricos (uneven gravitational) se interpretan como producidos en zonas de aguas vadosas (MULLER 1969). Es evidente que nuestro cemento ocurre en la zona interlitoral alta (ver más adelante), y las aguas vadosas posiblemente de tipo marino. En detalle, la historia sedimentaria de estas texturas es muy compleja. Implica 1º cementación inicial de las láminas arenosas, 2º

transporte de la lámina fangosa intercalada, no cementada, 3º precipitación de cemento microstalactítico desde el techo de la cavidad interlaminar, al mismo tiempo que erosión del fondo de la cavidad y sedimentación interna, 4º presión lateral de cristalización en la costra estalactítica, con desprendimientos, interposiciones, ... 5º erosión de cemento y continuación de la sedimentación interna encima del cemento estalactítico caído, 6º cementación tardía (aporte de agua dulce?), 7º neomorfismos, dolomitización.

Por lo menos hasta la etapa 5º todos estos procesos ocurren en el ambiente deposicional, a pocos centímetros de la superficie, tal vez pocos milímetros, puesto que las características de los sedimentos son exactamente iguales encima y debajo de las láminas cementadas, y éstas se repiten por lo menos cinco veces en 8 cm.

5.3.5.2.- Cemento fibroso uniforme

Este tipo de cemento es mucho más abundante que el anterior, tanto en algal-mats arenosos, como en los laminares de Ortonella, y no implica su desarrollo en láminas, sino que también se observa en texturas tipo LF-A,B, stromatactis (fenestrales), cavidades de colapso, bóvedas, etc. Su fábrica recuerda a la del cemento microstalactítico, pero está mucho más esparitizada. Forma unos rebordes de igual espesor siguiendo los contornos de las cavidades, pudiendo alcanzar hasta 0,2 mm. de altura. Parece que de este tipo, muy esparitizado, es el que forma la primera generación de cemento en las texturas pelsparíticas, aunque seguramente tiene menor espesor. Una idea del grado de "juventud" de este cemento se desprende al observar que es recubierto por hasta dos tipos de sedimento interno (Fot. 85).

Una interesante fábrica asociada a este cemento es la que denominamos "tapiz de micrita" de las cavidades (Fot. 98). La primera generación de cemento fibroso se recubre de una fina película (o tapiz) de micrita de 50-80 μ de espesor. La primera explicación es pensar

en sedimento interno, pero ocurre que este tapiz micrítico se halla tanto en el fondo como en el techo de la cavidad. Iguales de aspecto son las cubiertas micríticas intergranulares e intramólicas formadas por las calcificaciones de filamentos algales endolíticos, estudiadas por SCHROEDER (1972) en los arrecifes actuales de las Bermudas. En el registro fósil estas calcificaciones pueden aparecerse como envueltas micríticas (Schroeder, comunicación oral). Por otra parte el tapiz micrítico podría significar un caso excepcional de cemento micrítico en el sentido de BRICKER et al 1969. Hemos intentado el estudio de esta fábrica en el Microscopio Electrónico, pero el resultado ha sido negativo. Este tapiz micrítico puede ser a su vez el substrato de una nueva generación de cristales fibrosos, más pequeños que la primera. Esta segunda generación es a su vez recubierta por un nuevo tapiz micrítico mucho más débil que el primero. Esta repetición de la fábrica hacia el interior de la cavidad ocurre muy contadas veces, pero nos da la clave para una posible interpretación (Fot. 99). Parece que la segunda generación del tapiz micrítico se localiza siempre en el suelo de la cavidad, y a veces, corta la segunda generación de cemento fibroso. Luego se trata de un sedimento. La explicación se refiere a que el fango que transporta en suspensión el agua circulante por la cavidad puede quedar atrapado en la superficie exterior del recubrimiento de cemento fibroso, formando así un tapiz micrítico. Al llegar a una nueva saturación de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ precipita una nueva generación de cemento. Después continúa la circulación, tal vez más restringida, o con menos material en suspensión y se repite el proceso pudiendo ser erosionado el anterior depósito,

Tapices micríticos muy semejantes al nuestro han sido señalados en cementos submarinos actuales por SHINN (1969) y GINSBURG et al (1971), MOORE (1971), TAYLOR and ILLING (1971), entre otros. En general se interpreta como cemento, excepto en el último trabajo, en el que se sugiere un atrape de sedimento por las agujas de aragonito. Sin embargo esta textura ocurre solo en una parte del espacio intergranular, la inferior, mientras que en nuestro caso pue-

de aparecer como una banda continua, o incluso en la parte inferior (Fot. 99).

5.3.5.3.- Cemento micrítico ?

No tenemos pruebas directas de la presencia de cemento micrítico, pero se deduce su existencia al observar granos de micrita angulosos, fracturados, (Fot. 88, 89),..... El sedimento de fango micrítico litifica extensamente en el mismo ambiente deposicional (ver el apartado 5.2.1.4.-). En cambio en las facies de Dasycladáceas no tenemos indicación de cuando se produjo el paso sedimento micrítico a roca micrítica.

5.3.5.4.- Cemento dolomítico

Desde ILLING et al (1965), Y. SHINN et al (1965) es conocido que las costras dolomíticas inter y supralitorales están litificadas. En nuestro caso tenemos dos tipos de cemento dolomítico:

- cemento dolmicrítico (ver más arriba)
- cemento porfiroide, que crece a base de alineaciones paralelas a la laminación de cristales anhedrales de dolomita, originando costras de dolsparita euhedral que se pueden hallar como intraclastos (Fot. 79,95).

5.3.5.5.- Cemento esparítico

("blocky cement" DUNHAM 1969, "drusy mosaic" BATHURST 1958). Ocurre en último lugar, cerrando completamente la porosidad residual. Se acepta que representa una cementación en zona de aguas vadasas (BRICKER et al 1969). En nuestro caso parece lógico suponer que ocurre fuera del ambiente deposicional, pero no podemos situarlo en el tiempo. DUNHAM (1969) basándose en que un sedimento interno muy diferente a la matriz, denominado "crystal silt", se hallaba

ALGAL MAT PORTLANDIENSE

fot.70: GF 209; Micritas gris claras, laminadas son raros mud-cracks, Clypeina, etc. Vallcarca-La Trinitat (Garraf), litoral bajo.

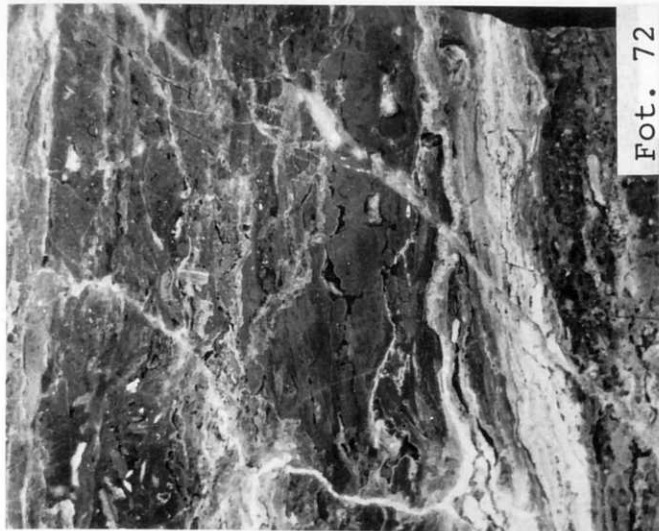
fot.71: HD 1008; Algal-mat estromatolítico de Ortonella, ligeramente dolomítico. Castelldefels (Garraf). Algal-marsh.

fot 72: Algal-mat laminado, tipo fenestral de "shrinkage" (LF,A 1); las láminas más claras (5mm.) son dolomíticas. Penya Ginestor (Garraf).

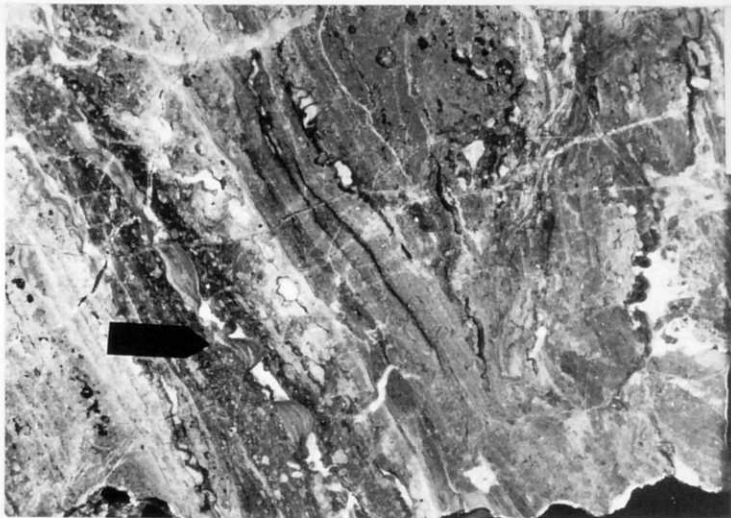
fot.73: Algal-mat tipo fenestral (LF-A1), Bonastre. Calcarenitas tipo graptone (lmm. de diámetro de grano). Las händas oscuras de los bordes de las cavidades corresponden a la primera generación de cemento Beach-ridge.

fot.74: Algal-mat laminado con domos (pseudo-anticlinales) y cavidades tipo "stromatactis". Penya Ginestor (Garraf).

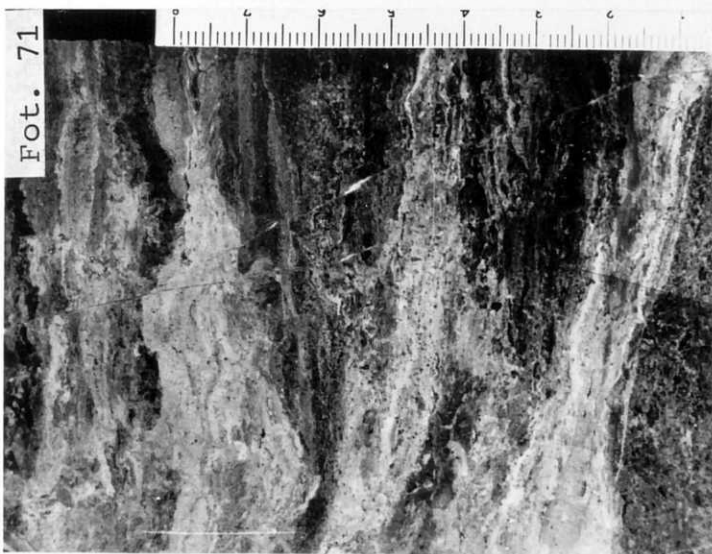
fot.75: Algal-mat laminado con cemento microstalactítico en el techo de los Sheet-cracks.



Fot. 72



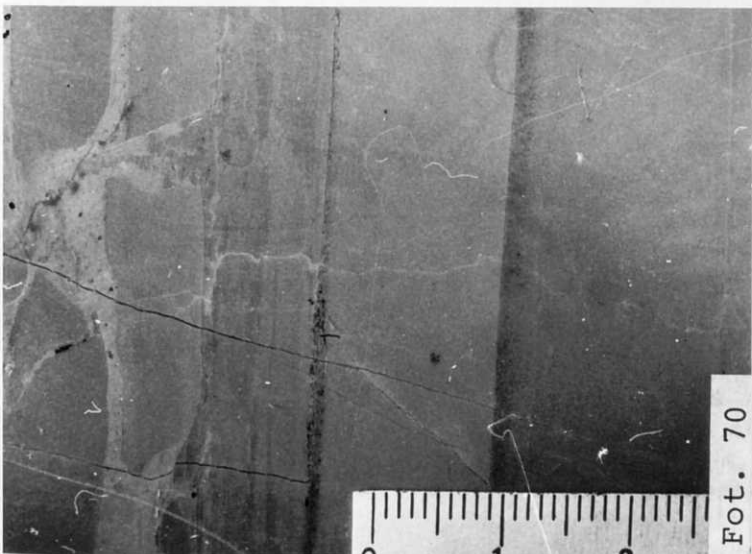
Fot. 75



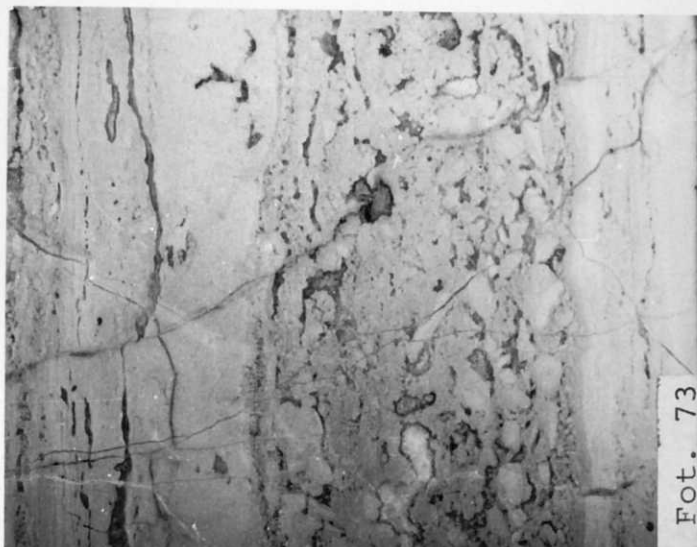
Fot. 71



Fot. 74



Fot. 70



Fot. 73

ALGAL-MAT; GARRAF

fot.76: Mud-cracks de bordes angulosos en el algal-mat laminado de Castelldefels. Láminas de hasta 4mm. Los Mud-cracks se acentúan hacia la parte superior de los estratos y los chips pueden ser transportados y depositados en posición vertical.

fot.77: Mud-cracks de bordes ligeramente redondeados. Vallcarca.

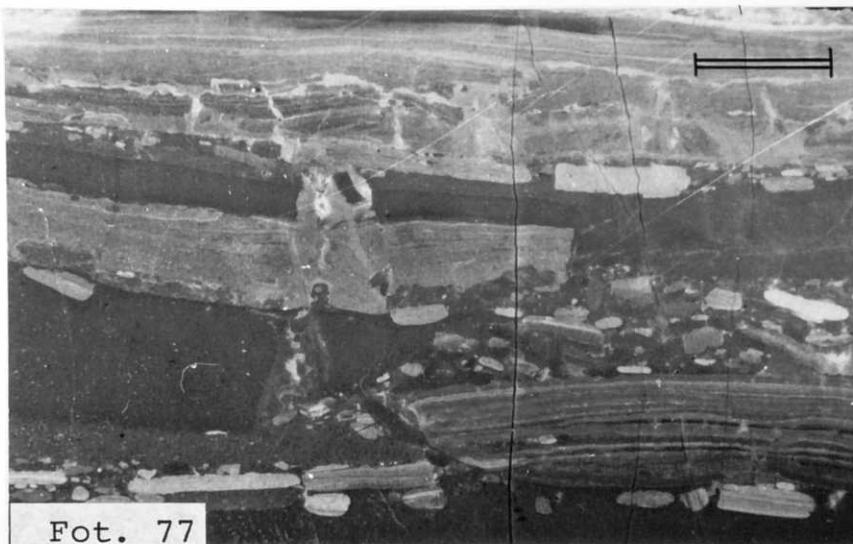
fot.78: Detalle de fot.76. Matriz de pelmicrita en microsparrita difusa. Algunas de estas grietas parecen más bien de compactación diferencial, shrinkage, que de desecación. Obsérvese la continuidad de algunas grietas del mud-chip con el sedimento pelético (por lo tanto éste poseía ya un cierto grado de litificación) Barra= 0'6mm.

fot.79: Micrita densa con alineación de romboedros de dolomita paralelos a la estratificación. En la parte superior, detritus no identificables. Penya Ginestor. Barra=0'6mm.

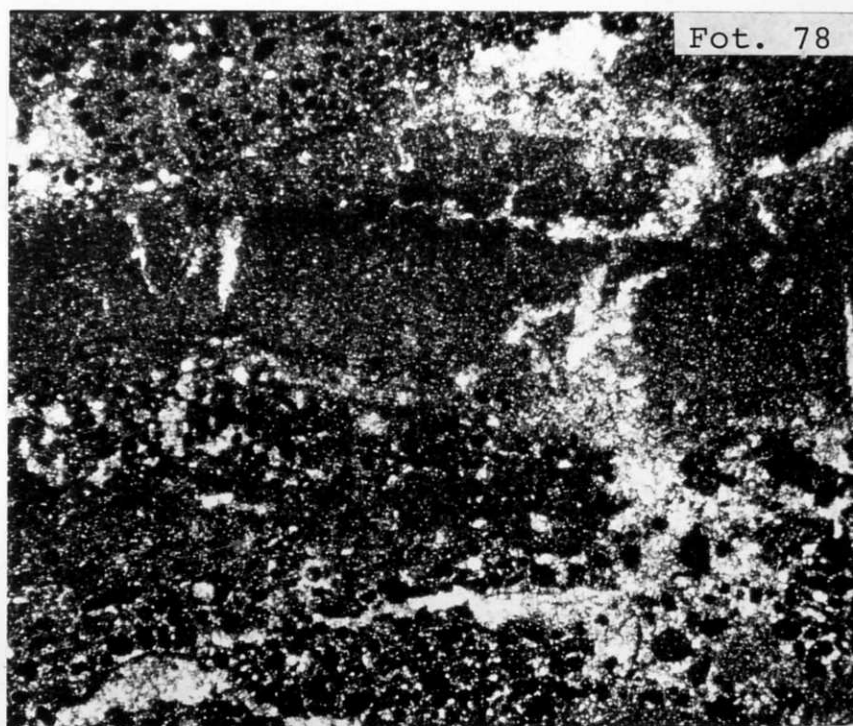
fot.80: Algal-mat estromatolítico (LLH-C) totalmente dolomitizado. Vallcarca-Trinidad.



Fot. 76



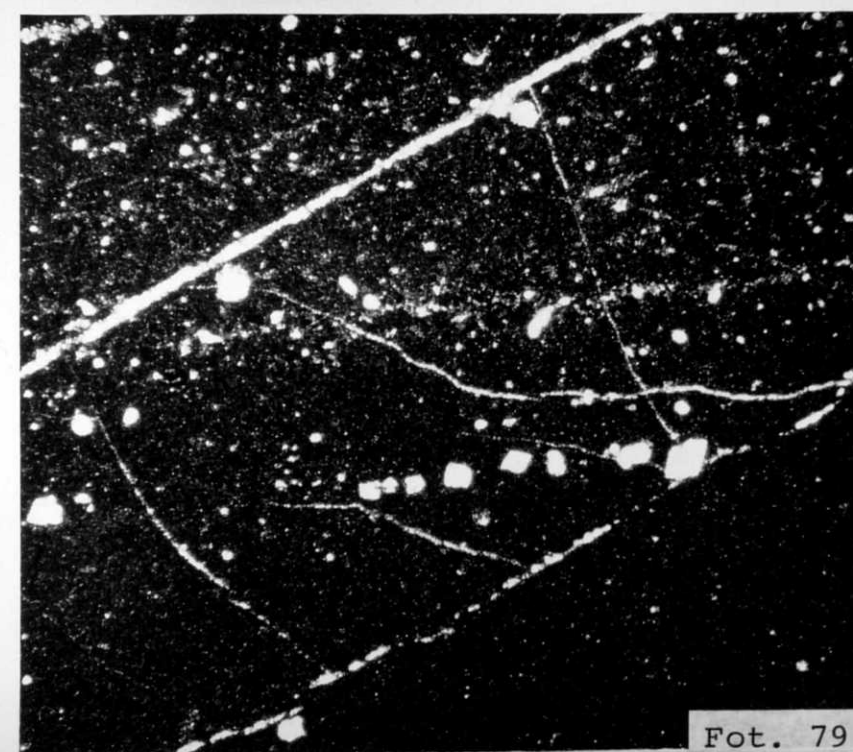
Fot. 77



Fot. 78



Fot. 80



Fot. 79

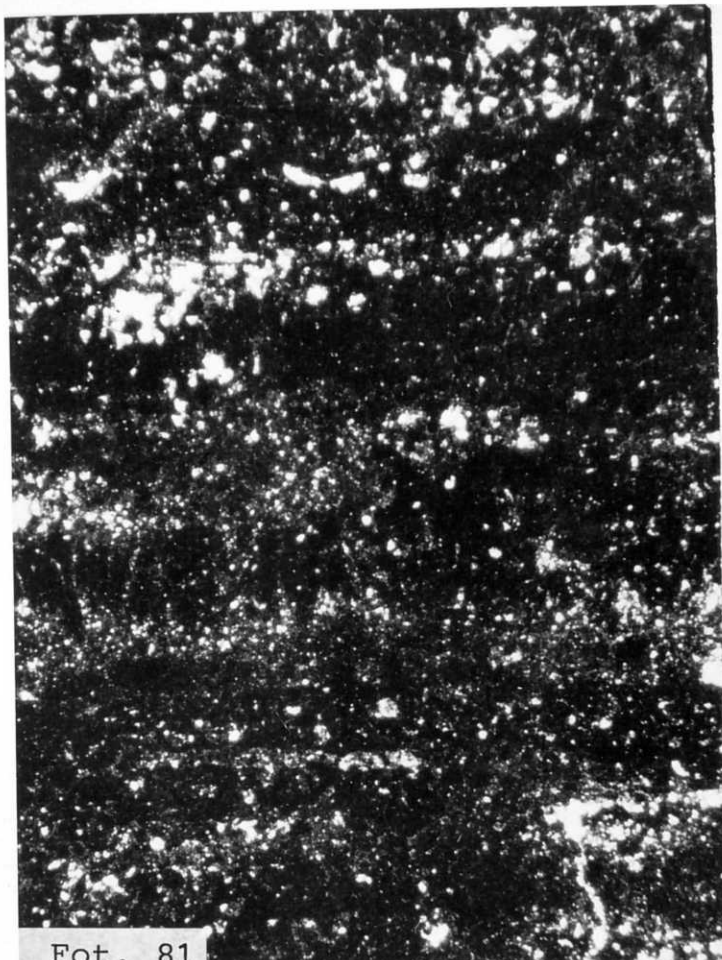
ALGAL-MAT, GARRAF

fot.81: 1005 HD. Barra=0'5mm. Algal-mat de filamentos tipo Cianofíceas. Nótese la estructura moteada, pseudo-pellítica de la micrita. Castelldefels.

fot.82: Domo de gas de 3mm. erosionado en parte. Las láminas más claras coinciden con las más ricas en materia algal, y son las más aptas para sufrir recurvamientos sin fractura (compárese a la fot.78). Penya Ginestor.

fot.83: Algal-mat laminado de filamentos de Ortonella. Penya Ginestor. Los filamentos ocupan las partes más claras y atrapan en su parte superior un fango micrítico muy denso. Las láminas de la parte inferior derecha contienen moldes de yesos lenticulares verticales.

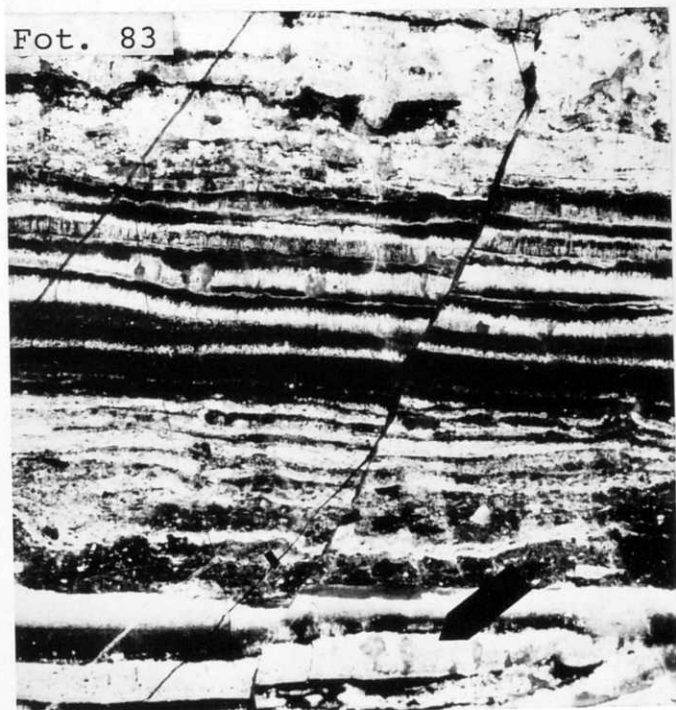
fot.84: Algal-mat con lechos pelléticos. Castelldefels. Barra=0'6mm. Porosidad Keystone, facies tipo levee-crest.



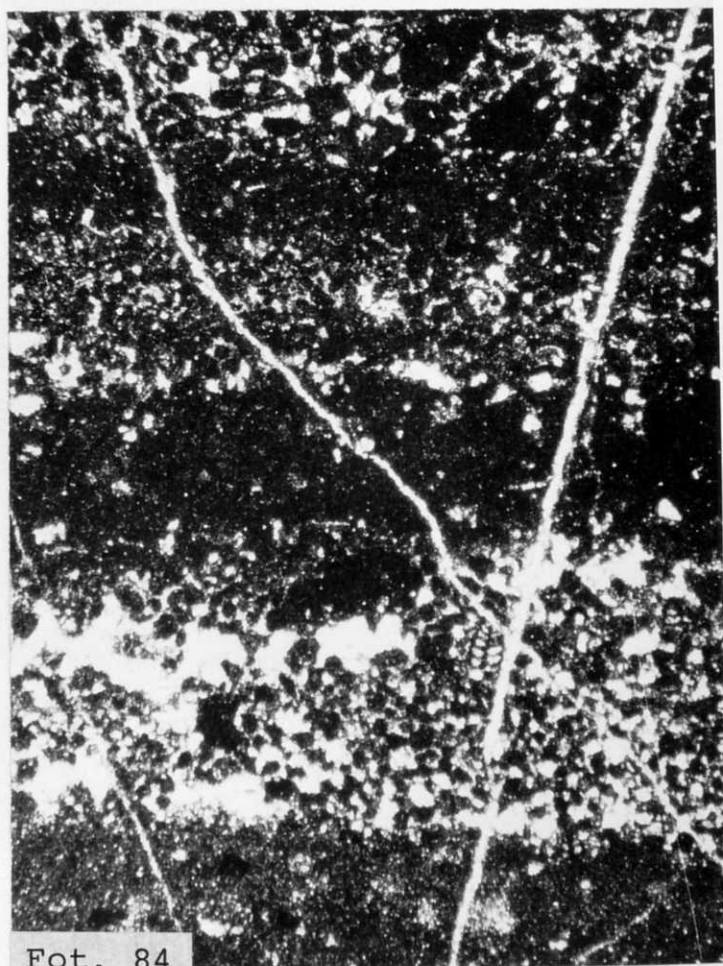
Fot. 81



Fot. 82



Fot. 83



Fot. 84

ALGAL-MAT

fot.85: Wash-out con dos generaciones desedimento. Típicamente la segunda generación de sedimento es más clara que la primera (crystal silt, sedimento diagénético). Pero incluso la micrita densa ocurre después de una primera generación de cemento en la base de la cavidad. Castelldefels. Barra=0'6mm.

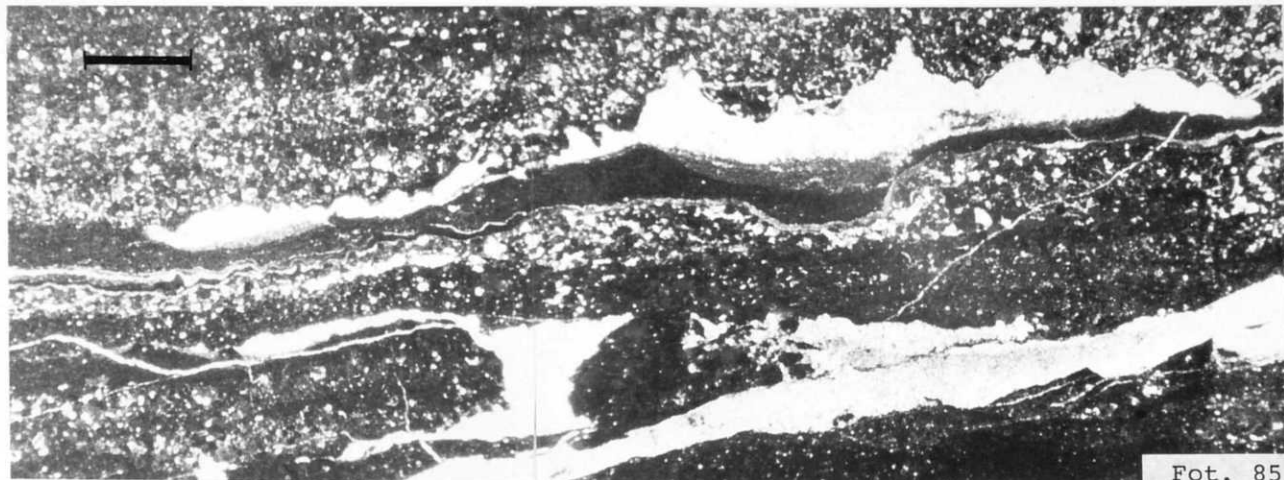
fot.86: Algal-mat pellítico con cavidades, fenestral. Bonastre. Barra=0'6mm. Aunque el sedimento interno (top horizontal) y el techo sean ambos de micrita densa, la litificación es completamente diferente.

fot.87: Textura fenestral, Castelldefels. Barra=0'6mm. puede interpretarse como producto de Shrinkage.

fot.88: Wash-out con sedimentos diagénético y neomorfismo agradante en su base. Barra=0'6. Penya Ginestor.

fot.89: Sedimento interno más difuso que la matriz, con pequeños pellets laminados, restos de Charáceas y neomorfismo en su techo. Este sedimento ha sido retrabajado en la base de la cavidad (flechas). Barra=0'6mm. Llama la atención el festoneado del techo, que sugiere erosión cárstica.

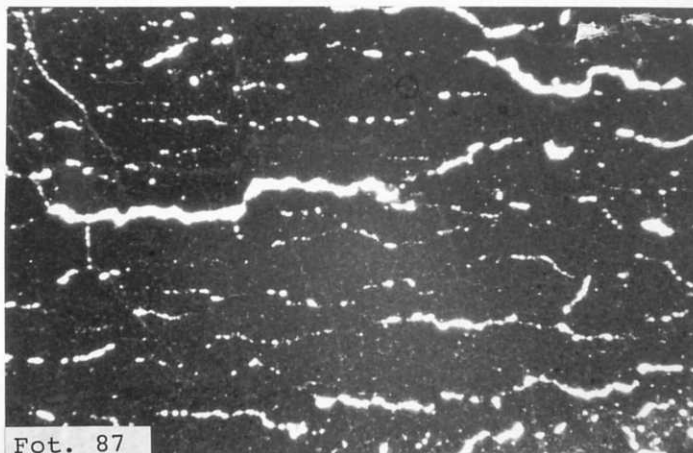
fot.90: Algal-mat pellítico con sheet-crack, dos generaciones de cemento en las cavidades y entre ambas un film de micrita en el techo del ángulo superior izquierdo. Barra=0'6mm.



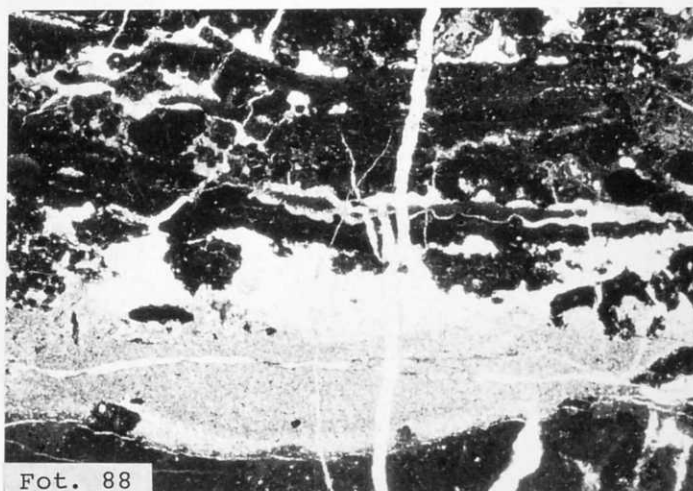
Fot. 85



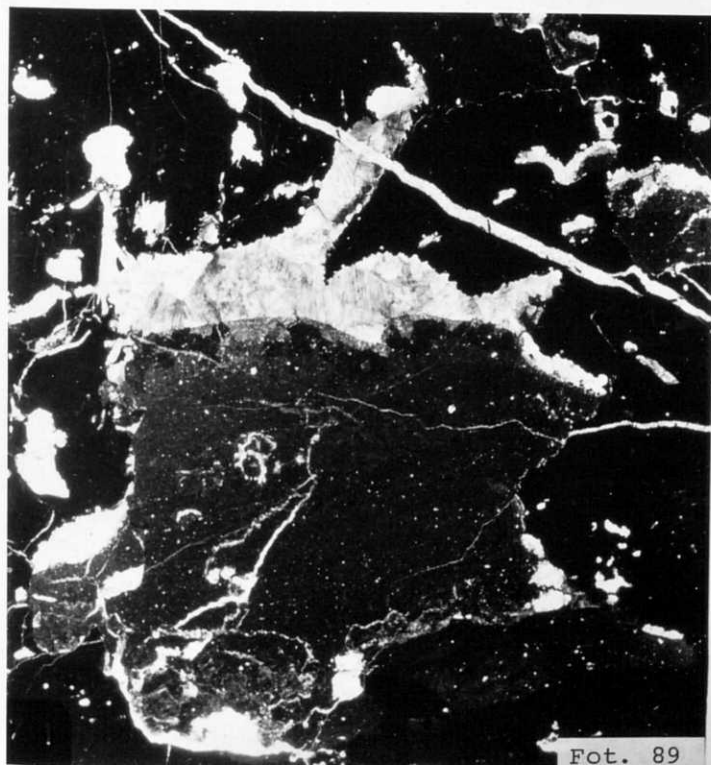
Fot. 86



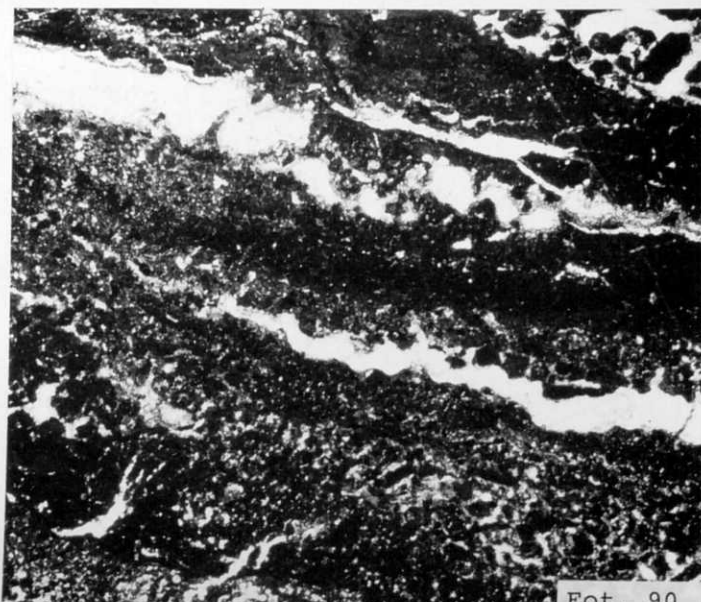
Fot. 87



Fot. 88



Fot. 89



Fot. 90

CEMENTACION EN EL ALGAL-MAT

fot.91: Cemento estalactítico cuya parte baja ha sido erosionada. Barra=0'5mm. Obsérvese el bandeamiento micrítico paralelo al substrato. Peña Ginestor.

fot.92: Detalle de la anterior. Barra=0'12mm. Restos de la fábrica fibrosa radial.

fot.93: Detalle de la anterior. Barra=0'12mm. Nicules cruzados. La flecha señala unos cristales de la última generación de cemento en continuidad óptica con los cristales fibrosos del cemento estalactítico. El borde entre ambos cementos parece ligeramente erosivo.

fot.94: Cemento estalactítico erosionado y muy alterado. Posteriormente, relleno de sedimento diagenético. Barra=0'6mm.

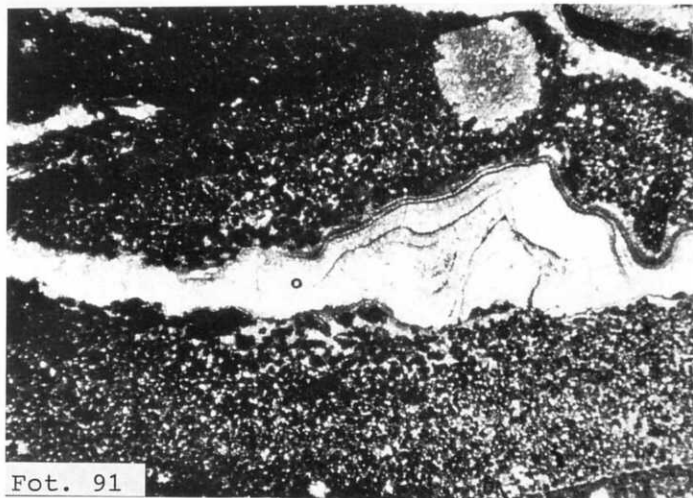
fot.95: Laminaciones de dolomita porfiroide. Cemento estalactítico alterado (perforado?) en su parte baja. Barra=0'6mm.

fot.96: (posición invertida). Fractura en cemento estalactítico producida tal vez por presión de recristalización, compactación. La costra estalactítica se desprende, deposición geopetal de micrita densa, y finalmente cementación ortosparítica. Barra=0'6mm.

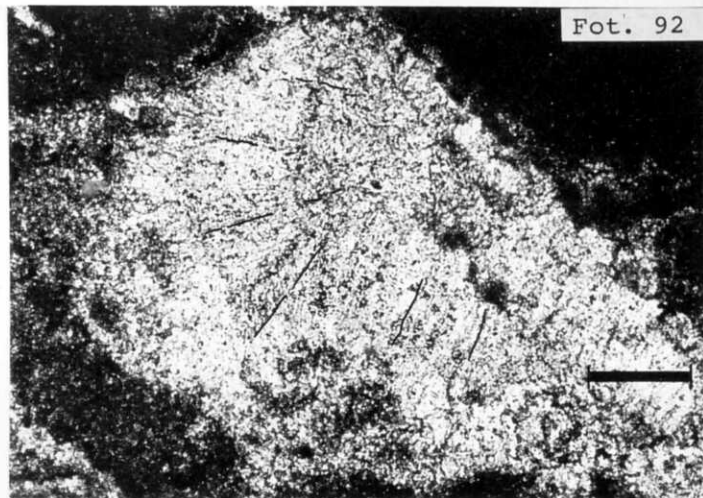
fot.97: (posición invertida). Fracturas en el cemento estalactítico semejantes a las anteriores. Barra=0'6mm.

fot.98: Tapiz micrítico. Barra=0'5mm. Matriz pellítica parcialmente lavada. Porosidad Keystone.

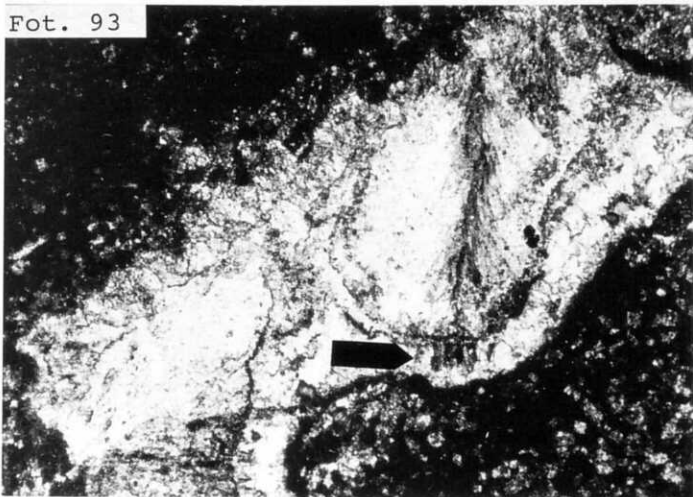
fot.99: Dos generaciones de tapices micríticos. Cada generación representa una etapa erosiva sobre la primera generación de cemento. Barra=0'6mm.



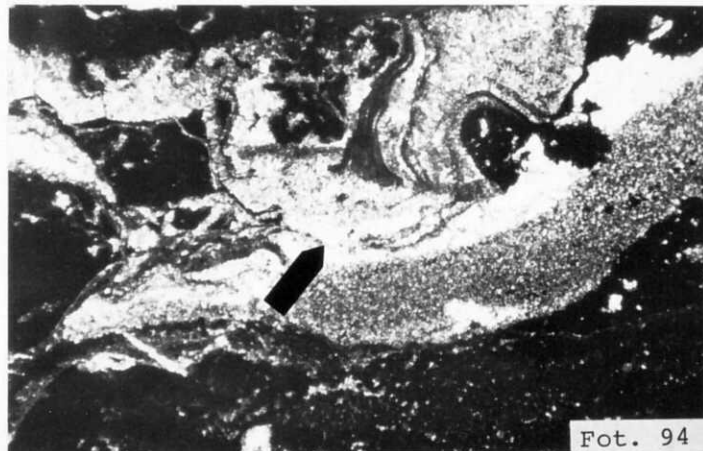
Fot. 91



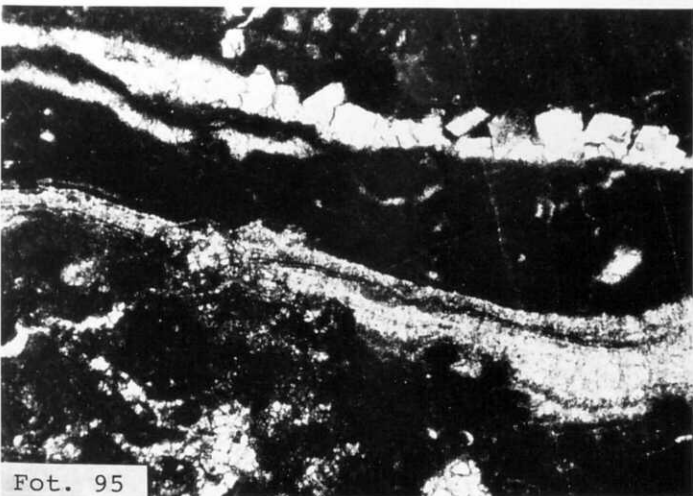
Fot. 92



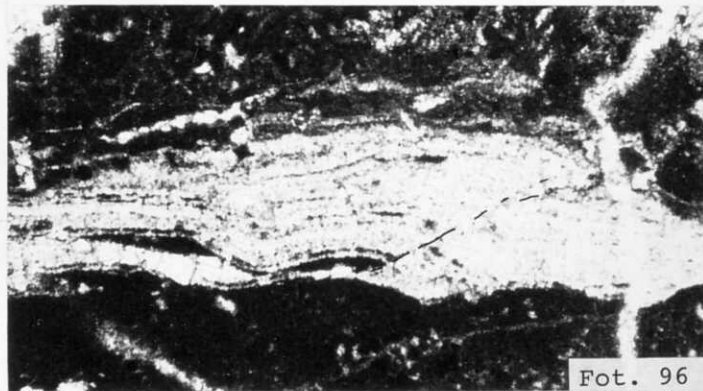
Fot. 93



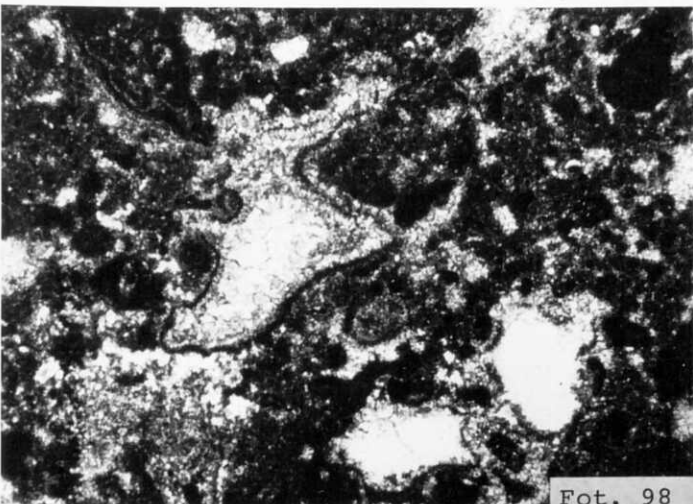
Fot. 94



Fot. 95



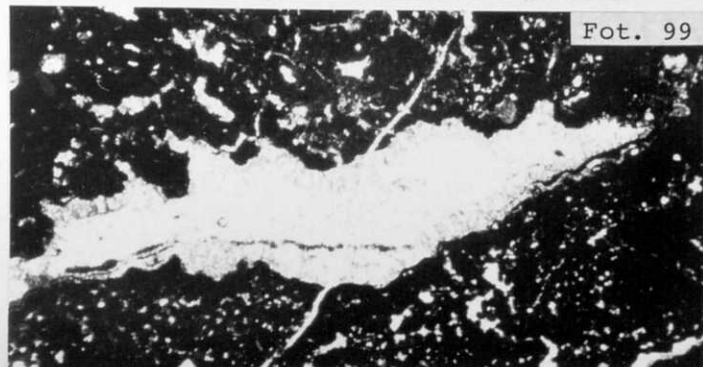
Fot. 96



Fot. 98



Fot. 97



Fot. 99

TECHO DEL PORTLANDIENSE

fot.100: 1012 HD (Garraf), Algal-mat salobre a lacustre, con Charáceas y abundantes Gasterópodos. Nótese que los filamentos algales empiezan a recordar a los de Cayeuxia-Ortonella. Barra=0'5mm.

fot.101: 10011 HD (Garraf), Detalle de un estromatolito de Ortonella, caliza ligeramente dolomítica. Barra=0'6mm.

fot.102: SC 218 (Santa Cristina), Oncolito de filamentos bifurcados. Barra=0'6mm.

fot.103: SM 248 (Marmellá), Packstone de fragmentos de Dasy-cladáceas. (Barra=0'6mm.)

fot.104: SM 250 (Marmellá). Barra=0'5mm. Tallo de Charácea con incrustaciones.

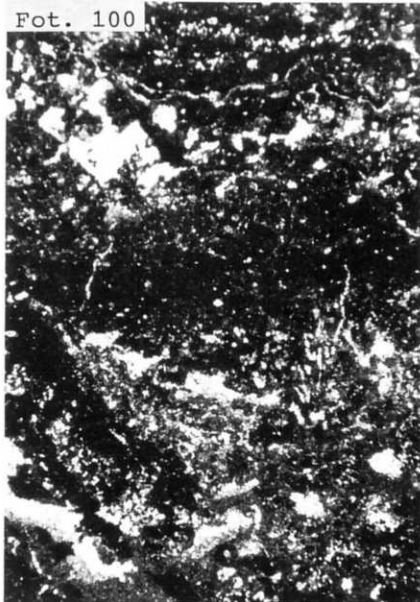
fot.105: SM 254 (Marmellá). Wackestone con abundantes detritus; algunos de ellos son Saccoccoma. Barra=0'5mm.

fot.106: SM 253 (Marmellá). Barra=0'5mm. Grainstone calcarenítico con Clypeina, Iberina etc. Microsparitización incipiente.

fot.107: SM 251 (Marmellá). Barra=0'5mm. Incrustaciones oncólíticas de micrita densa sobre un tallo de Charácea. Comparar con fot.102, 120 a 127).

fot.108: 1013 HD (Garraf). Canal microsparítico en las calizas lacustres con Gasterópodos interpretado como una etapa inicial de calichificación. Barra=0'5mm.

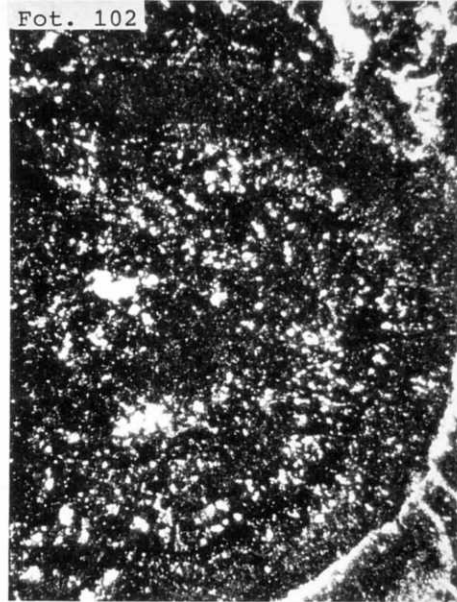
Fot. 100



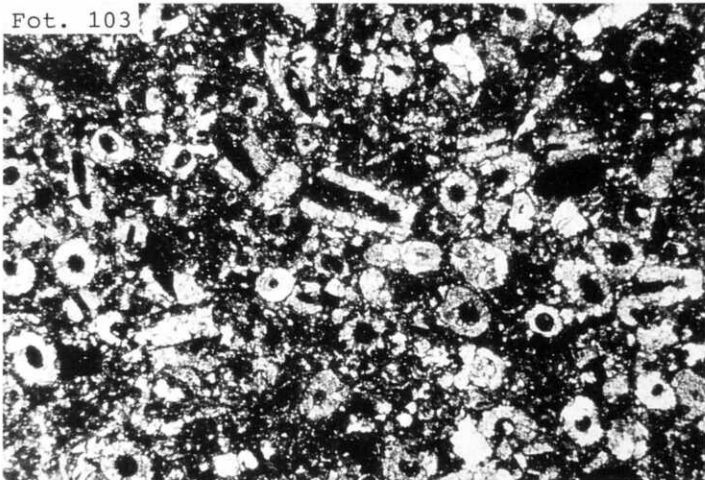
Fot. 101



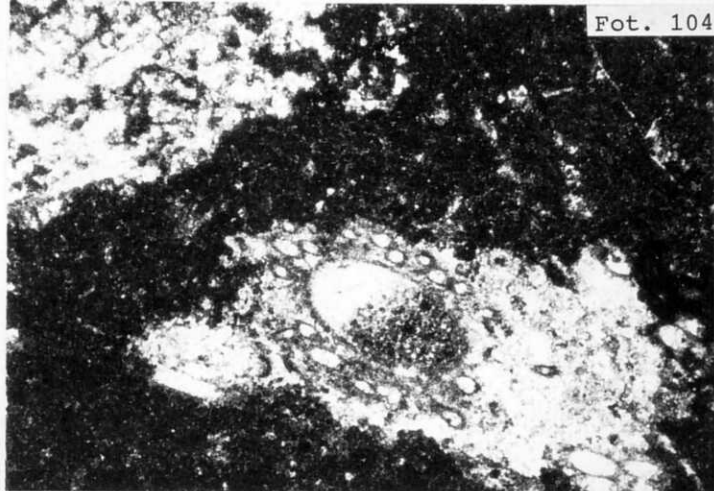
Fot. 102



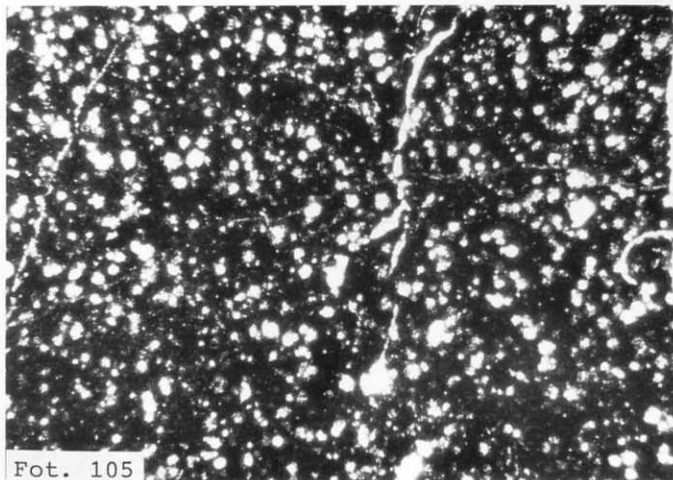
Fot. 103



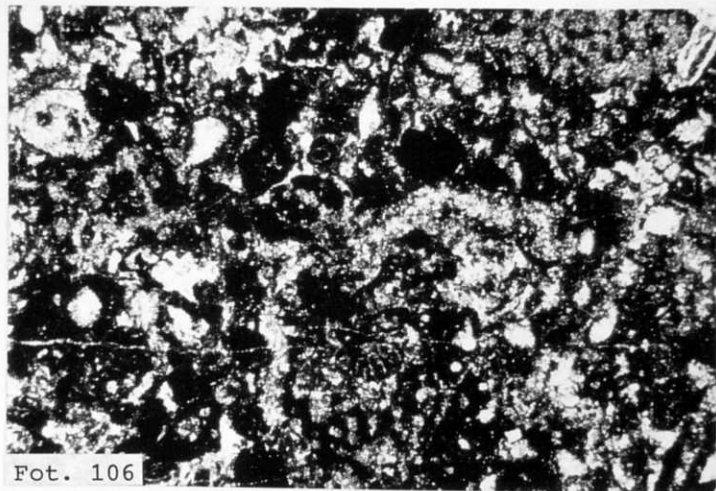
Fot. 104



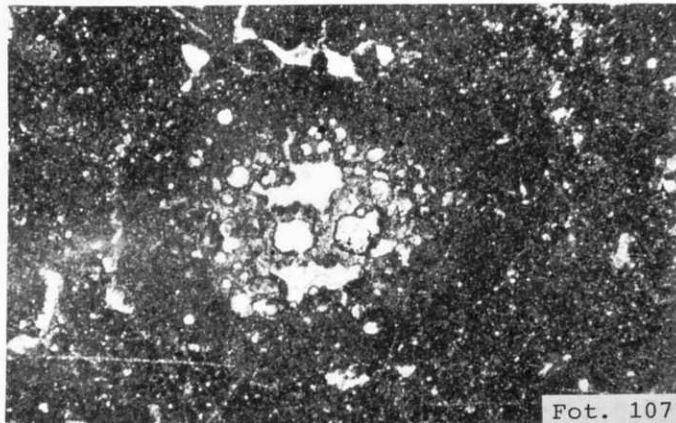
Fot. 105



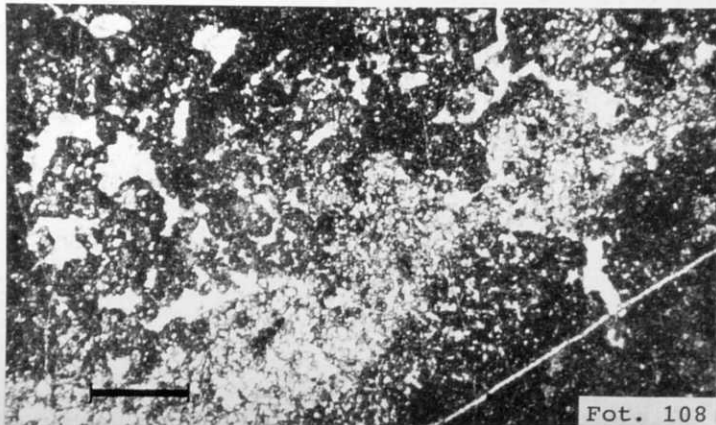
Fot. 106



Fot. 107



Fot. 108



ALGAL-MAT PORTLANDIENSE DE GARRAF, Penya Ginestor

fot.109: Laminaciones onduladas del algal-mat, debajo de ellas se observan moldes verticales de cristales de yeso. El 2 tiene un centímetro de altura.

fot.110 y 11: Canales de marea (gullies); el material de relleno es más dolomítico que el de las paredes.

fot.112: Algal-mat tipo fenestral, con pequeñas discordancias que se interpretan como producidas en levees-crest (Castelldefels).

fot.113: Residuos insolubles en el ataque ácido. Filamentos de Ortonella, filamentos gelatinosos no identificados, sombreados oscuros de dolomita y una espícula de esponja.

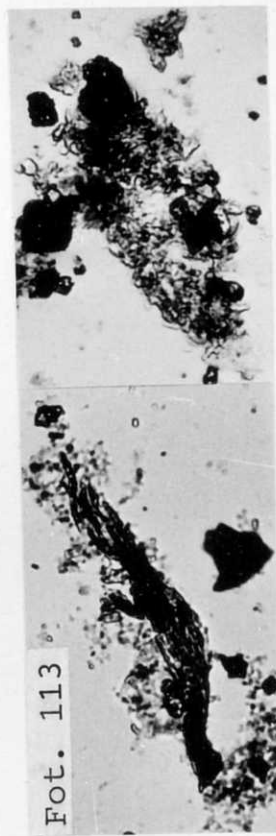
fot.114: Paquete de Mud-cracks desplazados hacia la vertical por un mecanismo desconocido (colapso?).



Fot. 111



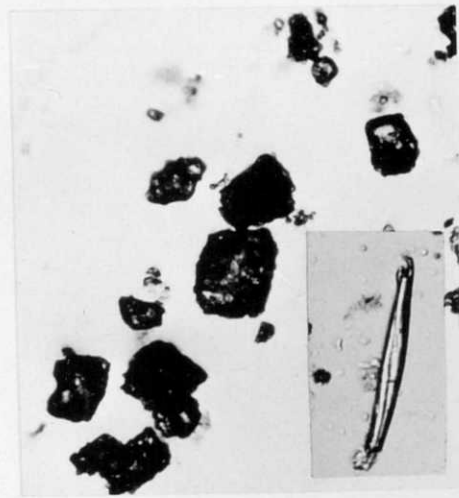
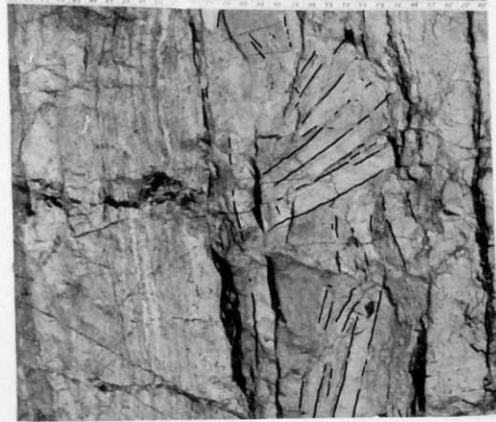
Fot. 110



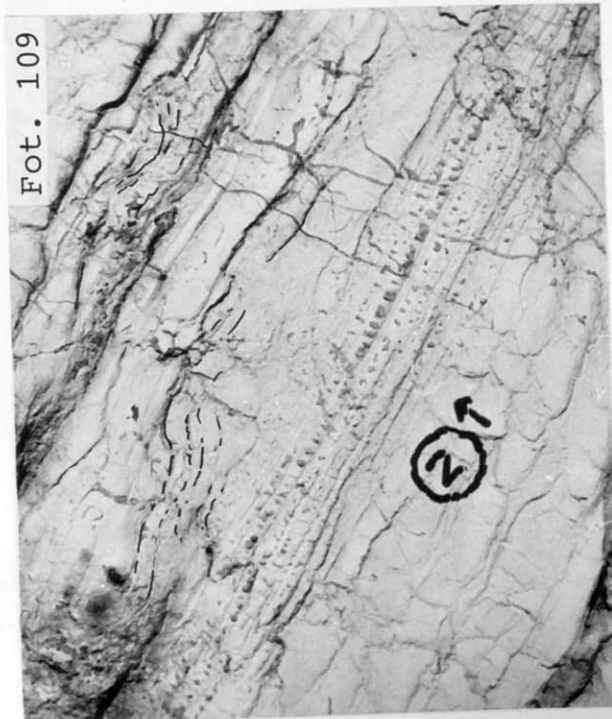
Fot. 113



Fot. 114



Fot. 112



Fot. 109



Fot. 112

PORTLANDIENSE DE GARRAF

fot.115 y 118: Pisesparita techo del Portlandiense 1015 HD. Barra=1'6mm. En algunos pisolitos se observa una etapa de erosión, seguida de un nuevo crecimiento pisolítico. Después de la cementación completa (primera y segunda generación) la roca es afectada por la circulación de aguas vadosas; que forma canales con erosión de los cristales de cemento del fondo (flechas) y deposición del silt diagenético.

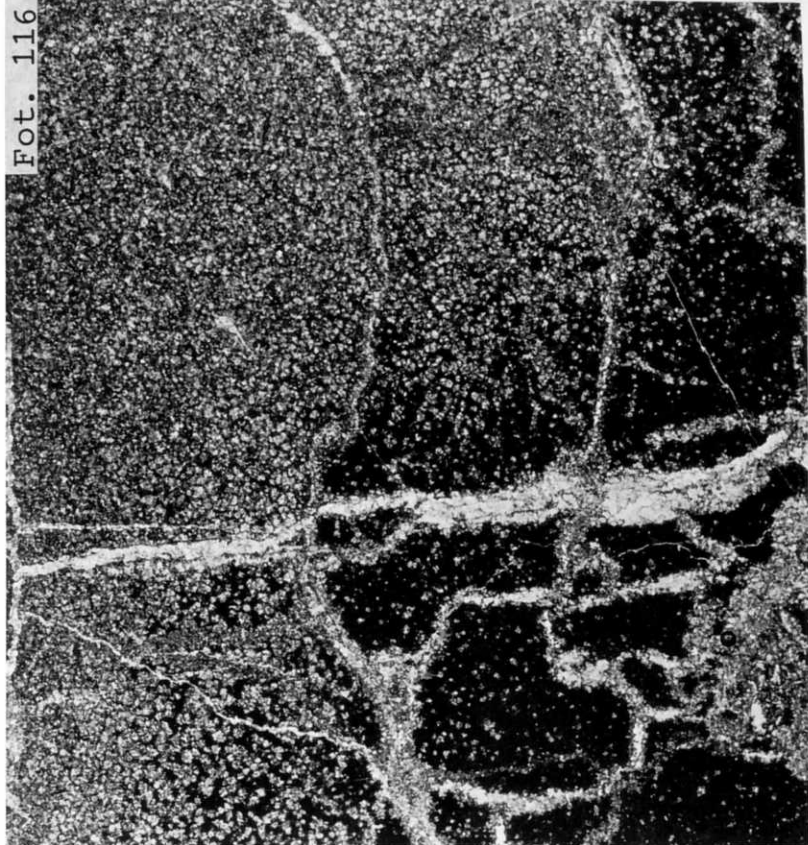
fot.117: Detalle de un pisolito de fot 115. Las últimas capas parecen rotas por la presión de cristalización del cemento. Barra=0'5mm.

fot.116: Base del Portlandiense, 1001 HD. Barra=1'5mm. Dolomitización porfiróide en el lecho de un estrato y a través de grietas.

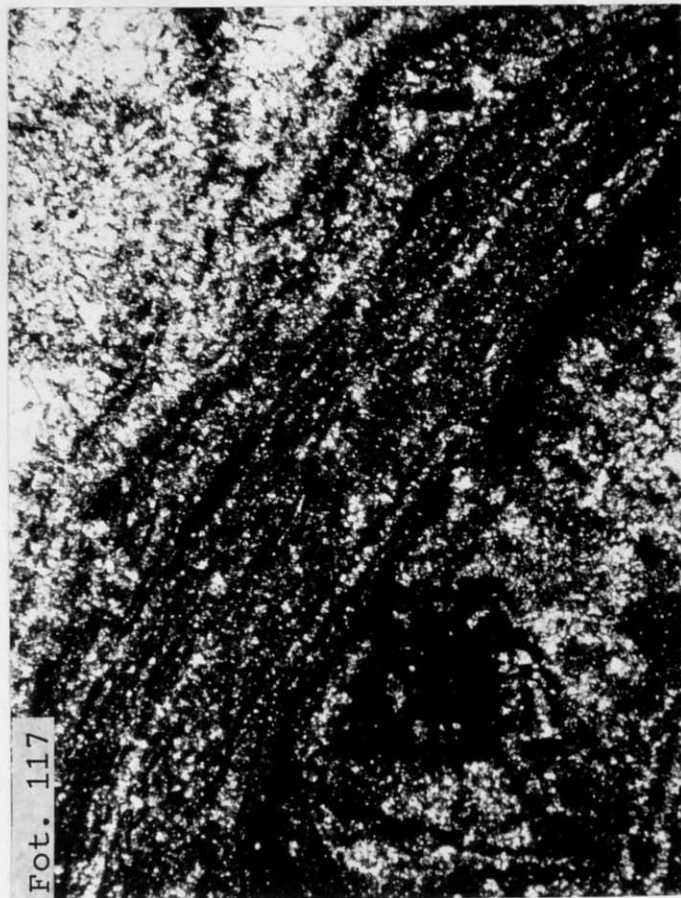
Fot. 115



Fot. 116



Fot. 117



Fot. 118



después de la primera generación de cemento, obtuvo la idea de que este crystal silt se debía a una emersión y alteración del sedimento original. En nuestras muestras también se observa esta fábrica, anterior al cemento esparítico (Fot. 85, 88), pero ello no nos sirve en el tipo de facies que nos hallamos, pues esta alteración (meteorización) puede ocurrir relativamente poco después de la deposición, y tenemos sedimento interno equivalente a la matriz después de la primera generación de cemento (Fot. 85). En fin, no podemos situar cuando estas rocas cerraron su porosidad residual (20-50 % ?).

5.3.6.- DISTRIBUCION Y ORIGEN DE LAS FACIES PORTLANDIENSES

Resumiendo los datos petrológicos de que disponemos podemos establecer el siguiente esquema de distribución e interpretación de estas facies (Fig. 19):

A: Región de Garraf: Se caracteriza por el gran predominio de sedimentos laminados y algal-mats. Se distinguen

Aa: Zona de Castelldefels-La Pleta-Martorell, calizas de colores grises muy oscuros, fétidas, con niveles estromatolíticos (LLH-C, SH-I-C, LLH-S), y mud-cracks abundantes, moldes de evaporitas, canales de marea y de dolomitización, predominio de materiales micríticos.

Ab: Zona de Vallcarca, calizas tableadas de colores gris claro, blanquecinos, predominio de sedimentos laminados sin evidencias de algal-mats, con cierto graded-bedding y nódulos de sílex. Sólo ocasionalmente, pequeños flat-pebble angulosos. Horizonte estromatolítico dolomitizado (LLH-C), de 3 m. (Fot. 80).

B: Región del Montmell: Con un espesor más reducido (30-40 m.) se caracteriza por el predominio de las facies no laminadas. con abundantes Dasycladáceas y Charáceas. Coloraciones blanquecinas marfil y bastantes calcarenitas. Se distingue:

Ba: Zona Oriental: Bancos gruesos y masivos con Dasycladáceas y Charáceas localmente abundantes. Además Ostrácodos, pequeños foraminíferos, restos de Crinoides, Gasterópodos, Codiáceas (?), "Iberina", niveles calcareníticos,....

Bb: Zona Occidental y (Bonastre). En la base facies de Gasteró-

podos, y Charáceas. Pequeño horizonte de biolitita de Co-diáceas, y en la parte alta algal-mat tipo fenestral (A) "stromatactic" bien desarrollado, con ocasionales estromatolitos SH-C.

C: Región de Vandellós: Calizas blancas márfil y ocre con calca renitas abundantes, bioclastos de moluscos, estromatopóridos (?), equinodermos,..... Niveles micríticos y margosos con oncolitos, fenestral, Gasterópodos, Dasycladáceas, Charáceas, etc. Espesor comparable a Garraf.

Estas zonas se suceden desde el NE al SW. En la Fig. 20 se representa un corte muy teórico de la cuenca portlandiense Salou-Garraf en el que se aprecia la reducción de las capas estromatolíticas hacia el SW, así como la situación de las texturas más características.

5.3.6.1.- Región A

Es evidente que la mayor parte de la secuencia del Garraf oriental representa una facies de plataforma intermareal. La ausencia total de burrowing en estos sedimentos laminados sugiere, de acuerdo con SHINN (1968), de depósitos supralitorales. Sin embargo en el Golfo Pérsico KENDAL and SKIPWITH (1968) los sitúan claramente en la zona interlitoral, tal vez porque las condiciones ambientales son mucho más extremas. En el Golfo Pérsico la zona supralitoral es una sabkha evaporítica. La parte alta de la zona interlitoral (flat zone) contiene incrustaciones salinas y evaporíticas y estromatolitos LLH-S. Hacia el mar se halla la zona "arrugada" (algal-mats estromatolíticos con domo), la zona poligonal con estromatolitos SH y que coincide con el óptimo algal, y la zona de "cenizas". ya con escasas laminaciones, y que comunica con las arenas sublitorales protegidas, que impiden el desarrollo de los algal-mats. En esta zona se han observado algunos oncolitos. En todo este tidal-flat no se cita fauna ni flora, a excepción de algas cianofíceas y manglares. En cambio en las Bahamas SHINN (1968a) SHINN et al (1969); GINSBURG et al (1954); GARRETT (1968) y otros, citan unos activos "burrowers" como gasterópodos y can-

grejos, incluso en las zonas supralitorales del "channeled belt". La ausencia de organismos, junto con los máximos desarrollos estromatolíticos se citan hacia el interior en el "marsh". No se citan evaporitas, sólo se dolomitizan las zonas supralitorales estables. En Australia, DAVIES (1970) localiza el máximo desarrollo algal en zonas interlitorales medias, en condiciones hipersalinas que recuerdan las del Golfo Pérsico, pero la dolomitización es poco aparente y la litificación ocurre en la parte alta de la zona interlitoral y en la supralitoral.

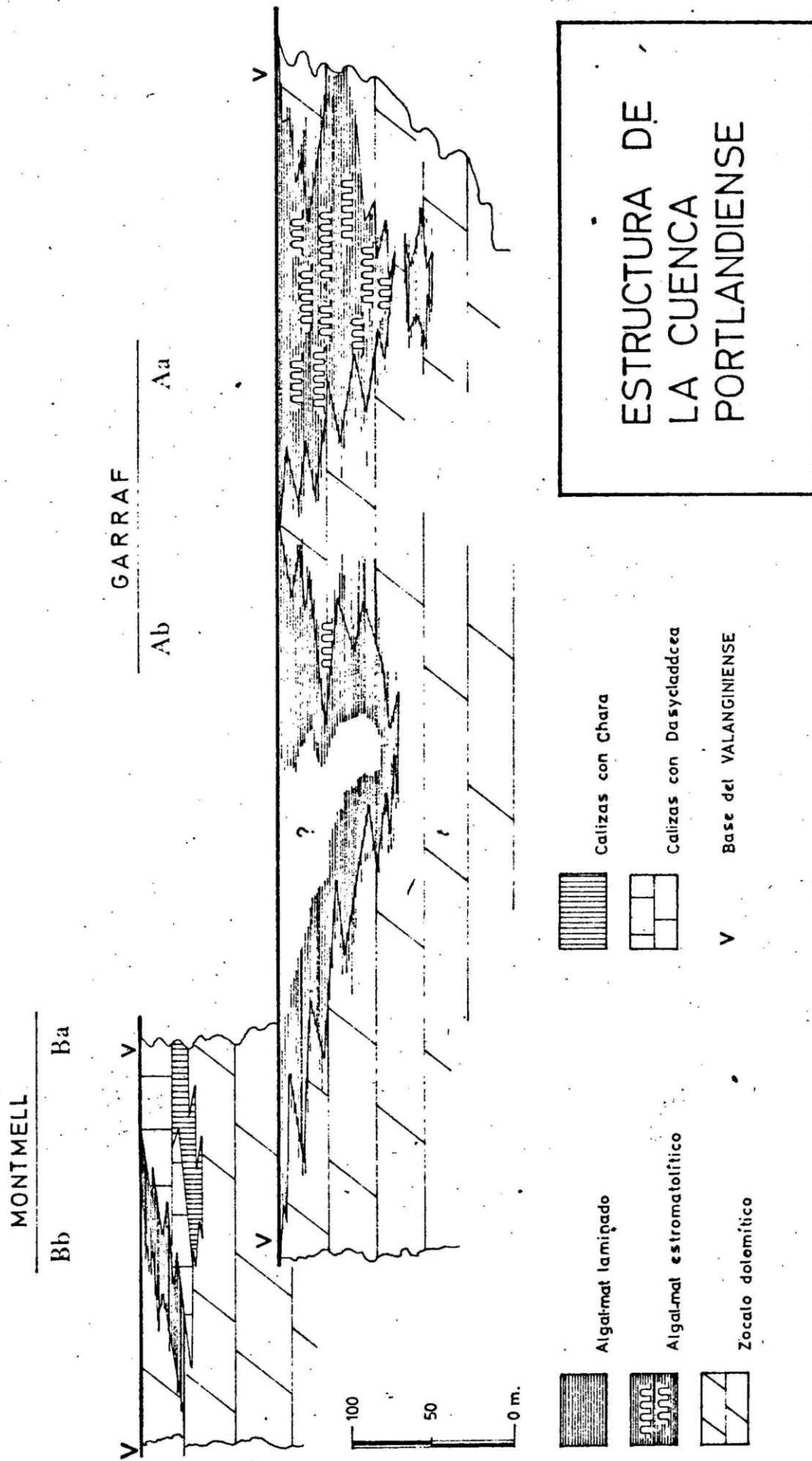
Estos ejemplos nos ayudan a precisar la interpretación (Fig. 20). La región oriental de Garraf representa una zona interlitoral interna, tal vez incluso supralitoral. La ausencia de fauna y flora calcárea (excepto las Codiáceas) así como los moldes de posibles evaporitas y la dolomitización evidencian condiciones hipersalinas. El cemento estalactítico y la abundancia de procesos de desecación (mud-cracks, shrinkage sheets,....) implican períodos de exposición largos, pero no necesariamente condiciones supralitorales. Concretamente el análisis de los cementos sugiere continuas inundaciones marinas. La zona supralitoral tipo marsh o sabkha quizá se halla representada por las colapso-brechas (de tipo evaporítico y cárstico), las dolomías cuarzosas y las dolomías asfálticas de Dinosaurios (Ver capítulo 5.1.-).

La zona occidental de Garraf de acuerdo con los criterios de DAVIES (1970, pag. 202) representa típicamente una situación interlitoral baja, externa, con graded-bedding, pocos mud-cracks, sedimentos de tonos claros, detritus de Dasycladáceas, esponjas,... Solo el tramo dolomítico parece incidir brevemente en la zona interlitoral alta.

La región portlandiense de Garraf plantea un grave problema. El paquete de 80 m. de sedimentos laminados sin ciclos sublitorales recurrentes no se comprende en un modelo sedimentario de tidal flat, ni en evolución "transgresiva" ni "regresiva" (ver la discusión en SHINN et al 1969). La explicación adecuada se refiere a una deposición en una plataforma fuertemente incoinalada y bascu-

W-E.

Fig. 19



lante en el momento de la deposición (Purdy, Garrett y Park 1973, comunicación oral.)

Ello concuerda con la existencia de bloques elevados y la discordancia angular señalada en Garraf. Además de actuar como un islote este bloque diferencia una zona interna con mayor contenido de materia orgánica, hipersalinidad y actividad algal y la zona externa (Vallcarca) más cercana a las condiciones marinas.

5.3.6.2.- Región B

El Portlandiense de la zona oriental del Montmell representa claramente una situación sublitoral y es sugestiva su correlación con los depósitos interlitorales de Garraf (Fig. 19). Los criterios que poseemos son escasos: presencia de Clypeina jurassica y Fau-reina y techo Valanginiense. Por otra parte los indicios de hardgrounds ferruginosos y la dolomitización porfiroide y en grietas de la zona Ba podrían sugerir cierta heterocronía entre el Portlandiense de Garraf y el del Montmell. Sin embargo, y a falta de datos más exactos, nos inclinamos por la hipótesis más sencilla: los depósitos del Montmell representan aproximadamente los equivalentes laterales de los de Garraf, tal vez con repetidas emersiones (?).

En la zona oriental del Montmell (Ba) la base del Portlandiense es una caliza de detritus de Chara y algunos Ostrácodos (Fot. 104). Aparte de algunos mudstones de pequeños detritus de Crinoides (Fot. 105), Foraminíferos y Ostrácodos, la secuencia presenta claras diferenciaciones en la parte superior. Las Dasycladáceas son progresivamente más abundantes, con wackestones y packstones con Chara, burrowing relleno de dolomía (dolmicrosparita). La parte media es un packstone intraclástico con Dasycladáceas muy abundantes y fragmentadas, Iberinas, conchas de Moluscos, (Gasterópodos principalmente), colonias de Serpúlidos, Miliólidos, etc. con texturas atribuibles a intenso burrowing. El estudio de los intraclastos es particularmente interesante. Son muy heterométricos.

cos e irregulares en la forma. Los mayores diámetros observados son de unos 5 mm., pero generalmente oscilan entre 1 y 3 mm. Sus bordes presentan lóbulos y entrantes atribuibles a borings y masticación. Algunos presentan cemento (y redisolución?) gravitacional esparítico, que redisuelve parte de los granos adyacentes. Como intraclastos se observan algal-mats, Codiáceas (Cayeuxia?), costras dolomíticas (dolmicrosparitas, y dolmicrita porfiroide). Hacia arriba vuelven a dominar las fracciones más fangosas, disminuyendo la proporción de fauna y flora reconocible. Aparecen fragmentos de moluscos micritizados intensamente y perforadas, ligero incremento de la proporción de foraminíferos. Continúan los burrows dolomíticos y los fragmentos de Dasycladáceas hasta el mismo techo (Fot. 106).

Los ejemplos de GINSBURG et al (1954) SHINN et al (1969), GARRETT (1968) DAVIES 1970a) indican que los materiales de Ba pueden estar relacionados con un canal intermareal. Este canal debe estar lejos de las zonas internas interlitorales, puesto que los fragmentos de algal-mats y costras estromatolíticas son pequeños y escasos. Pero tal vez los burrows dolomíticos y crecimientos porfiroides de dolomita, pueden indicar que no nos situamos lejos de zonas interlitorales locales, quizás en la zona interlitoral externa. La presencia de Charáceas abundantes en la base debe indicar charcas de agua dulce (ponds?) GARRETT (1968) distingue subambientes tales como "beach mounds and hollows", "channel-mouth bars" y planar mud beaches" que pueden corresponder a nuestra sección. Concretamente en las playas externas señala unos escarpes erosivos de materiales fangosos de charcas del "channeled belt" algo cohesivos. La fauna incluye a Pénéróplidos (equivalen a "Iberina"?), Cerítidos, Batillaria y como flora calcárea a algunas Codiáceas.

JINDRICH (1969) analiza un canal de marea de Florida Keys señalando en su parte terminal un banco de fangos arenosos de más de 2 m. de altura. En la base de este banco se sitúa un horizonte de 40 cm. de fango fino con espículas, ligeramente litificado (detritus de crinoides, grietas dolomitizadas,... en nuestro

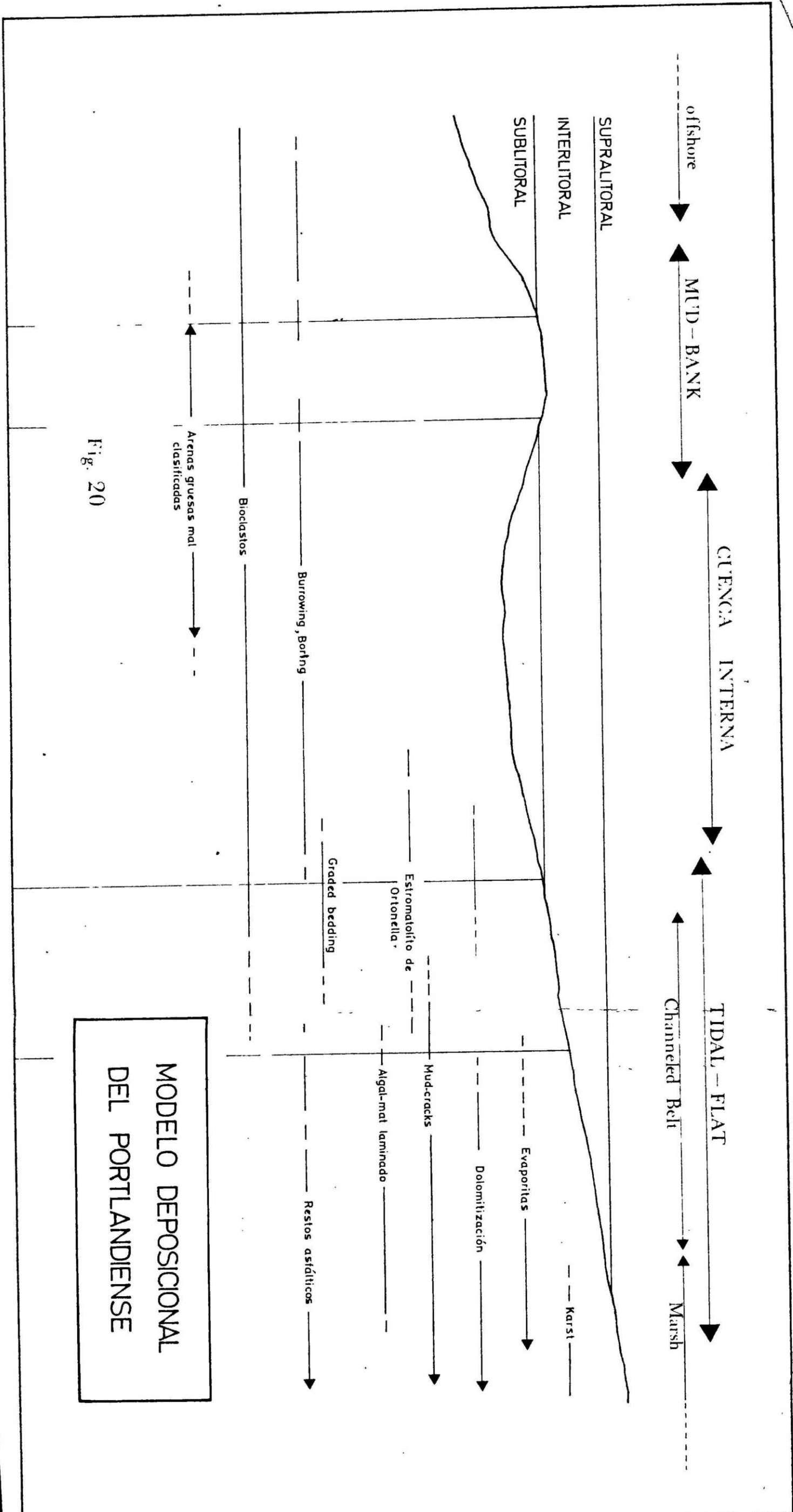


Fig. 20

MODELO DEPOSICIONAL
DEL PORTLANDIENSE

caso). El banco de fango arenoso contiene abundantes burrows y está coronado por calcarenitas mal clasificadas de detritus de Halimeda (equivale a las Dasycladáceas?). Los flanco del banco están cubiertos por hierbas marinas (Thalassia), cuyo efecto "baffle" se cree ha sido el causante de este banco. El fondo del canal es de arenas gruesas, con fragmentos de substrato, esponjas y Codiáceas. La proporción de moluscos y foraminíferos en el sedimento aumenta hacia el delta, disminuyendo la de Halimeda, al mismo tiempo que aumenta la clasificación. Los bancos de los canales presentan erosión de los fangos cohesivos infrayacentes (Sublitoral;).

Todo parece sugerir un ambiente cercano al extremo externo de un canal de marea, un mud-mound". La asociación de este banco a algal-mats interlitorales en el extremo occidental del Montmell y en Bonastre nos recuerda la parte oriental de Shark Bay (Australia) según descripción de DAVIES (1970 a). La salinidad oscila desde la normal a hipersalina, en el primer caso se desarrollan manglares, en el segundo algal mats. Las características del banco son muy parecidas al anterior ejemplo. Nuestro material, por lo menos en su parte central, parece encajar con la descripción de las partes protegidas del banco sublitoral (levee). La Base de restos de Chara en el Montmell parece indicar una charca de agua dulce o una bahía, en cualquier caso una proximidad al continente. En Bonastre ya no se observan indicios de sedimentos de agua dulce, sino que el algal-mat está ya muy cerca del zócalo dolomítico (mayor salinidad?).

5.3.6.3.- Consideraciones

De una manera hipotética podemos interpretar nuestros datos según los esquemas de las Fig. 19 y 20. La cuenca portlandiense incrementa su salinidad ? y se acerca a tierras emergidas hacia el NW (Bb), el Sur (Bonastre) y sobre todo el SE, desarrollando algal mats en zonas interlitorales alta. Hacia el Norte (Ba), los depó-

sitos de agua dulce basales dan paso a un "mud-mound" arenoso sublitoral (interlitoral), relacionado tal vez con la desembocadura de un canal de marea. Dado que en las cercanías de Sitges se observan algal-mats, es lógico suponer una zona supralitoral cerrando por el Sur la cuenca portlandiense, siguiendo aproximadamente el perfil de las Costas de Garraf y cerrándose sobre Bonastre y tal vez la plataforma Salou-Tarragona. La distribución de las facies es afectada claramente por la tectónica regional (fracturas NW-SE).

¿Por dónde se realizaría la comunicación con áreas más marinas que representan los bancos masivos de Ba?. Existen dos posibilidades, hacia el Norte o hacia el Sur, dibujándose un canal o lagoon central dispuesto de Norte a Sur (Lam. 13). El Portlandiense de Vandellós, parece más marino que el de la cuenca Salou Garraf, pero guarda ciertas semejanzas de facies, tales como algunos algal-mats estromatolíticos. ¿Se comunicaban estas cuencas por un canal al N de Tarragona?. De acuerdo con los datos que poseemos resulta muy probable esta comunicación. El "umbral" Salou-Tarragona actuó probablemente como una plataforma supralitoral del mismo tipo que la que aparece cerca del Garraf oriental. Recordemos que en esta época se depositaban sedimentos "baciales"? en Mallorca, luego en cualquier caso la plataforma abierta se hallaba hacia el S. La situación parece recordar el modelo de Florida en los Lower Keys con el Golfo de Méjico abriéndose al NW, la bahía al Norte y NE, una alineación de islas (Keys) de NE a SW, y plataforma abierta y sedimentos "profundos" (Estrecho de Florida) al SE.

5.4.- EL COMPLEJO VALANGINIENSE-HAUTERIVIENSE-BARREMIENSE INFERIOR: EL "PURBECK" CRETACICO.

5.4.1.- DEFINICION

Esta unidad comprende los materiales de edad cretácica, facies "purbeck", inferiores al Barremiense marino datado. El techo se define con la aparición de Orbitolinopsis Kiliani, O. Cuvillieri y Paracoskinolina sunnilandensis elongata. Aproximadamente el techo viene señalado por varios horizontes con abundantes fragmentos de Matheronia.

La base de esta unidad es algo imprecisa. La aparición de Choffatella y Trocholina no se sitúa inmediatamente encima de bancos con fauna portlandiense, ni tampoco la fauna que los acompaña (Pfenderina neocomiensis, Valdanchella miliani, Feurtilia frequens, Paracoskinolina,....). Por ello hemos fijado unos criterios macroscópicos tales como acumulaciones de gasterópodos, niveles arcillosos y pisolíticos etc., como base del Cretácico en la mayor parte de localidades. En Algunos puntos esta determinación es difícil (Santa Cristina), cabiendo siempre la posibilidad de que parte de estos materiales pertenezcan todavía al Portlandiense.

En Garraf y el Montmell el "purbeck" cretácico aparece dividido en tres tramos aproximadamente: calcarenitas y pelmicritas marinas (Valangiense?), calizas lacustres (Hauteriviense), calizas de Dasycladáceas (Barremiense Inferior?) insistiendo en que todos estos contactos son muy imprecisos y pueden existir pasos laterales.

5.4.2.- EL VALANGIENSE

En la base del Cretácico se reconoce una débil transgresión marina en la mayor parte de Garraf y el Montmell. No sabemos que parte del "purbeck" de Santa Cristina es Valangiense, puesto que esta transgresión no alcanzó los antiguos bordes portlandienses. Tampoco se puede datar el Valangiense en el extremo SE de Garraf. En cambio aparece bien desarrollado en el N de Garraf, Montmell, Sitges. La potencia oscila entre 25 m. (Garraf) y 30 m. (Montmell). De todo ello ya podemos deducir que sigue a grandes

rasgos el modelo deposicional que hemos establecido en el Portlandiense.

5.4.2.1.- Componentes texturales

a) Micrita.- Se presentan claramente los dos tipos ya apuntados anteriormente: una densa, opaca, de grano muy fino y otra de grano grueso, gris difusa (Ver por ejemplo Fot. 143, 158, 152). Son poco frecuentes los pasos gradacionales de una a otra bajo el campo del microscopio. De mayor tamaño es la microsparita (neomorfismo a partir de micrita), que frecuentemente es difícil de diferenciar del cemento esparítico en pequeñas cavidades.

b) Pellets.- Su porcentaje total es también muy elevado reconociéndose igualmente los denominados Coprulus y Favreina. Pero parecen dominar los de pequeño tamaño (0,06 - 0,14 mm.) y elípticos, casi esféricos, sin estructura interna. Son más frecuentes los bordes oscurecidos (oxidación?). Por otra parte existen numerosas partículas bioclásticas micritizadas que en ocasiones deben ser difíciles de diferenciar de los auténticos pellets. (Fot. 145 a 149). Siempre que el núcleo de un "pellet" presenta esparita (senso lato) y la envuelta micrítica gradacional (o mejor, con perforaciones) lo atribuiremos a un bioclasto (Fot. 149). Las demás características son comunes a las del Portlandiense.

c) Oolitos.- Por primera vez en la cuenca aparecen claros granos oolíticos en cierta abundancia. Se trata casi siempre de oolitos superficiales (LEIGHTON and PENDEXTER 1962 pág. 60), aunque también se han encontrado algunos oolitos con núcleo pellético (?), mucho más regulares y elípticos (Fot. 150). Se observan abundantes oolitos con pequeños núcleos de bioclastos micritizados y foraminíferos (Fot. 145 a 147). La envuelta oolítica está muy micritizada: con núcleos cruzados sólo excepcionalmente se observan débiles trazas de la cruz pseudoumiáxica. En luz paralela se observa bien la fábrica de la envuelta oolítica: trazas de crista-

les fibroso radiales con separaciones concéntricas cada 30-60 u. En nícoles cruzados se aprecia bien la intensidad de la micritización que procede centrípetamente, excepto para el núcleo pelélico y a diferencia de los ooides de la plataforma interna Great Bahama Bank (BATHURST 1971, pág. 77). Los tamaños oscilan entre una media de 0,3 mm. de diámetro y un máximo de 0,5 mm. Son parecidos a los figurados en NEWELL and RIGBY (1957), PURDY (1963, 1968). Es algo frecuente el observarlos rotos, y con desprendimientos de las últimas envueltas oolíticas (Fot. 150).

d) Intraclastos. Los únicos casos convincentes son las de partículas de sedimentos retrabajados con romboedros de dolomita, foraminíferos,.... Los casos de granos de micrita peloides (Mc KEE and GUTSCHICK 1969) es mejor denominarles así que con el término intraclasto (ESTEBAN y SAN MIGUEL 1971), puesto que pueden corresponder a oolitos micritizados (los más redondos) pellets fecales de gran tamaño, extraclastos (micritas portlandienses), bioclastos micritizados (Fot. 145, 148, 149, 155,.....). Es un caso claro de ineficacia de los términos intraclasto-pellet y su diferenciación según FOLK (1962).

e) Grapestones.- Se observan agregados de pellets arracimados, subesféricos de hasta 0,8 mm. Son parecidos a los típicos grapestones de las Bahamas, según descripción de ILLING (1954), PURDY (1963), BATHURST (1966), excepto que sus bordes suelen estar algo más erosionados (Fot. 147, 149).

f) Granos de cuarzo detrítico.- Por vez primera aparecen en la cuenca con cierta abundancia. Son angulosos de hasta 0,09 mm. y se presentan corroides y parcialmente reemplazados por la matriz micrítica, desde el borde al interior (ver GAVISH and FRIEDMAN 1969). Presentan numerosas inclusiones y extinción en mosaico.

g) Fósiles.- Los bioclastos son particularmente abundantes en algunos niveles. Proceden de Gasterópodos, Bivalvos, Equinodermos, Charáceas, Dasycladáceas (Clypeina, Actinoporella, Cylindroporella, Salpingoporella,....) Foraminíferos (Chaffatella, Tro-

cholina, Pfenderina, Pseudotextulariella salevensis, Feurtilia, Valdanchella, Paracoskinolina, grandes Miliólidos, Pseudocyclamina, Everticyclamina, Ammobaculites, Orbitolinopsis, Cuneolina, Nautiloculina crf. oolithica, Glomospira, Barkerina, y algunos más Codiáceas, (Cayeuxia, Boueina), Permocalculus, Ostrácodos, Serpúlidos, Esponjas,.....

No se observan construcciones organogénicas "in situ" (biolitos, boudstones). Sólo estructuras poco laminadas de tipo oncolítico, con finos filamentos algales bifurcados (y trifurcados?). (Fot. 120 a 127) mucho más abundantes hacia el "purbeck" Barremiense.

Existen evidencias de perforaciones algales y de micelios, así como de masticación, Esponjas, burrowing,...., pero no son abundantes hasta llegar al "purbeck" barremiense.

h) Pisolitos (?). - Con reservas atribuimos a pisolitos unos granos de 1 a 3 cm. de diámetro, subesféricos, con estructura concéntrica radial, localizados en el extremo SE de Garraf. (Fot. 115, 117, 118). Presentan varias etapas de crecimiento y erosión, con una etapa final de redisolución post-cementación. No son de tipo vadoso y sus características coinciden notablemente con las de SIMONE (1972). Pueden interpretarse como etapa final de colmatación de una cuenca carbonatada reducida.

5.4.2.2.- Cementación

El cemento más extendido es el mosaico ortosparítico en cavidades primarias, inter e intragranulares, secundarias, (móldicas, vug.. dismicríticas, que se interpreta generalmente como un cemento "tardío" en relación al ambiente deposicional (Fot. 123, 143, 144, 157, 158).

Por lo menos en algunos puntos, el cemento micrítico es ya de tipo inicial, es decir aparece cerca del ambiente deposicional.

Fracturas blandas (crumbly, en DUNHAM 1969) tal vez relacionadas con procesos de "shrinkage" y rellenos de matriz micrítica fosilífera en cavidades y grietas atestiguan un cierto grado de cohesión en el fango micrítico (Fot. 143, 150, 157).

En las calcarenitas bien clasificadas con cemento esparítico es muy frecuente apreciar una primera generación de cemento recubriendo la superficie de los granos e incluso las paredes intragranulares (Fot. 146, 147, 149). Este cemento superficial rara vez excede de las 30 u de espesor. Su fábrica corresponde a típicas terminaciones escalenoédricas ("dog tooth"), tal vez neomórfico de un cemento de una cierta solidez al sedimento y puede permitir fracturas blandas, grapestones y "keystone" (fenestral B según TEBBUTT et al 1965).

En algunas texturas fangosas y en las calcarenitas arriba descritas existen evidencias de una ligera compactación previa litificación. Hemos mencionado el desprendimiento de las envueltas oolíticas. Las envueltas micríticas de las calcarenitas aparecen sueltas, cementadas por la primera generación y fracturadas posteriormente. En el "purbeck" terminal aparecen claros contactos estilolíticos (Fot. 130, 131) y colapsos de fósiles con revestimientos oncolíticos (Fot. 132).

Finalmente, debemos mencionar el cemento sintaxial monocristalino de los fragmentos de Equinodermos, aunque volumétricamente es poco importante (Fot. 146). Cada bioclasto es ópticamente monocristalino, aunque es probable que en realidad no lo sea (PILKINGTON 1969, RAUP 1966). El eje c es normalmente perpendicular a una de las superficies de la plaza de Equinodermos, por ello formas agudas, escalenoédricas son corrientes como sobrecrecimientos. EVAMY and SHEARMAN (1965, 1969) y LUCIA (1962) han estudiado con detalle los procesos de crecimiento de este cemento. Es imprescindible que el fragmento no presente envuelta micrítica o tenga los poros externos rellenos de sedimento. El crecimiento de los poros tendrá lugar según el eje c; al mismo tiempo que aumenta el volumen del cemento, se reduce el número de esca-

20

MUDSTONES ONCOLITICOS

fot.119: Calizas nodulosas, lacustres. No todos los nódulos contienen incrustaciones oncolíticas que permitan aclarar esta morfología. (Costas de Garraf.).

fot.120: SC 216. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Oncolito de bordes muy difusos y escasos filamentos.

fot.121: SC 215. Barra o '8mm. Santa Cristina. Oncolito con dos bandas de filamentos bifurcados.

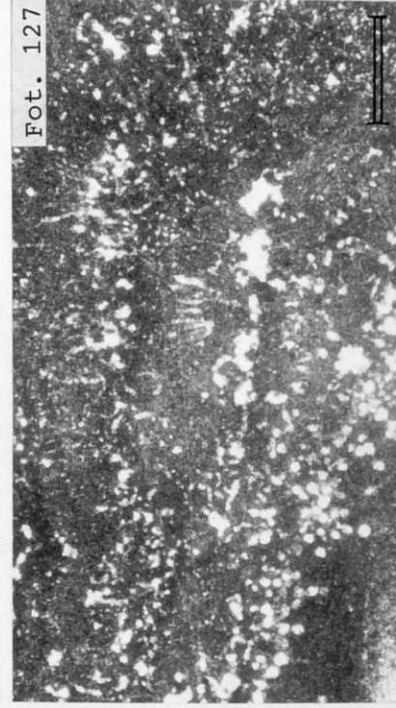
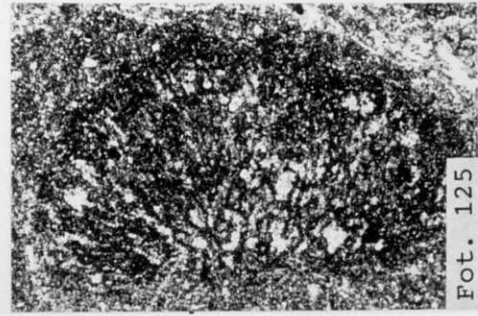
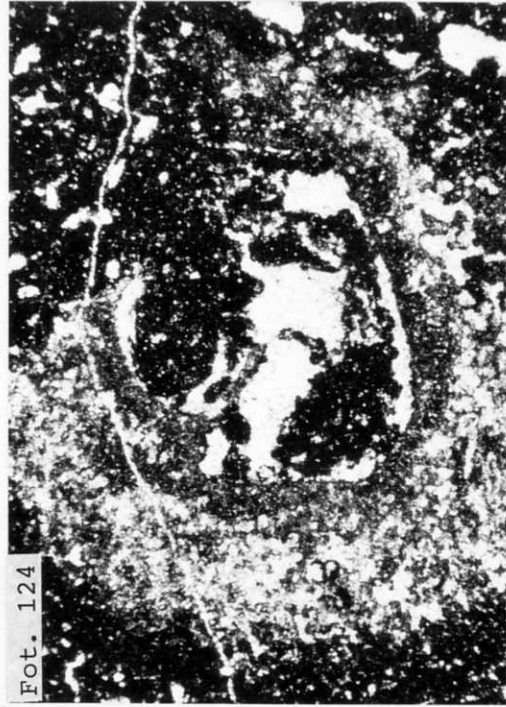
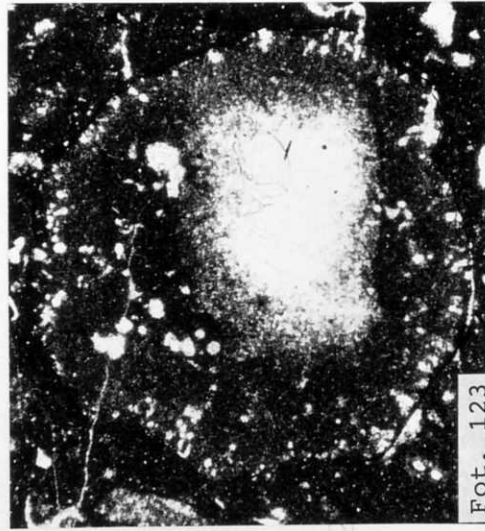
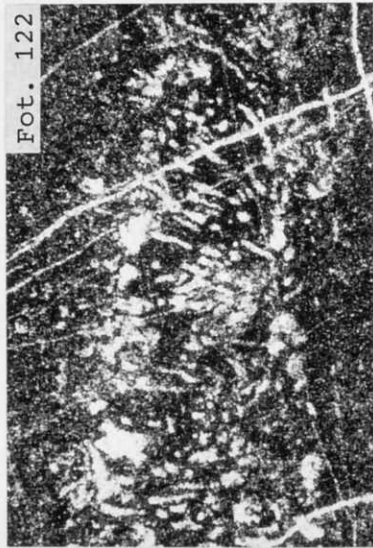
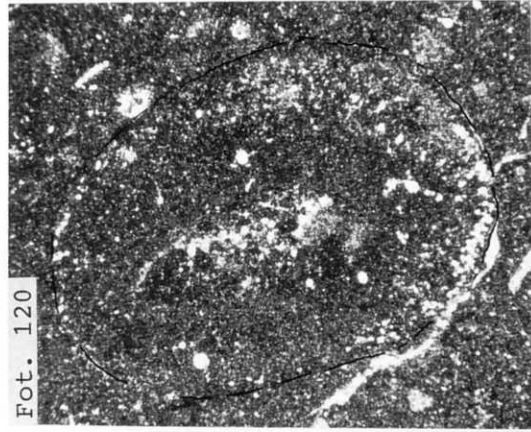
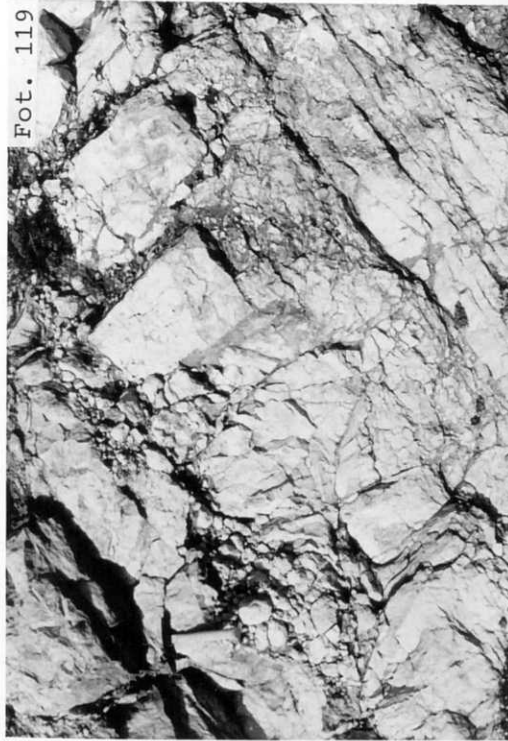
fot.122, 125, 128: Barra=0'5mm. Santa Cristina. Incrustaciones oncolíticas con filamentos referibles a Cayeuxia.

fot.123: SC 225. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Oncolito micrítico difuso, comparable a los de fot.120 y 121, cuyo núcleo está rediseñado parcialmente. Este grano podría confundirse con un bioclasto micritizado.

fot.124: SC 223. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Incrustación con filamentos tipo Cayeuxia desprendida de un tallo de Charácea.

fot.126: SC 221. Barra=0'9mm. Santa Cristina. Gasterópodo con incrustaciones incipientes y tapiz micrítico en sus cámaras. Comparar con fot.134.

fot.127: SC 216 Barra=0'5 mm. Santa Cristina. Detalle de fot.121, filamentos trifurcados.



PACKSTONES ONCOLITICOS DE SANTA CRISTINA

fot.129,130,131: SC 237. Barra=0'8mm. Complejos oncolitos de filamentos bifurcados, con contactos saturados por presión de redisolución itergranular.

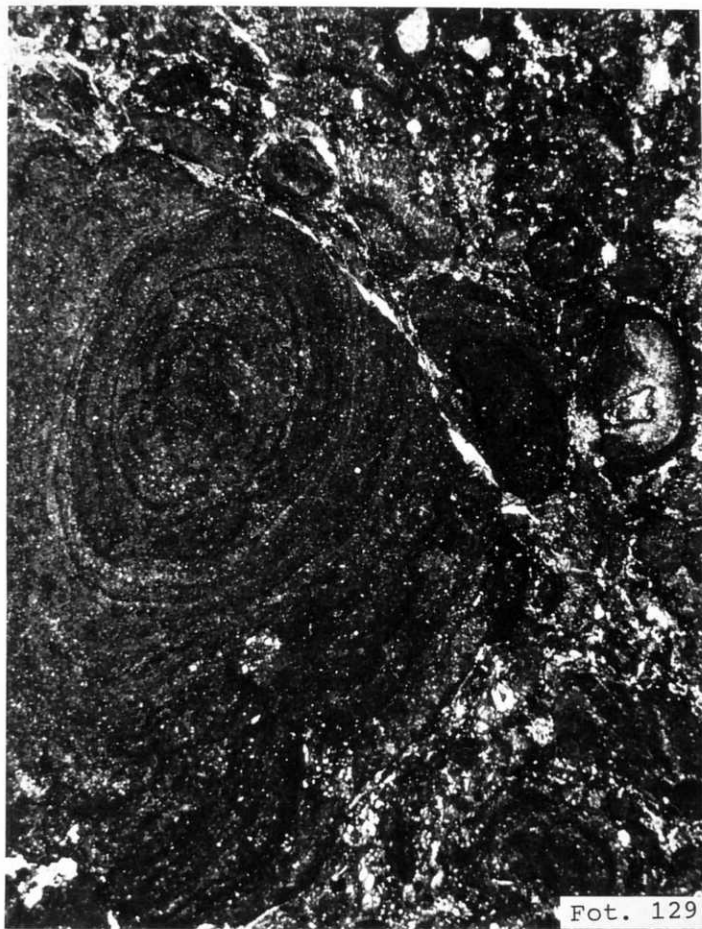
fot.132: SC 330. Barra=2mm. Wackestone de Charáceas con incrustaciones oncolíticas en un gasterópodo. Posteriormente a un relleno parcial de sedimento interno oscuro la incrustación oncolítica soportó el vacío de las paredes del fósil, antes de la cementación completa, sufriendo algunos pequeños colapsos.

fot.133: SC 240. Barra=0'8mm. Detalle de una grieta en una incrustación oncolítica. Implica una compactación muy inicial, cuando las láminas oncolíticas podrían reaccionar con cierta plasticidad.

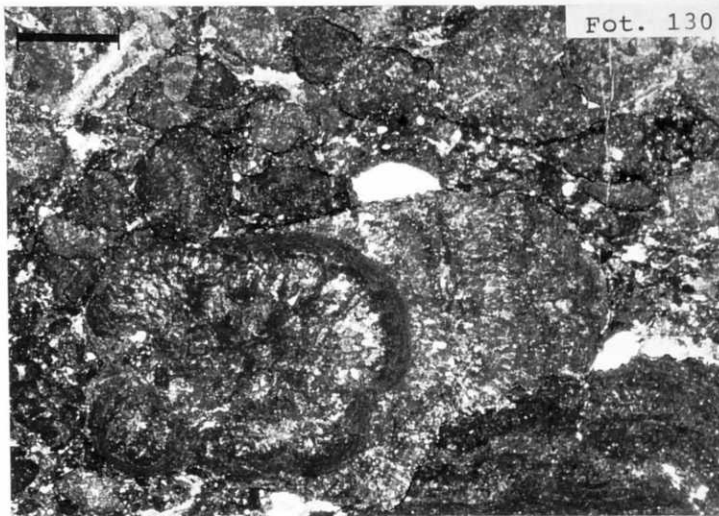
fot.134: SC 237. Barra=0'8mm. Gruesa incrustación oncolítica laminada sin filamento sobre un gasterópodo.

fot.135: SC 237. Barra=0'5mm. Detalle de fot.131.

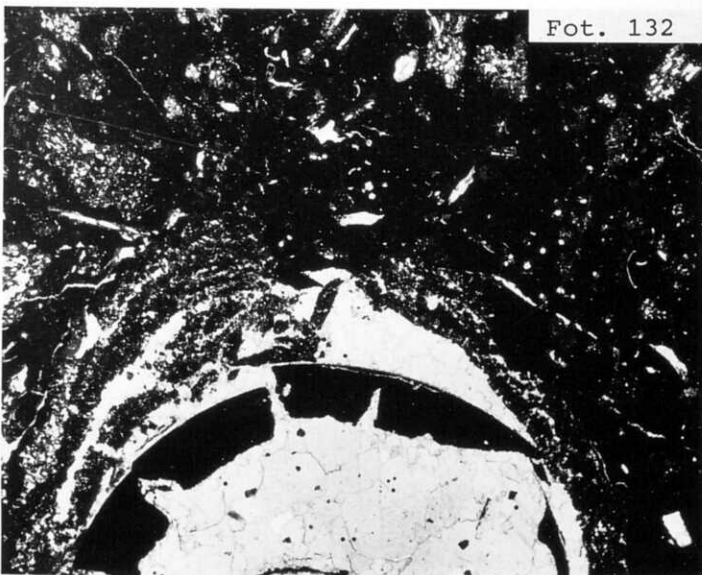
fot.136: SC 330. Barra=0'5mm. Detalle de fot.132. Sheet-cracks entre láminas de filamentos bifurcados.



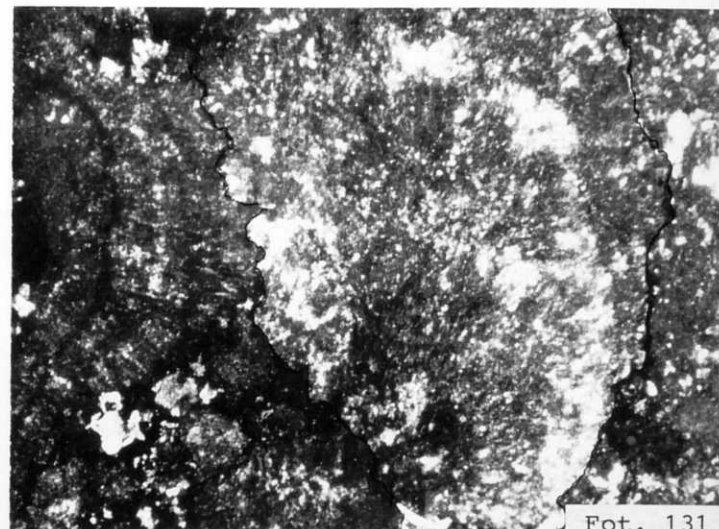
Fot. 129



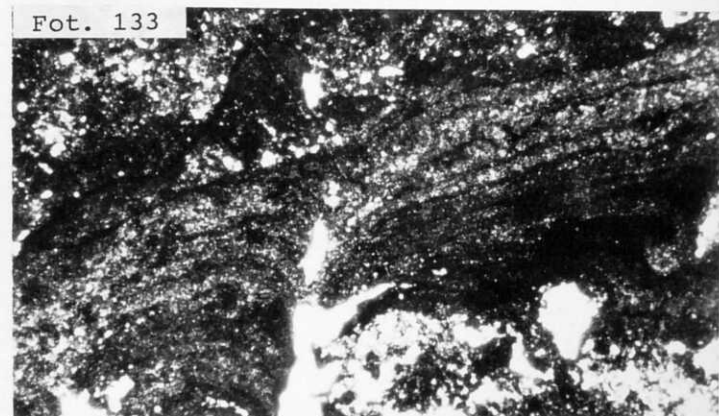
Fot. 130



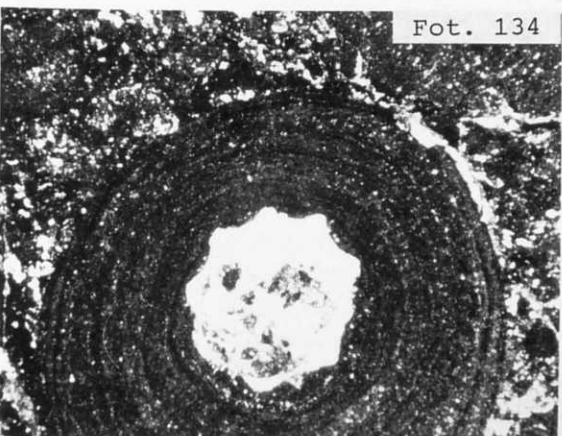
Fot. 132



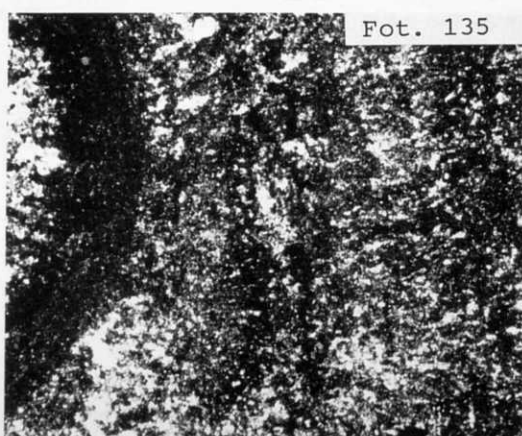
Fot. 131



Fot. 133



Fot. 134



Fot. 135



Fot. 136

lenoedros. La velocidad de crecimiento en grandes cristales es mayor que en los microcristales. El cemento syntaxial puede incluir granos. Si son granos de micritas el resultado será el "reemplazamiento" de ORME and BROWN (1963). Ello sucede en la mayor parte de nuestras muestras. En parte, algunos casos podrían explicarse también por relleno de fango post-cementación.

5.4.2.3.- Facies y texturas deposicionales

Los materiales valanginienses pueden clasificarse en estos tipos que a continuación definimos.

V-1.- Biocalcarenitas grainstones bien clasificadas. Diámetro medio 0,3 a 1 mm. excepcionalmente se alcanzan los 5 mm. (granos de moluscos). Apreciable orientación de los ejes mayores de los granos, a veces se distingue una cierta lámina cruzada. Estratificación media a gruesa. Colores pardo-ocre. Los bioclastos reconocibles llegan a formar más del 60 % de los granos siendo subredondeados y con escasos contactos estilolíticos (disolución por presión). Evaluamos la siguiente composición: Moluscos 20-35 %, Dasycladáceas 20-35 %, Foraminíferos, Equinodermos y Codiáceas (grupo de la Boueina) 5-15 %. Resto: Granos de micrita. Dos generaciones de cemento y evidencias de compactación. Con todo se conservan estructuras de tipo Keystone (DUNHAM 1970). En la Fot. 149 se muestra una microfacies algo diferente, con peloides poco redondeados.

Hemos denominado grupo de la Boueina a unas secciones de Codiáceas que recuerdan la estructura superficial de Halimeda, género que no habrá su aparición hasta el Cretácico terminal. Interpretamos estos fragmentos como un indicio de presencia cercana de plataformas abiertas, con zonas arrecifales, lagoons Coralinos,..... Junto con la alineación de las partículas litificación inicial y la granoclasificación podemos precisar que se trata probablemente de sedimentos de playa.

V-2.- Biopelintramicrocritas packstone mal clasificadas, con el 40-70 % de parches de micrita irregulares, algunos claramente introducidos después de la primera generación de cemento. Otros pueden atribuirse a burrowing. De un 10 al 30 % de los granos pueden presentar envueltas oolíticas (Fot. 145, 147, 148). Los granos están bien subredondeados. Color gris claro. Se pueden diferenciar dos subtipos: uno rico en pellets y micrita (40-90 %) y otro escaso en pellets (15-40%). Abundan los granos intensamente micritizados, sobre todo fragmentos de moluscos (Fot. 145). Esta facies se caracteriza por el predominio de los Fora

WACKESTONES DE CHARACEAS. SANTA CRISTINA

fot.137: SC 305. Barra=2mm. Grupo de tallos de Charáceas con incrustaciones y micrita oncolítica.

fot.138: Detalle de las incrustaciones. Barra=0'5mm. Se obtienen posiblemente por precipitación de cemento ortosparítico en zonas esponjosas y gelatinosas que bordean el tallo.

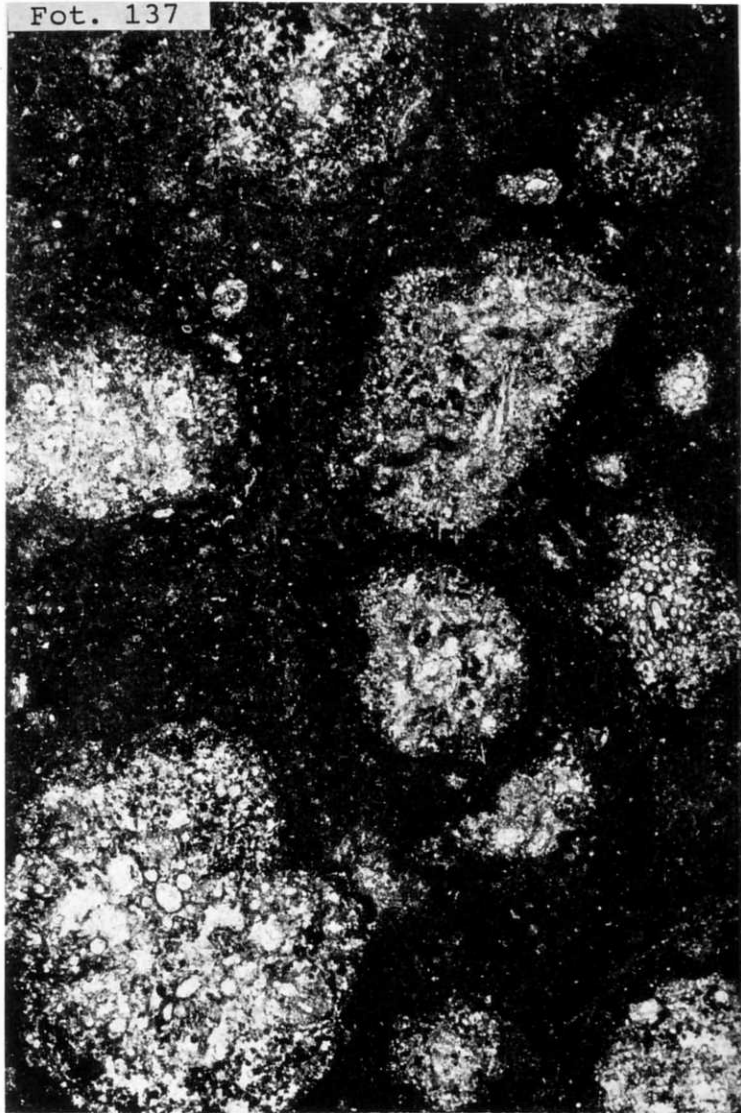
fot.139: SC 219. Barra=0'5mm. Incrustación de tallo de Charácea.

fot.140: SC 215. Barra=0'5mm. Wackestone de Charáceas, con abundantes detritus de las mismas, con algunos fragmentos de ostrá-codos y gasterópodos.

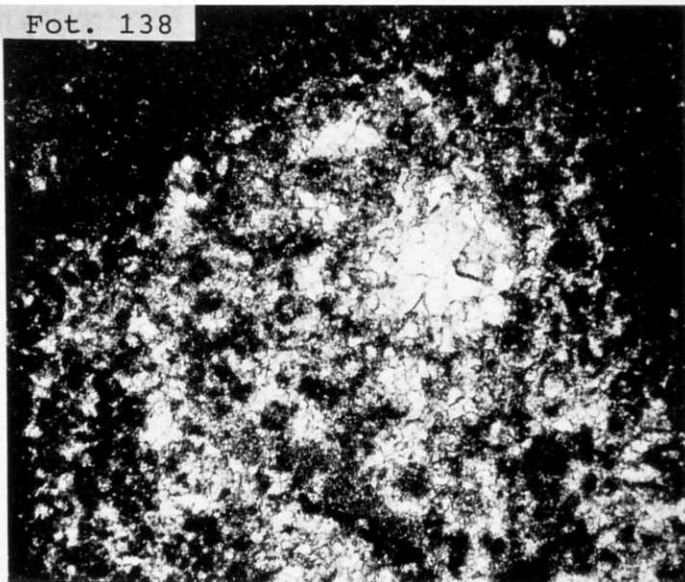
fot 141. SC 236. Barra=)'5mm. Incrustación microsparítica en el tallo de una Charácea.

fot.142: SM 16. Barra=0'5mm. Montmell. Wackestone de mezcla de Charáceas y Dasycladáceas, con detritus de estas algas, Ostrá-codos, etc. Facies típica de zonas sometidas a fuertes variaciones de salinidad.

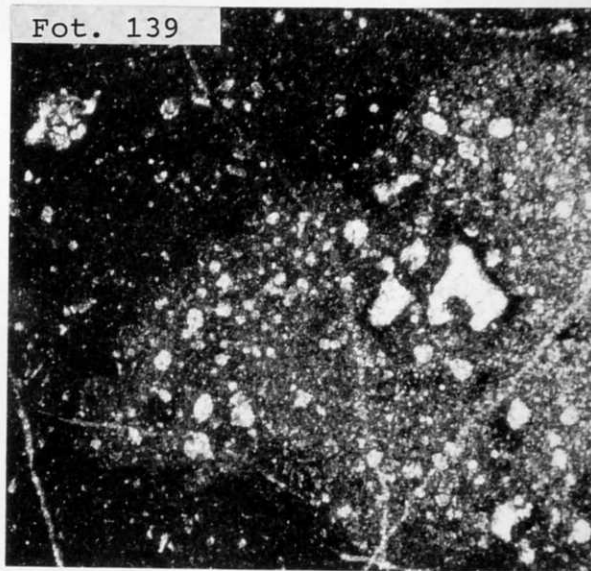
Fot. 137



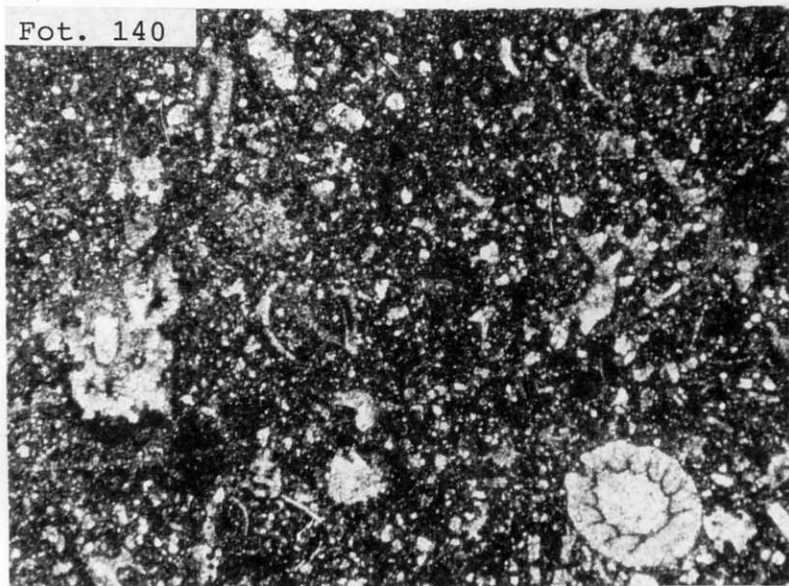
Fot. 138



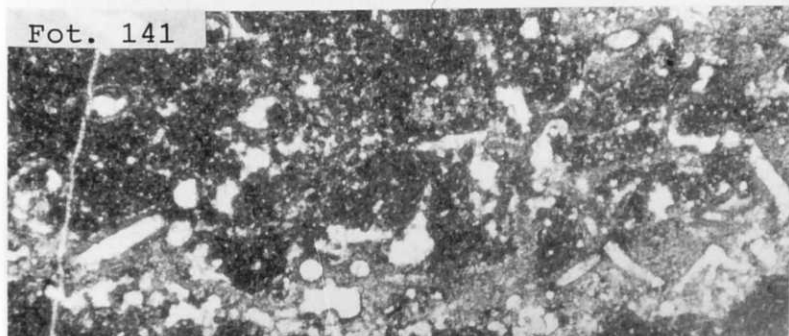
Fot. 139



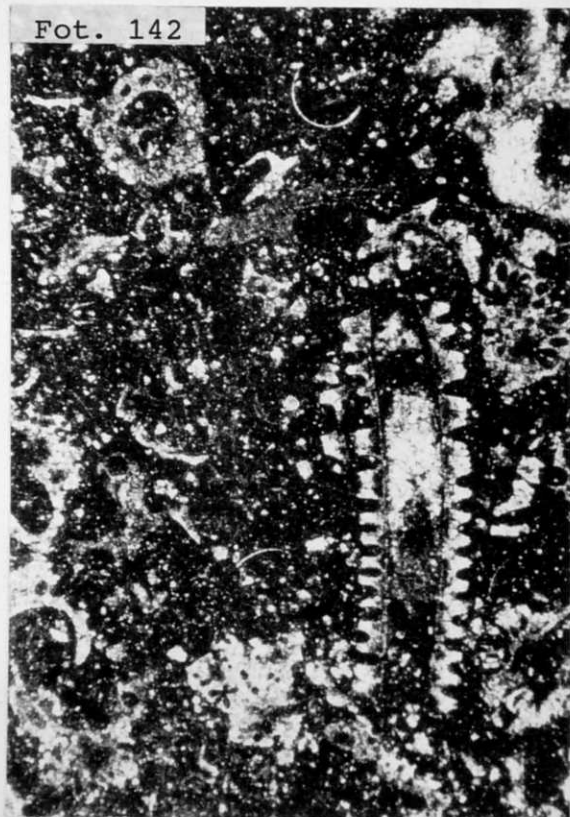
Fot. 140



Fot. 141



Fot. 142



miníferos (15-45%) presencia de granos de cuarzo detrítico, bajo contenido en Dasycladáceas, frecuentes grapestones, cemento syntaxial escalenoédrico con Equinodermos,..... En las variedades ricas en pellets y micrita, una parte desconocida de esta micrita puede ser en realidad acumulación de pellets difusos (ver 5.3.2.2.) (Fot. 150, 143).

De acuerdo con los datos de ILLING (1954); PURDY (1963); NEWELL and RIGBY (1957), los oolitos se forman en zonas energéticas de bordes de plataforma somera. Sin embargo, BATHURST (1967) destaca el crecimiento de envueltas oolíticas de un grosor de 3 u. (so lamente) en zonas de baja energía de las Bahamas. En cualquier caso los oolíticos de nuestras muestras son alóctonos, deben proceder de zonas más externas, pues aparecen fracturados y micritizados y mezclados con granos semejantes sin envueltas oolíticas. Las muestras se parecen a los ejemplos de los bancos de oolitos del W de la plataforma de Andros, hacia el lagoon central (mezcla con las facies grapestone).

V-3.- Biomicrita wackestone, con predominio de fragmentos angulosos de Dasycladáceas, Moluscos, (Gasterópodos) principalmente desde 3 mm. a tamaño limo. Los foraminíferos (Choffatella, Orbitolínidos,.....) son secundarios (hasta un 10 %). Micrita de tipo denso oscuro (Fot. 151), con burrows? o contactos erosivos de micrita más clara, pellética. Facies muy variable localmente se presentan packstones de Dasycladáceas, de una o dos especies reconocibles (Fot. 102). A veces se observan intraclastos aislados con cuarzo detrítico.

V-4.- Biomicrita wackestone de Charáceas, con fragmentos de moluscos (Gasterópodos) y Ostrácodos. Los granos ocupan un 15-25 % de la superficie de la muestra. La micrita es densa, con colores parduzcos, ambarinos en luz paralela, muy oscuros en núcleos cruzados (Fot. 144), lo cual sugiere una elevada proporción de materia orgánica. Además se observa una cierta distribución en parches, nódulos, aún cuando la muestra en mano parece totalmente homogénea, de colores blanquecinos, amarillentos. Localmente puede presentar niveles oncolíticos del tipo que más abajo describimos. Corresponden a este grupo las microfacies de las Fot. 107, 137 a 141,.....).

V-5.- Mudstone homogéneo, con menos del 10 % de granos. La mayoría de los granos que se observan son detritus de fósiles de Charáceas, Ostrácodos, y Gasterópodos, de 30-40 u o menos, distribuidos homogéneamente en una pasta micrítica uniforme.

V-6.- Mudstone oncolítico. Esta facies es una de las más sorprendentes de este estudio. Aparece en bancos calcáreos gruesos y masivos, con residuos insolubles de hasta 30 %. Los fósiles son muy escasos (menos del 5 %) y corresponden a finos detritus irreconocibles la mayor parte de las veces. Tienen siempre un aspecto noduloso, irregular, en formas de 3-4 cm. de diámetro o de hasta 10 cm. con tendencia esférica, elíptica o poligonal. Unas veces parecen desarrollarse claramente a partir de la parte superior del estrato alternándolo hacia su parte interna: los

nódulos mayores se sitúan hacia la parte media del estrato (Fot. 119). Los más pequeños se hallan cerca de la superficie de estrato. Pueden hallarse resedimentados en facies de tipo V4, V5, incluso V3, teniendo entonces un color pardo-negruzco ("cailloux noirs"?) o blancos yesosos, con formas rectangulares.

Calzada define esta textura como "conglomeradillos calizos, ... que sugieren más fenómenos de disolución química que no de erosión mecánica". Ramírez del Pozo los determina como pisolitos de origen algal, puesto que presentan en algunas ocasiones finos filamentos (moldes de Cianofíceas?). Examinaremos con detalle las microtexturas de esta facies.

Lo primero que observamos es que un variado tipo de microtexturas conducen a parecidas macrotexturas. Resulta a veces difícil diferenciar la matriz y la superficie de los nódulos pero en general estos son más oscuros que la matriz que los rodea (Fot. 107, 123, 120). Hemos observado estos tipos de "Nódulos":

- 1º- Incrustaciones de tallos de Charáceas, Gasterópodos de 1-3 mm. de espesor. No hemos observado filamentos, pero a veces son muy marcadas las estructuras concéntricas (Fot. 107, 110, 134).
- 1º- Nódulos micríticos sin núcleo aparente y con filamentos algales. Se distinguen dos subtipos.
 - Predominio de la matriz micrítica, filamentos escasos y situados en el centro del nódulo. A veces pueden confundirse con tallos de Chara, por ensanchamiento por redisolución (Fot. 107, 120, 123).
 - Predominio de filamentos bifurcados y multifurcados, que se sitúan preferentemente hacia la periferia del nódulo (Fot. 121, 127). En estos casos aparece una estructura concéntrica de zonas ricas en filamentos y zonas en sedimento (oncolito?).

Estos nódulos se parecen a los descritos en ríos y lagos de agua dulce por DAVIS (1900 1901); RODDY (1915); BRADLEY (1929); PUSEY (1964); y más recientemente los "onkoids" de SCHOTLLE and MULLER (1968); SCHOTLLE (1969); MULLER (1971). En el borde del Lago Constanza reconocen dos tipos nódulos: incrustaciones en plantas subacuáticas tipo Potamogeton, Naja, Chara, o bien por actividad de Cianofíceas sobre núcleos tales como Gasterópodos, granos de arena, etc. Las diferencias estriban en que estos ejemplos recientes son de grano algo más grueso, pero creemos que son equivalentes y que se justifica mejor el término oncolítico, aunque en el primer caso cabría la denominación de pisolito en sentido muy amplio. De todas maneras es evidente la existencia de una completa gradación entre ambas texturas.

EL "Purbeck" CRETACICO

fot.143: SC 303. Barra=0'5mm. Mudstones con grietas de shrinkage. El trazado de estas grietas parece indicar que la matriz micrítica no es uniforme, sino que puede ser el resultado de compactación de peloides. Mas Llorenç.

fot.144. 1009 HD. Barra=0'8mm. Base del Valanginiense en las costas de Garraf. Micrita parduzca con abundantes Gasterópodos y cavidades dismicríticas de origen desconocido (gas?).

fot.145. 13232. Ordal. Barra=0'5mm. Valanginiense en facies de grainstone calcarenítico y pellítico. Miliólidos con envueltas oolíticas, bioclastos micritizados, pellets...

fot.146: 13239. Ordal. Barra=0'5mm. Valanginiense. Calcarenita con porosidad "Keystone". Nótese la presencia de dos generaciones de cementos, con grandes espacios ocupados por la segunda generación que son superiores al diámetro de las películas. Entre los bioclastos poco micritizados se puede reconocer a Trocholina.

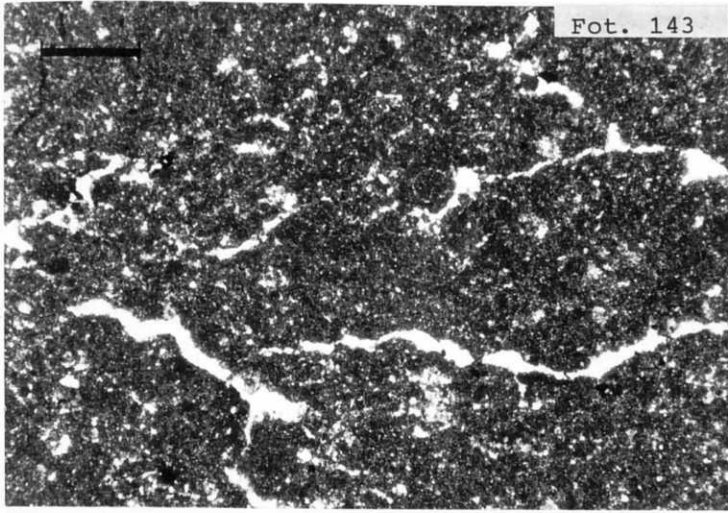
fot.147: 13239. Ordal. Barra=0'5mm. Valanginiense. Grainstone pellético con grapestone de bordes poco erosionados. Obsérvense envueltas oolíticas incipientes.

fot.148: SM 4. Montmell. Barra=0'5mm. Valanginiense. Packstone con bioclastos micritizados, Trocholina etc. La matriz micrítica permanece en la textura por lavado incompleto, burrowing, etc. y presenta microsparitización incipiente.

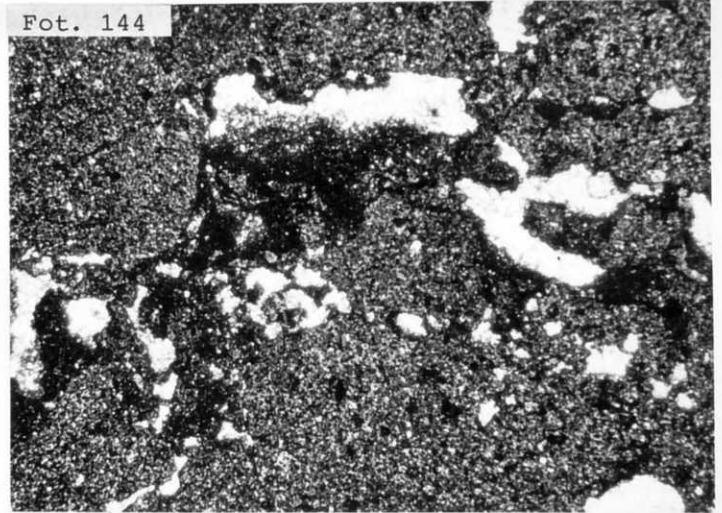
fot.149. SC 322. Mas Llorenç. Barra=0'5mm. Barremiense?. Grainstone calcarenítico con grandes Quinqueloculina, bioclastos con envueltas micríticas y granos micritizados.

fot.150: 1018. Costas de Garraf. Barra=0'12mm. Oolitos rotos en un mudstone pellético con fractura blanda. Valanginiense?.

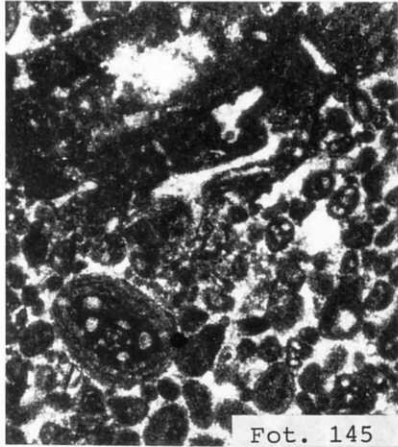
fot.151: GF 209. Barra=0'12mm. La Trinidad. Wackestone de detritus con Chofatella decipiens, Dasycladáceas, Serpúlidos, Ostrácos, etc.



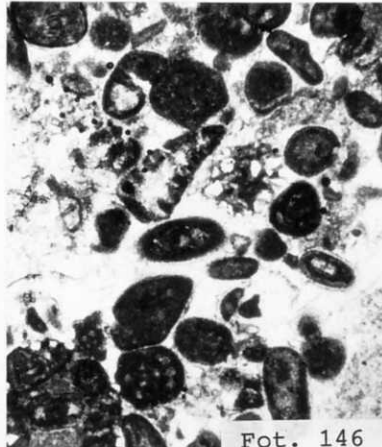
Fot. 143



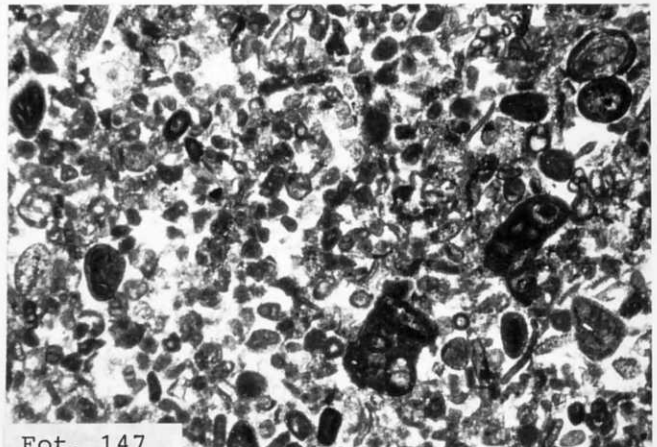
Fot. 144



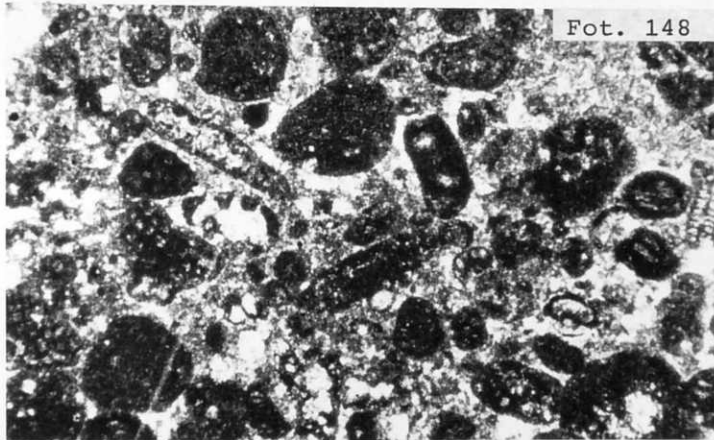
Fot. 145



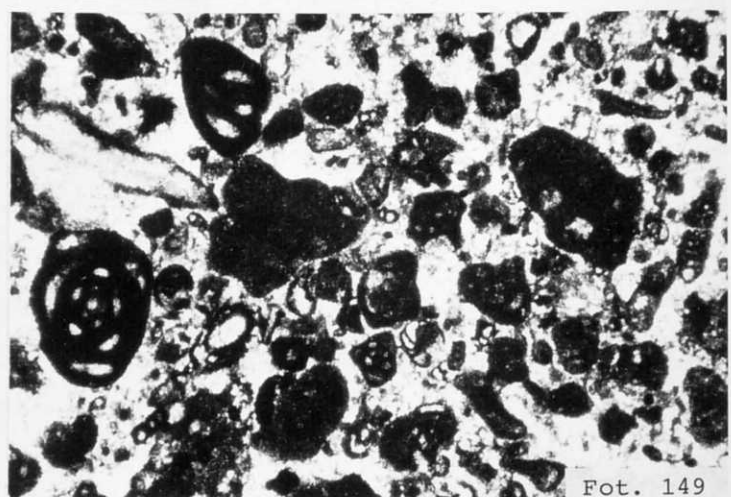
Fot. 146



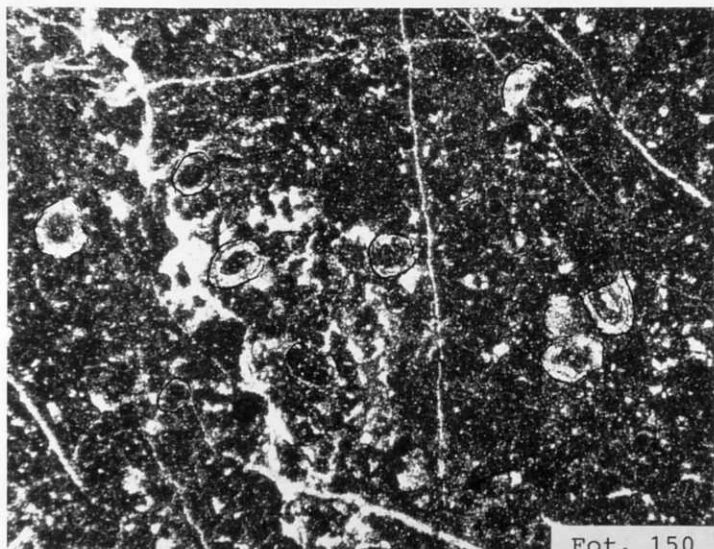
Fot. 147



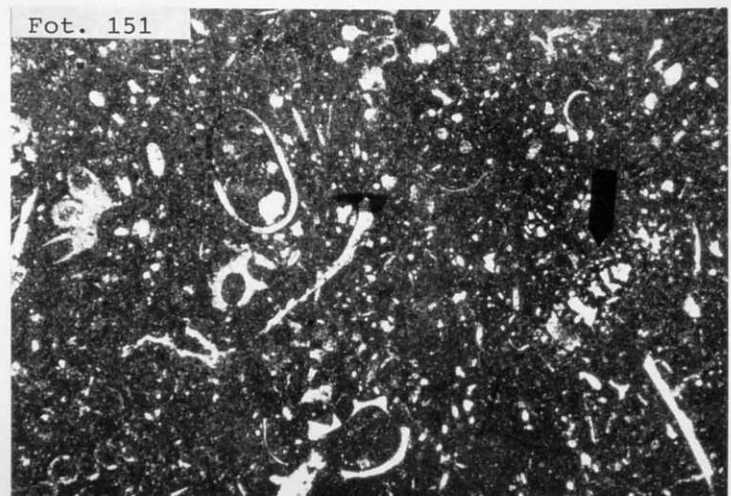
Fot. 148



Fot. 149



Fot. 150



Fot. 151

Otras texturas que presenta esta facies son más problemáticas, tales como dismicritas, grietas de shrinkage (Fot. 143), fracturas blandas, textura alveolar, neomorfismos microsparíticos en las paredes de las grietas (Fot. 108),..... Algunas secciones se parecen realmente mucho a las texturas del caliche (ESTEBAN 1972, 1973 b), sobre todo en los más arcillosos. Aunque con reservas, podemos sugerir que estos depósitos pueden haber sufrido procesos de calichificación incipiente. Queda como un problema anexo las curiosas similitudes de ciertas calizas denominadas "lacustres" y los caliches.

5.4.2.4.- Distribución e interpretación

Las facies que hemos definido como Valanginienses, tal como aparecen descritas en 5.4.2.3.- presentan una ordenación o zonación continua desde facies de playas marinas (V-1) a facies lacustres, tal vez subáreas, o muy litorales (V-6). Veamos su distribución.

En Garraf, la base "purbeck" del Cretácico presenta la siguiente secuencia: mudstones oncolíticos (con indicios? subáreas, caliche) wackestones de Chara y Gasterópodos, con fragmentos oncolíticos, pisolíticos y de nuevo mudstones oncolíticos. Esta secuencia tiene hasta 6 m. de potencia. Después aparecen secuencias de V-1, V-2 y V-3 según la nomenclatura que hemos desarrollado en el anterior apartado. En el Montmell, la etapa oncolítica queda reducida a unos 89-120 cm., con abundantes arcillas de interestrato de color algo rojizo (erosión?). No existen facies de tipo V-1, ni oolitos en las facies V-2. El hecho de que en Garraf sean frecuentes, tanto en El Ordal como en la costa, nos hace suponer que existía mejor comunicación con la plataforma marina externa.

La interpretación de detalle del conjunto de secuencias que implica este Valanginiense es compleja. La proporción de Dasycladáceas Charáceas (Fot. 142) puede interpretarse como un indicio de la mezcla o por lo menos, cercanía de agua dulce (Ver 566). De la misma manera, vemos que la proporción de fango micrítico disminuye proporcionalmente con el aumento de número de especies de foraminíferos. El trabajo de PUSEY (1964) en las Honduras Británicas ilustra bien la posible interpretación de nuestras facies. La pla

"Purbeck" CRETACICO

fot.152: SC 229. Barra=2mm. Santa Cristina. Parte superior de un banco de Wackestones de Charáceas, con redisolución-brechación, sedimento diagenético retrabajado y crecimiento porfiroides de dolomita que afectan exclusivamente a las zonas de micrita densa.

fot.153. Detalle de la anterior. Barra=0'5mm. Los romboedros de dedolomita progresan preferentemente a través de grietas.

fot.154: SM 22. Marmellá. Barra=0'5mm. Dolsparita idiomórfica zonada.

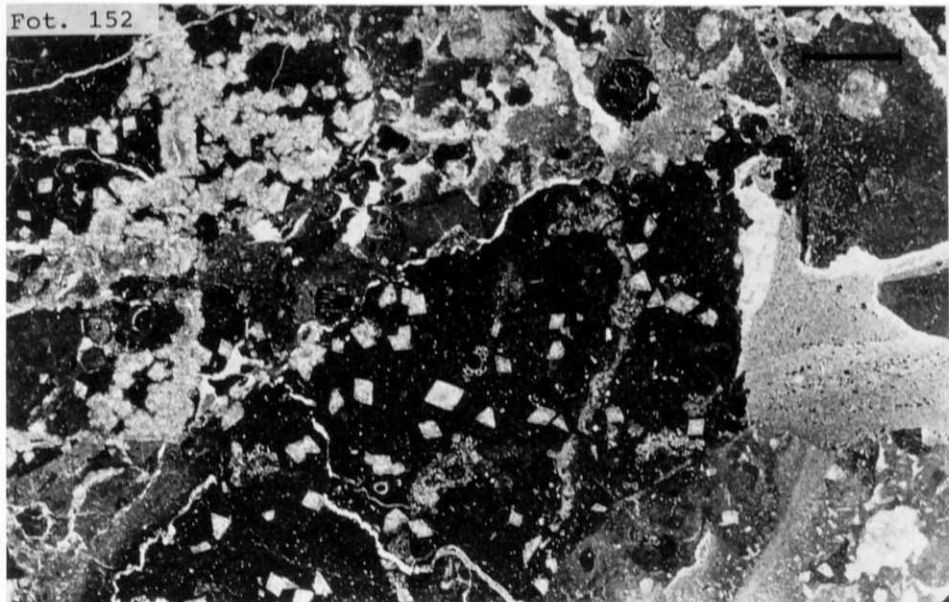
fot.155: SC 229. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Cuando la matriz micrítica densa forma parte de granos de micrita en el seno de matriz micrítica más difusa, los cristales de dolomita aparecen exclusivamente en los granos, pudiendo atravesar sus bordes.

fot.156: Sc 324. Masarbornes. Barra=0'5mm. Dolmicrosparita con núcleos carbonosos, de origen problemático, que aparece en asociación con packstone de Charáceas, lateritas, etc...

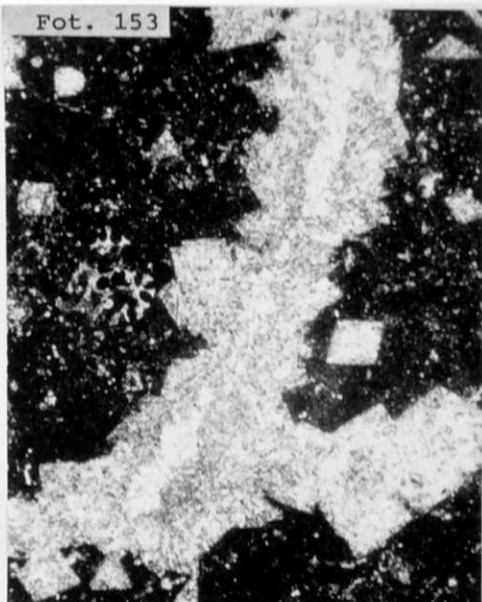
fot.157: SM 15. Montmell. Barra=2mm. Grietas blandas producidas por burrowing. El material de relleno es siempre más pobre en micrita, o a veces más microsparitizado, que el de las paredes.

fot.158: SC 250. Mas Llorenç. Barra=2mm. Wash-outs en Wackestones pelléticos y con foraminíferos. El cambio de densidad en la micrita permite reconocer que parte de la matriz ha sido retrabajada, tal vez transportada, o por lo menos alterada por la corriente del wash-out.

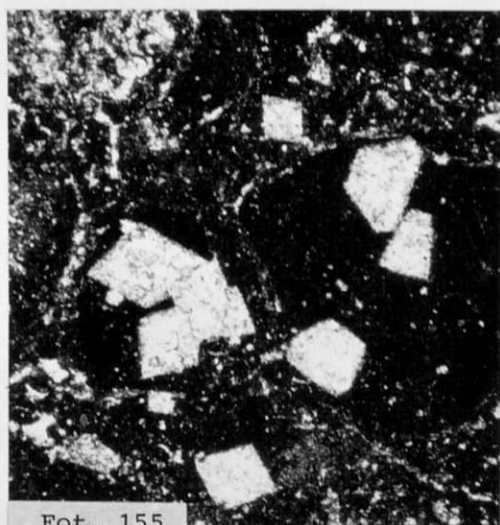
Fot. 152



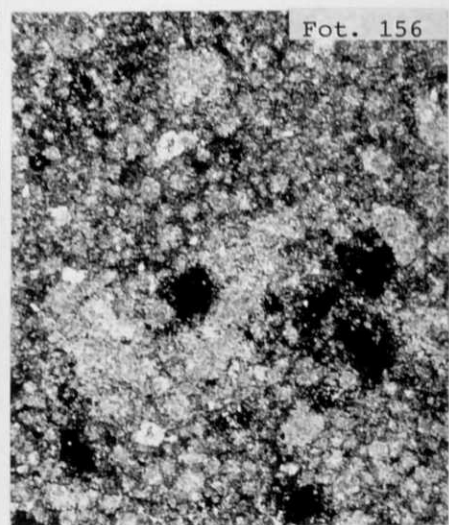
Fot. 153



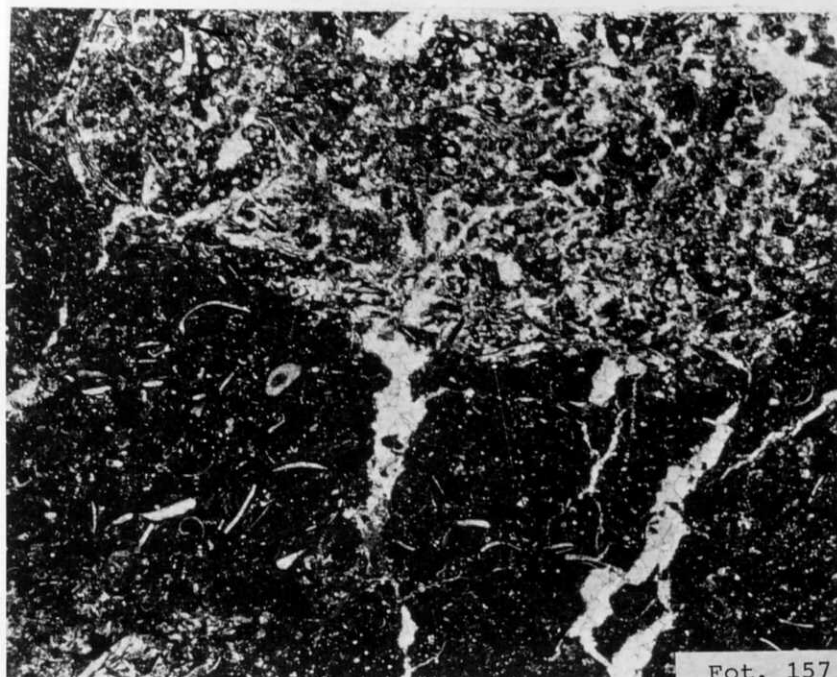
Fot. 154



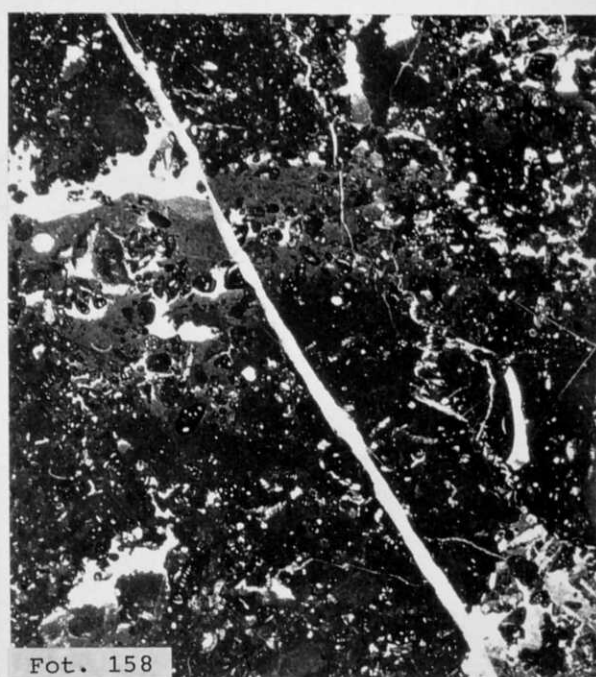
Fot. 155



Fot. 156



Fot. 157



Fot. 158

taforma presenta un notable descenso de salinidad y un paralelismo en las facies deposicionales equiparable a la sucesión del apartado 5.4.2.3.- La aparición de granos de micrita y restos de foraminíferos en los fangos coincide con un notable incremento de la salinidad. BURRI et al (1971) insisten en que la asociación de las calcarenitas "Keystone" (tipo V-1) con fangos peléticos de Miliólidos y Gasterópodos implica en el Golfo Pérsico un sistema de barras (spits) de playa y lagoon restringidos. En fin, esta sucesión no implica necesariamente una transgresión, puede producirse por simple evolución lateral de la playa.

5.4.3.- EL TECHO DE LA FACIES "PURBECK" CRETACICA

En este capítulo analizamos los materiales anteriores al Barremiense marino y posteriores al ciclo Valanginiense. El estudio de estos niveles presenta dificultades por la ausencia de claros niveles guía en una zona muy tectonizada de facies lacustres dominantes.

5.4.3.1.- Componentes texturales

Sólo se reconocen mudstones oncolíticos, mudstones homogéneos y wackestones de Charáceas, de características muy parecidas a las del Valanginiense, y unos wackestone de Dasycladáceas, Charáceas y algunos Miliólidos. En estos wackestones, los granos no sobrepasan el 40 % con un ligero dominio de las Dasycladáceas sobre las Charáceas; seguramente responden a una facies de mezcla.

Respecto a los curiosos oncolíticos que antes hemos descrito, señalaremos que en el techo del "purbeck" alcanzan gran desarrollo y complejidad (Fot. 24, 25). Algunos de ellos muestran una tendencia a formar estructuras onduladas (SS-C/LLH-C) que recuerdan ya a los oncolitos marinos. (Fot. 129, 130, 131, 133). Otros presentan unos gruesos filamentos bifurcados, que recuerdan extraordinariamente a Cayeuxia (Fot. 121, 122, 125). Las diferen-

cias estriban en la abundancia de material fangoso que rellena parcialmente los tubos. Aunque en la descripción se nombran como Cayeuxia, es simplemente una semejanza. Las auténticas Cayeuxia las hallamos más arriba, bien entrado el Barremiense Superior. Por otra parte debemos recordar que estos materiales, por su estrecha asociación con calizas de Chara, parecen de agua dulce, y no se han citado Codiáceas en estas condiciones.

Otra variación con respecto al Valanginiense son las intramicritas. Son los mudstones homogéneos especialmente pobres en restos fosilíferos, con intraclastos (1-3 mm.) de micrita densa con ocasionales crecimientos porfiroides de dedolomita. Solo en una muestra han aparecido con cierta abundancia. Son redondeados y blandos. Esta última particularidad se ha podido determinar porque los romboedros de dedolomita sobresalen de los bordes en algunos de ellos (Fot. 155). Estos intraclastos evidencian que existen zonas cercanas en las que ocurren procesos de dolomitización.

Finalmente, aparecen en la cuenca materiales bauxitíferos, o por lo menos estrechamente relacionados (arcillas lateríticas en el sentido de COMBES 1969). Son rojo oscuras, muy densas, y contienen abundante yeso fibroso, nódulos de piritita etc. Sólo el famoso yacimiento de Roca Vidal, en el Montmell oriental puede denominarse con propiedad bauxita. En los cortes parciales de Masllorens (Santa Cristina) la arcilla laterítica aparece con un espesor de 2-5 mm. o tal vez más, a unos 10 m. escasos de los primeros datables como Barremienses, y otro a unos 10 m. escasos del contacto (hard-ground) con las Dolomías Jurásicas. En la serie tipo de Santa Cristina se observan además horizontes lateríticos de menor espesor, tal vez 2 ó 3, pero la tectónica, impide su situación exacta. Los niveles lateríticos aparecen muy relacionados con wackestones-packstones de Charáceas; los mudstones nodulosos oncolíticos de colores rosados, verdosos y amarillentos, suelen aparecer progresivamente en el techo.

5.4.3.2.- La dolomitización del "purbeck" cretácico

En los materiales definidos como Hauteriviense-Barremiense Inferior, y localmente los Valanginienses, presentan tres tipos de fábricas dolomíticas.

- a) Dolomía difusa: Son dolmicrosparitas anhedrales estratificadas generalmente reducidas a la parte superior del estrato. Crecen a partir de mudstones homogéneos (Fot. 156)..
- b) Dolomía en bolsadas: Son dolsparitas enhedrales zonadas. Aparecen en bolsadas de 2-4 m. de diámetros, que cortan independientemente la estratificación. Aparecen bruscamente: la zona de transición entre la caliza (wackestones y packstones de Charáceas,.....) y el mosaico dolsparítico es de apenas unos milímetros (Fot. 154).
- c) Dolomías en grietas: Algunas grietas de las que podemos reconocer como iniciales (presencia de fragmentos fósiles y matriz), que tal vez implican un bajo grado de litificación (Fot. 153), pueden aparecer con grandes romboedros de dedolomita (no zonados). Sin embargo parecen existir pasos intermedios entre b y c. .

La presencia de la dolomía en bolsadas (b) nos sugiere de una manera provisional procesos de "seepage reflux", canales de dolomitización provocados por flujos hipersalinos descendentes de zonas supralitorales. Estos flujos circulan preferentemente por las zonas menos litificadas, más permeables. En el caso de un sedimento semiconsolidado, la posibilidad se acrecienta en las zonas agrietadas (caso e). No tenemos ninguna explicación para el caso (a).

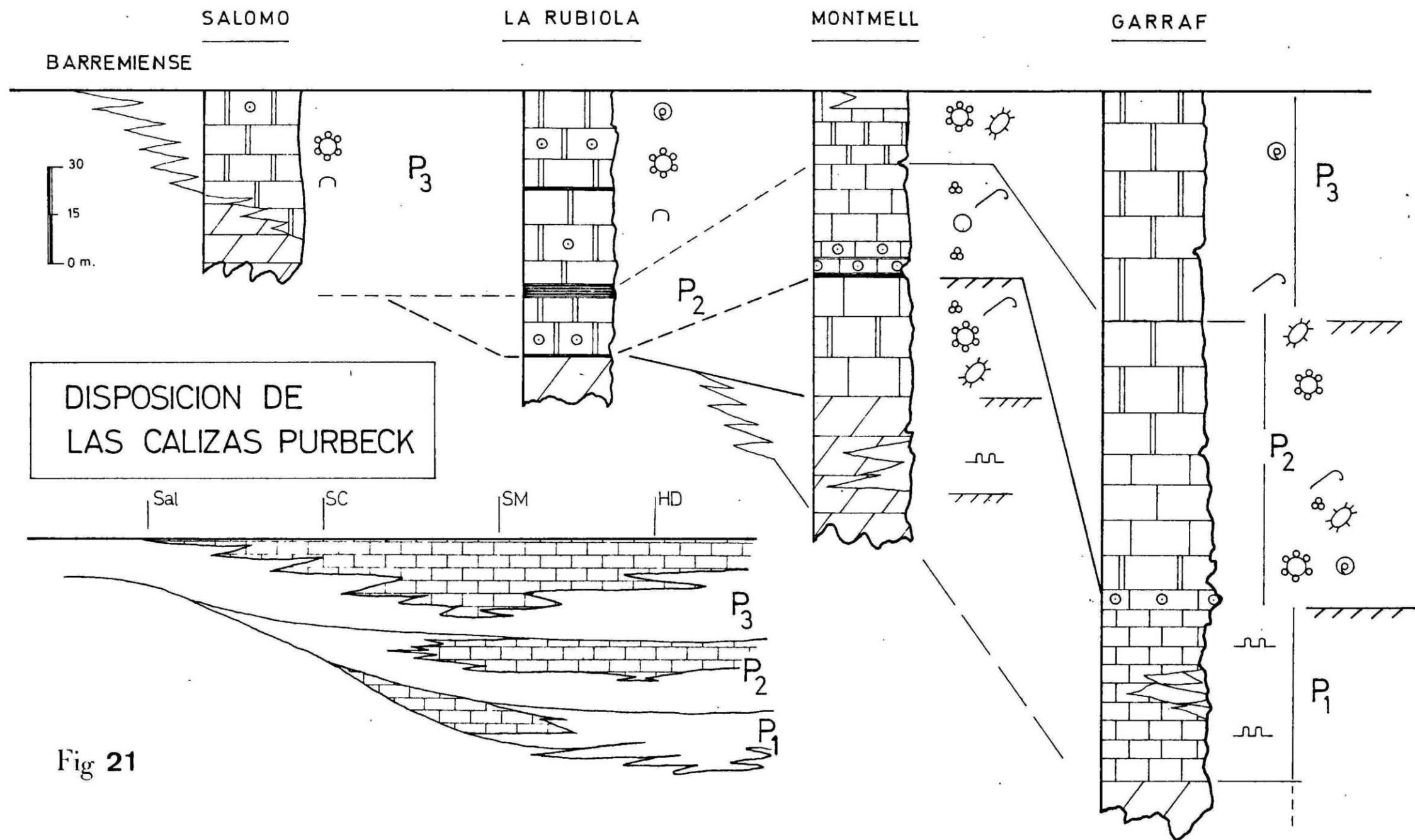


Fig 21

De la complejidad de los procesos relacionados con la dolomitización da una idea la microfacies de la Fot. 152. Las dolomías del techo del "purbeck" plantean el problema de su origen; la mayor parte de la cuenca Hauteriviense-Barremiense Inferior, presenta claras evidencias de salinidad muy baja. El yeso fibroso de los tramos lateríticos es seguramente secundario. ¿Donde o cómo se pueden lograr soluciones hipersalinas? ¿Existen plataformas restringidas en las que se concentra por evaporación de agua marina?

5.4.3.3.- Distribución e interpretación de las facies

El tramo definido como Hauteriviense-Barremiense Inferior es de características lacustres, máximo salobres, en la mayor parte de la cuenca. En detalle, apreciamos las siguientes particularidades, de acuerdo con los esquemas de la Fig. 21:

- En Garraf este tramo está muy poco desarrollado sobre todo en la costa y en comparación con el Valanginiense. En el interior dominan las acumulaciones de Charáceas y materiales margosos grises. En cambio en la costa, son mudstones poco oncolíticos con algunos detritus de Boueina? Clypeina? y otras Dasycladáceas. No existen niveles lateríticos ni indicios de dolomita.

- En el Montmell tiene algo más de espesor, y existe una proporción más elevada de Dasycladáceas en wackestones con Chara y Miliólidos. Se presentan unas bolsadas de dolomía cerca del techo, pero las lateritas sólo aparecen en el Montmell oriental.

- En cambio en todo el margen occidental, desde Mas Tarragó al Vendrell (Santa Cristina), el predominio de las calizas de Charáceas es absoluto. Abundan además los oncolitos, con varios niveles lateríticos y bolsadas dolomíticas, y probablemente nos acercamos a los 200 m. de espesor.

La escasa potencia del Hauteriviense-Barremiense Inferior en Garraf y el Montmell de hecho indica sólomente que el Barremiense

marino empieza antes en esta zona, es decir que posiblemente parte del Baremiense marino de Garraf-Montmell se correlaciona con el techo del "purbeck" de Santa Cristina. Ello coincide además con la presencia de algunos restos "más marinos" (Dasycladáceas, Boueina) y la ausencia de caracteres litorales o terrestres (laterita, detritus de Chara, oncolitos,....). Se vuelve a reflejar la antigua situación del Portlandiense y el Valanginiense. El eje Garraf-Montmell implica una mayor comunicación con el agua de salinidad normal. La zona occidental, cercana a la plataforma Salou-Tarragona, recibe claras influencias continentales (depósitos de agua dulce, lateritas). Además el extremo oriental del Montmell también indica la proximidad continental.

Si en Roca Vidal y Santa Cristina las lateritas y bauxitas parecen de edad Hauteriviense-Barremiense Inferior, las bauxitas de La Llacuna por lo menos se han iniciado en esta época, sino antes. Ello implica el primer indicio de que la plataforma al N del Montmell estaría emergida, perfilándose ya con claridad las características de la cuenca sedimentaria (LAM. 14).

Las características del "purbeck" cretácico en Montmell Garraf ¿implican necesariamente una comunicación con aguas más marinas? Es bien conocido el escaso pero específico de los restos calcáreos de Codiáceas y Dasycladáceas y su posible transporte eólico. En las Honduras Británicas se hallan acumulaciones eólicas de Peneróplidos. (Pursey, comunicación personal). Esta interpretación es poco probable en nuestro caso, puesto que no concuerda con la extraordinaria escasez de Dasycladáceas hacia Santa Cristina y la disposición de los tramos lateríticos. En conjunto, los datos que poseemos hacen pensar en un golfo con gran aporte de agua dulce (estuario?) en sus márgenes, con una entrada y dilución de agua marina según un canal (?) desde Garraf al Montmell. Los ejemplos actuales de esta situación podemos hallarlos en la Bahía de Florida y en las Honduras Británicas (GINSBURG 1956; SCHOLL 1962-1963-1964; GORSLINE 1963; PUSEY 1964; TABB et al 1962).

En Vandellós el Valanginiense presenta facies variables (playas de calcarenitas, margas verdosas, calizas con Ostreidos, Miliólidos, hard-grounds con perforaciones). El Barremiense se inicia con calizas arcillosas ocreas con Ostreidos, Miliólidos, y Orbitólidos, que pasan hacia arriba a calizas lacustres oncolíticas, con un total de unos 25 m. Se intercala el tramo laterítico y bauxífero de unos 6 m. de espesor. La etapa lacustre Hauteriviense está muy reducida o ausente, tal vez representada por las alternancias de margas y calizas con Ostreidos, Natica y hard-grounds perforados.

5.5.- CONSIDERACIONES SOBRE EL "PURBECK"

Entre el zócalo dolomítico y los primeros niveles Barremienses datables definimos unos materiales en facies "purbeck" con las siguientes características:

- A - "purbeck" inferior, de edad portlandiense aproximadamente. Comprende los algal-mats estromatolíticos (hipersalinos?) y las calizas con Iberina y Clypeina.
- B - "purbeck" medio, de edad valanginiense aproximadamente. Empieza con una brusca irrupción de calizas lacustres de Charáceas, oncolíticas, evolucionando hacia arriba hacia calcarenitas de tipo playa, con oolitos y abundantes foraminíferos.
- C - "purbeck" superior, de edad hauteriviense ¿Barremiense Inferior? aproximadamente. Caracterizado por una nueva y abundante irrupción de calizas lacustres con niveles lateríticos.

Estas unidades son eminentemente litológicas, pero parecen ser aplicables también desde un punto de vista cronostratigráfico aproximado y útiles en el estudio de la evolución de la cuenca. (Fig. 21).

En conjunto se aprecia claramente la actuación de la trama estructural en la distribución de facies y su evolución (Lám. 14). Partiendo del dato ya conocido de una sedimentación "profunda" en las Baleares durante por lo menos parte del equivalente del "purbeck", la cuenca Salou-Garraf aparece como una plataforma muy somera, con fuertes variaciones de salinidad. Muy probablemente, la zona central de esta plataforma, el eje Montmell central-Garraf, tuvo una mayor comunicación con la plataforma abierta, dado que su litofacies y biofacies es constantemente más marina que en las otras zonas. Las tierras emergidas se sitúan en el área Salou-Tarragona-Salomó por el W y al N, por lo menos durante algún tiempo en la plataforma de La Llacuna. Por el S y SE tenemos indicaciones de la existencia de relieves, suaves probablemente, que separarían una cuenca interna y otra externa, hipotética, que empezaría poco más al S de las Costas de Garraf. El concepto de "tierras emergidas" tal como lo empleamos aquí, implica escasa o nula sedimentación, o que en todo caso, dominan los períodos erosivos sobre los deposicionales. Hacia el SW, en Vandellós se establecía una cuenca más amplia, con una influencia marina mucho más dominante. Por lo menos en el "purbeck" inferior esta cuenca podría comunicar con la de Garraf-Montmell por el N de Tarragona.

Las facies "purbeck" se caracterizan por el predominio de los sedimentos de grano fino, y las "mezclas de wackestones de Charáceas y Dasycladáceas". El ambiente deposicional que se deduzca ha de permitir la introducción en la cuenca de importantes cuñas de agua dulce, dolomitización y laterización, con pocos indicios de restos orgánicos típicos de plataformas abiertas. Debe tratarse de una bahía escasamente comunicada, cuyos detalles podremos deducir más claramente interpretándolos conjuntamente con el Barremiense.

5.6.- EL BARREMIENSE

El Barremiense es la etapa más importante de la cuenca Salou-Garraf, tanto por ser la unidad de mayor volumen de sedimento, como por su extensión y variedad de componentes texturales. Por primera vez nos queda registro sedimentario en el área estable Salou-Tarragona-Salomó, tal vez desde la base del Malm. También por vez primera dominan los sedimentos de facies claramente marina.

La base del Barremiense se define con la aparición de Orbitolinopsis Kiliani, O. cuvillieri y Paracoskinolina sunmilandensis, que aproximadamente coincide con la aparición de fragmentos de Rudistas y/o Ostreidos. El techo se define con la asociación Praeorbitolina cormyi y Orbitolinopsis simplex que se considera ya Aptiense. En la mayor parte de la cuenca a unos 10 m. o menos del techo del Barremiense aparece ya la Palorbitolina lenticularis, pero en Garraf y el Montmell esta especie se sitúa a más de 100 m. por debajo de la base del Aptiense.

5.6.1.- COMPONENTES TEXTURALES

Muchos detalles de los componentes texturales coinciden con los expuestos en capítulos anteriores. Dada la variedad de componentes texturales barremienses, es útil diferenciar los dominantes y los accesorios, en base tanto a su abundancia en las láminas delgadas como a su frecuencia de aparición.

5.6.1.1.- Componentes texturales dominantes

a) Micrita: Aunque no tanto como en niveles inferiores continúa siendo el elemento textural dominante. Continúan observándose los dos tipos ya conocidos: la micrita densa, oscura, y la micrita difusa (Fot. 237, 238, 211, 241,...). Pero en el Barremiense se aprecia una gran variedad y gradaciones de ambos tipos. En cualquier caso, cuando aparecen las dos en la preparación, siempre puede demostrarse que la variedad difusa es posterior, o que los contactos son de tipo erosivo, "burrowed", etc. Parece que no existan pasos graduales entre ambas. La micrita difusa pasa insensiblemente al "sedimento diagénico".

tico" o "crystal silt" de DUNHAM (1969 a). En bastantes ocasiones resulta difícil su diferenciación con la microsparita neomórfica.

b) Fósiles: Es el componente textural más importante después de la micrita. Distinguiremos:

- Algas: Dasycladáceas (Salpingoporella, Cylindroporella, Neomeris, Munieria, Actinoporella, Acicularia, Hensonella,) Fot. 167, 168, 161.
Codiáceas: (Cayeuxia, Ortonella, Boueina-Lithocodium).
Coralináceas (Lithophyllum?) Solenoporáceas (entre ellas, Marinella) (Fot. 227, 222). Esquamariáceas (Ethelia). Charoíceas (Fot. 163, 165, 166). Incertae sedis: Baccinella irregularis (Fot. 220, 221, 226), filamentos y perforaciones algales (Fot. 188, 190, 192, 202), Permocalculus, oncolitos.
- Moluscos: Gasterópodos tipo Cerítidos, Natica, y otros varios.
Bivalvos: Entre otros: Ostreidos, (Fot. 180, 185). Rudistas (Matheronia, Toucasia y Requienia) (Fot. 176, 177, 179).
- Foraminíferos: Orbitolínidos (Orbitolinopsis, Paracoskionella, Palorbitolina), Nautiloculina cfr. oolítica, Everticyclamina, Pseudotextulariella, Valvulínidos, Miliólidos, (Quinqueloculina), Barkerina, Cuneolina, Pseudolituonella, Coscinophragima (?), Choffatella, etc.
- Miscelánea: Ostrácodos, Equinodermos (Fot. 205, 244), Espículas de Esponjas (Fot. 204) Burrows (Fot. 245, 247). Perforaciones de Algas, Hongos, Esponjas, Moluscos, (Fot. 186, 187, 191,). Más raramente: Briozoos, Estromatopóridos, Corales y Serpúlidos (Fot. 223 y 225).
- Bioclastos micritizados: Siempre que sea posible nos referiremos con este término a los granos de micrita que presenten evidencias de micritización de bioclastos. (residuos de

orto y pseudosparita, borings,....). Lógicamente existirán muchos bioclastos que estarán tan micritizados que no los podremos reconocer; los integraremos en el apartado intraclastos. (Fot. 206 a 208, 197 a 202,...).

c) Intraclastos. Dentro de este grupo, y siempre que sea posible, distinguiremos:

- Intraclastos auténticos: aquellos granos que presenten evidencias de cierta plasticidad. El caso más claro es cuando los fósiles y romboedros de micrita, incluidos sobresalen del borde de grano (Fot. 212, 213). Otros casos menos evidentes son los granos con idéntica microfacies que la matriz.
- Grapestones: Agregados de pellets, oolitos, que se comportan como un grano debido a cementación (?) inicial. Los bordes están muy erosionados, implicando transporte desde el lugar de origen, o tal vez que se trata de litoclastos (fragmentos de roca más antigua). Sin embargo en la cuenca Salou-Garrafa, tampoco los niveles inferiores contienen grapestones lobulados (Fot. 215, 218).
- Granos de micrita (peloides): Son aquellos granos uniformes que no presentan evidencias de estar parcialmente litificados y pueden representar micritización completa de bioclastos, oolitos, pellets, grapestones, y también auténticos intraclastos y litoclastos de micrita (Fot. 216, 218, 207, 240).

d) Pellets: Designaremos así a aquellos granos de micrita de formas elípticas, regulares, sin especial referencia a su tamaño. Muy probablemente existirá superposición con la categoría de intraclastos auténticos. En el Barremiense no hemos encontrado pellets determinables como Favreina. (Fot. 172, 209, 218).

5.6.1.2.- Componentes accesorios

- a) Oolitos: Sólo en un caso se trata de auténticos oolitos, esféricos y sin núcleo apreciable. La mayoría son oolitos superficiales, con núcleos de pellets, foraminíferos y bioclastos (Fot. 218, 243, 237). En general la envuelta oolítica es de menor espesor que en los oolitos valanginienses, aunque su fábrica es muy parecida.
- b) Oncolitos: Localmente aparecen también los oncolitos descritos en el "purbeck", con idénticas características (Fot. 161 a 166).
- c) Granos de cuarzo detrítico, de 30-60 u, angulosos a veces con un reborde ferruginoso (Fot. 229).

Otros componentes. Entre ellos destacamos a algunos granos de glauconita, pequeños (40 u), redondeados y fragmentos de granos de arcillas piritosas (?), pequeños granos de dolomías detrítica (dololitoclastos) (Fot. 228).

5.6.2.- CLASIFICACION: GRUPO FACIES

De acuerdo con el esquema señalado en 3.2.2.4.- se ha procedido al análisis semicuantitativo (*) de las muestras barremienses, pudiendose estas agrupar adecuadamente en:

(*) Nota.- Estas descripciones se basan en el estudio de 320 láminas delgadas de edad barremiense; los porcentajes se refieren al área de la lámina delgada (7 ó 12 cm² por muestra). Las listas de fauna reflejan apreciaciones semicuantitativas descendentes. El término detritus se refiere a partículas de bioclastos, no siempre diferenciables, inferiores a 3 mm. Equivale al término inglés "ash".

5.6.2.1.- B.1.- Mudstones

Def.: Micrita densa, de granos fino, con menos del 10 % de granos en conjunto (Fot. 159, 160).

Características: Los granos son inferiores a 80 u, en general, sólo excepcionalmente los granos son mayores (fragmentos angulosos de Gasterópodos de hasta 3mm.). Suelen ser fragmentos de Ostrácodos, Charáceas, Miliólidos, pellets, Glomospira. Más raramente Choffatella, pequeños Valvulínidos, Macroporella, espículas de esponjas,..... En ocasiones, textura algo dismicrítica.

5.6.2.2.- B.2.- Mudstones Oncolíticos

Def.: Semejante al anterior, pero con oncolitos y detritus de Gasterópodos, de hasta 5 mm. (Fot. 161, 162, 164).

Características: Suelen contener más granos fósiles (hasta 50 %) del mismo tipo que B.1. Los detritus de Gasterópodos pueden llegar hasta el 40 % y los pellets localmente, representan un 25 %. Ligero aumento de detritus de Dasycladáceas y frecuentes texturas dismicríticas.

5.6.2.3.- B.3.- Wackestones de Charáceas

Def.: Restos de Charáceas (10-30 %), generalmente con incrustaciones y oncolitos. Ostrácodos abundantes (Fot. 163, 165, 166).

Características: Ligero incremento en la proporción total de Foraminíferos (hasta un 10 %), además con la introducción frecuente de Sabaudia, Barkerina y más raramente Nezzazzata, Cuneolina y algún Orbitolínido (Fot. 169). En las Dasycladáceas, siempre, accesorias se reconoce, Macroporella, Cylindroporella y, a veces, Actinoporella. Los pellets pueden oscilar entre un 10-20 %. Excepcionalmente, algunos fragmentos de Boueina y Ostreidos?.

Estos tres grupos de facies forman una serie continua y gradacional, aunque no es frecuente hallar muestras intermedias. En cambio el siguiente grupo marca una separación bastante abrupta.

5.6.2.4.- B.4.- Wackestones de Dasycladáceas

Def.: Presencia de un 20-80 % de fragmentos y detritus de Dasycladáceas, con algunos Miliólidos y Orbitolínidos (Fot. 167, 168, 171).

MUDSTONES Y WACKESTONES ONCOLITICOS. BARREMIENSE

fot.159 y 160: SC13 y Sal 81. Barra=0'5mm. Santa Cristina y Salomó. Mudstone con finos detritus irreconocibles✓

fot.161: SM 45. Barra=0'5mm. Montmell. Mudstone oncolítico con algunos Miliólidos.

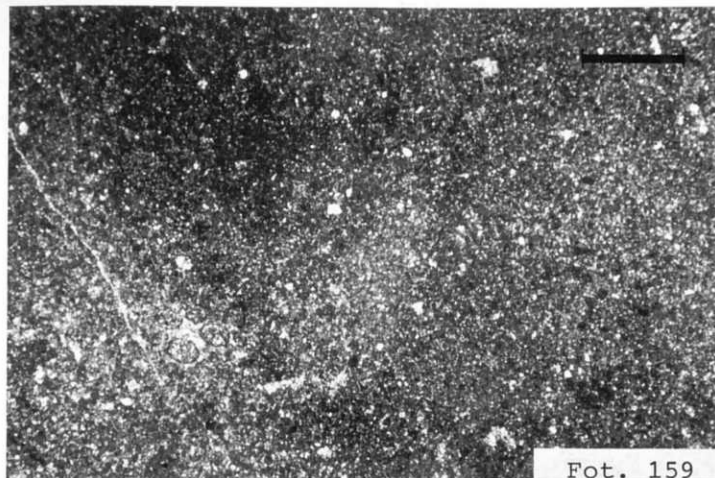
fot.162: 1030 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Oncolito de los Wackestones de Charáceas comparable con el de fot.123.

fot.163: 1028 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Oncolito de Cayeuxia-Ortonella incrustando un fragmento de Charácea.

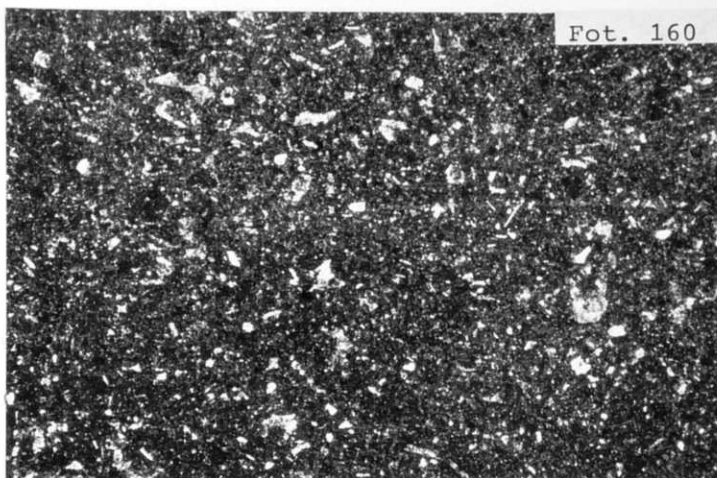
fot.164: 1089 HD. Barra=0'50mm. Garraf. Incrustación oncolítica (Cayeuxia?) asociada en las facies de tallos de Chráceas

fot.165: SC 43. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Micrita pellitoidal asociada a las facies de wackestones de Charáceas.

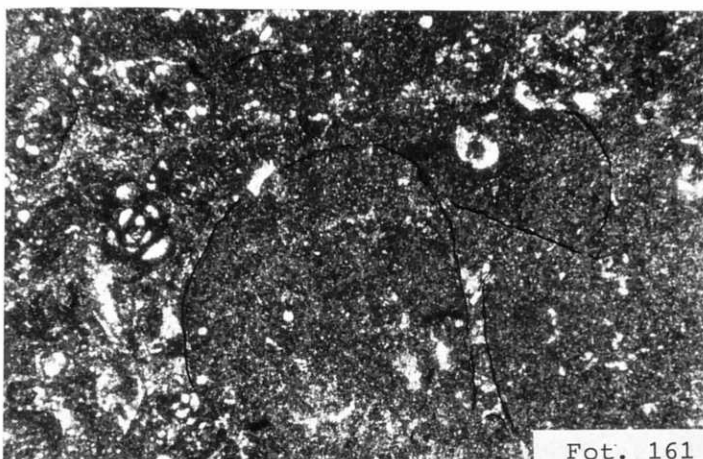
fot.166: SC 74. Barra=0'50mm. Santa Cristina. Tallo de Chrácea con incrustaciones microsparíticas. Comparar con fot. 104,107,124.



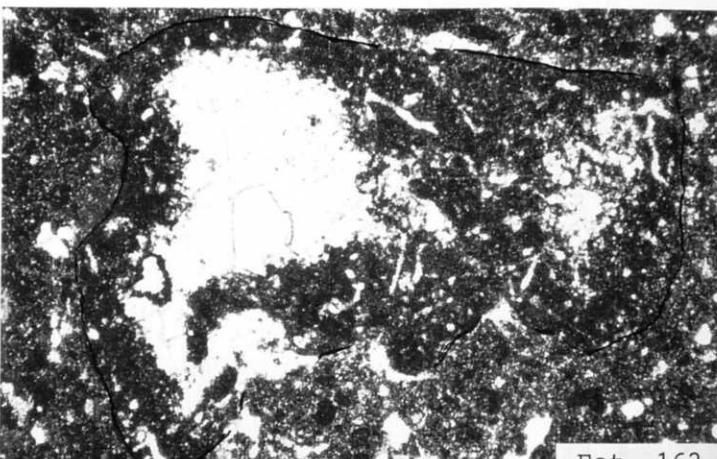
Fot. 159



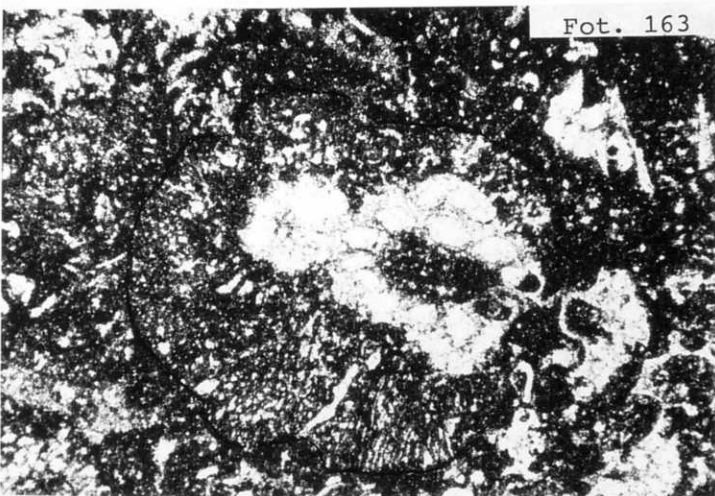
Fot. 160



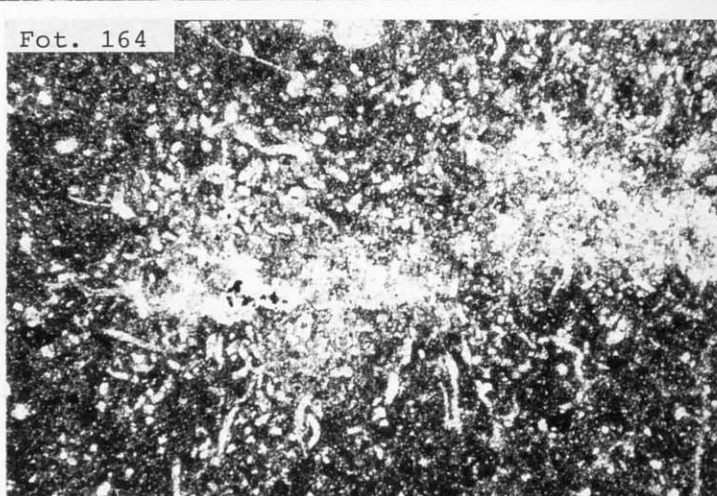
Fot. 161



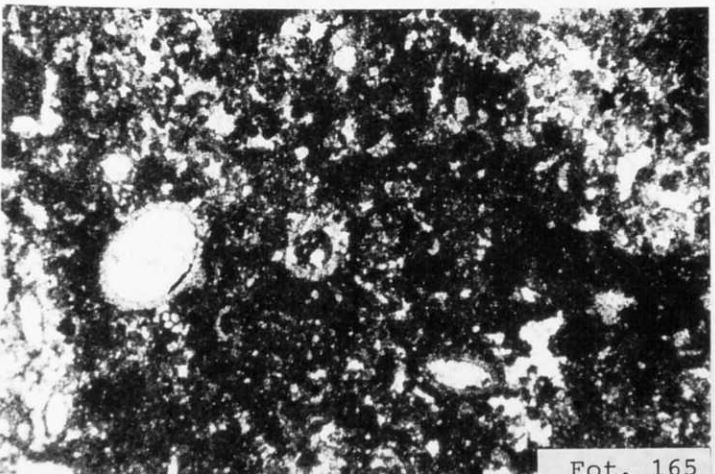
Fot. 162



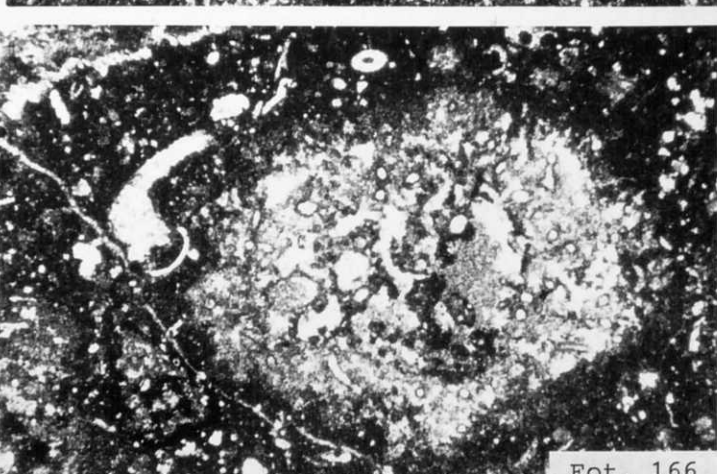
Fot. 163



Fot. 164



Fot. 165



Fot. 166

Características: Aumento general de la proporción grano/micrita con un fondo general de un 30 % de pellets difíciles de distinguir. Las Dasycladáceas corresponden generalmente a los géneros Salpingoporella, Actinoporella, Macroporella, y con menos frecuencia Clypeina, Neomeris, Acicularia, Permocalculus y el grupo de la Boueina pueden estar presentes hasta un 5 %. Entre los Foraminíferos destaca la presencia de Orbitolínidos (Orbitolinopsis-Paracoskinolina), que pueden alcanzar localmente un 15 %. Los Miliólidos oscilan entre un 5-25 % asociados a Sabaudia, Barkerina, Ostrácodos, Idalina, Cuneolina, Spiroplectamina, Valvulamina, Spirophtalmidium, Ammobaculites, Biseriados,.... (Fot. 172, 173). Los fragmentos mayores suelen ser de Dasycladáceas (1-2 mm.), aunque también son frecuentes los de Moluscos y pequeños Gasterópodos. A veces, esta facies es intraclástica, con grapestones y granos micritizados. Como restos ocasionales se pueden citar además, oncolitos (Fot. 224) y restos de Cayeuxia, fragmentos de Baccinella irregularis, Ethelia alba, Brio-
zoos, Pseudocyclamina litus, Espículas,.....

5.6.2.5.- B.5.- Wackestones de Detritus

Def.: Los fragmentos mayores de 3 mm. están ausentes o son muy escasos. Presencia de Lenticulina. (Fot. 203 a 206).

Características: Los Orbitolínidos son poco abundantes no pasan nunca del 10 %. Los restos de Equínidos suelen ser frecuentes (5-18 %) y además de Lenticulina, los Foraminíferos más característicos son Glomospira, Sabaudia, Cuneolina, Trochammina, Miliólidos, Idalina, más raramente, Choffatella, Evertycyclamina,..... La proporción de pellets, Ostrácodos, y detritus de Moluscos varía entre un 5-15 %. Ocasionalmente niveles muy ricos en Braquiópodos.

Este grupo es muy complejo y presenta dos variedades bastante características. Pueden ser consideradas como subfacies, aunque no son nunca muy abundantes.

1.- Facies terrígena: Alrededor de un 30 % de residuo insoluble, granillos muy finos de cuarzo detrítico, escasa glauconita, redondeada y rota (menos del 5 %). Es característica la presencia de fragmentos de hasta 1 mm. de una Coralinácea, atribuíbles a Lithophyllum. Los fragmentos de Moluscos (Bivalvos sobre todo) pueden ser algo mayores que en la definición B.4, pero la asociación de foraminíferos es muy parecida.

2.- Facies de Palorbitolina: Más de 30 % de Palorbitolina lenticularis, matriz algo arcillosa con pocos y pequeños (menor de 1 mm.) granos.

BARREMIENSE. WACKE-PACKSTONES

fot.167: SM 219. Barra=2mm. Montmell. Packstone de fragmentos gruesos bien calcificados.

fot.168: SC 67. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Detritus de Dasycladáceas. Matriz micrítica algo pellitoide.

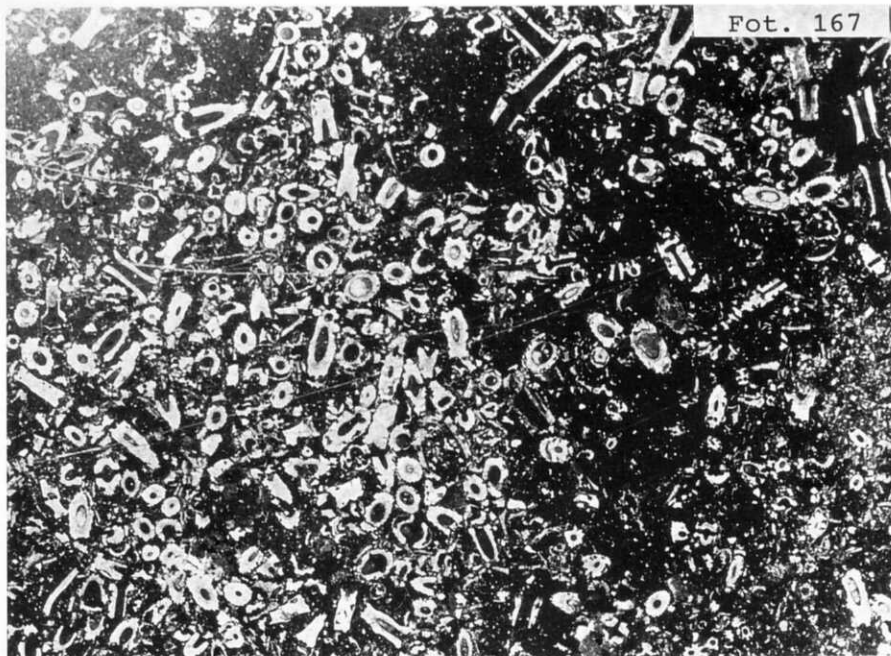
fot.169: SC 11. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Facies de mezcla con los wackestones de Charáceas. Pellets más densos, Miliólidos, Glo-mospira.

fot.170: SC 57. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Wackestone pellético con Orbitolínidos, Dasycladáceas, granos micritizados.

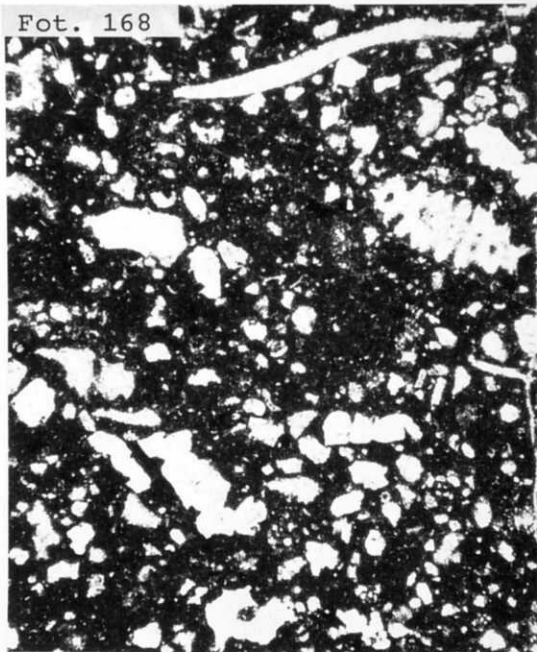
fot.171: 1054 HD. Barra=1'6mm. Garraf. La pleta. Wackestone de fragmentos de Dasycladáceas; estas microfacies suelen situarse en el interior de hancos gruesos.

fot.172: 1083 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Quinqueloculina y Choffatella en matriz de micrita difusa.

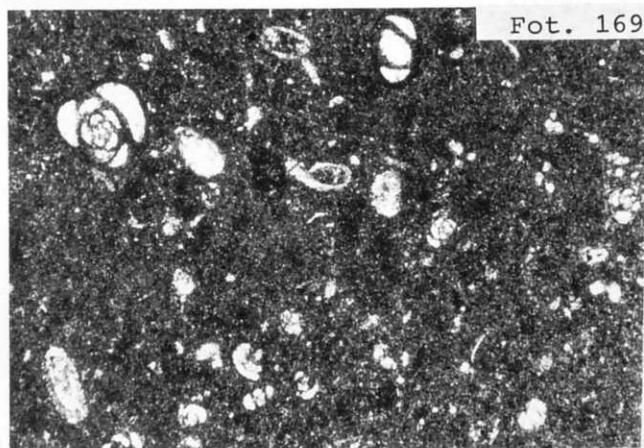
fot.173: 1067 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Wackestone pellético con foraminíferos y detritus. Igual que para las fotos 169, 170 y 172 estas microfacies tan poco homogéneas sugieren la presencia de una cubierta de plantas superiores.



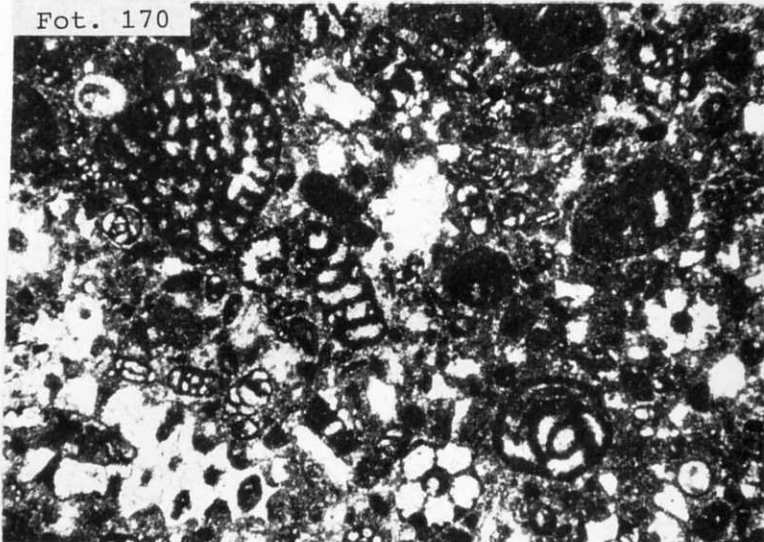
Fot. 167



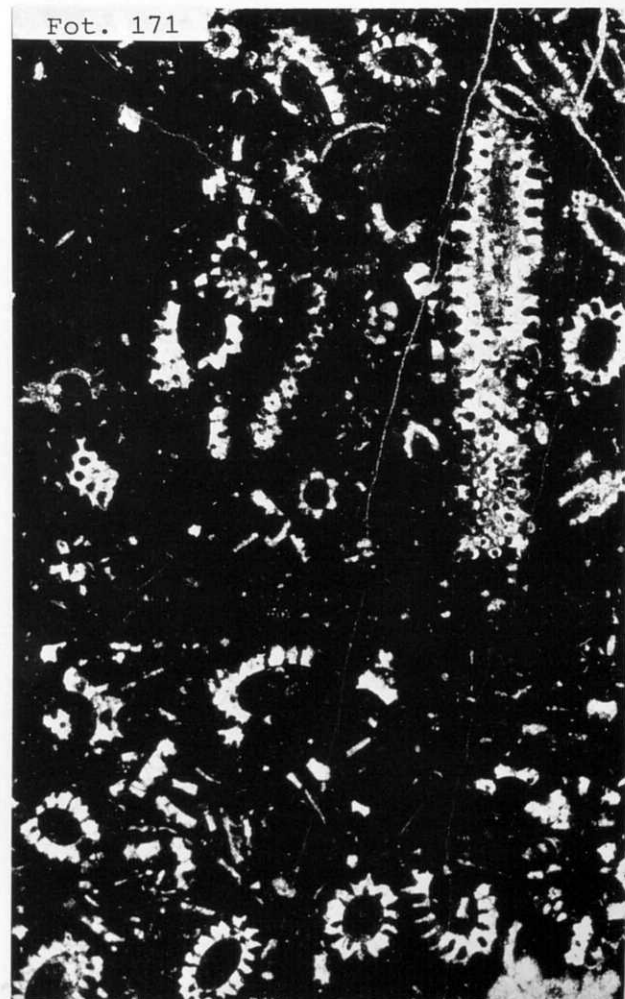
Fot. 168



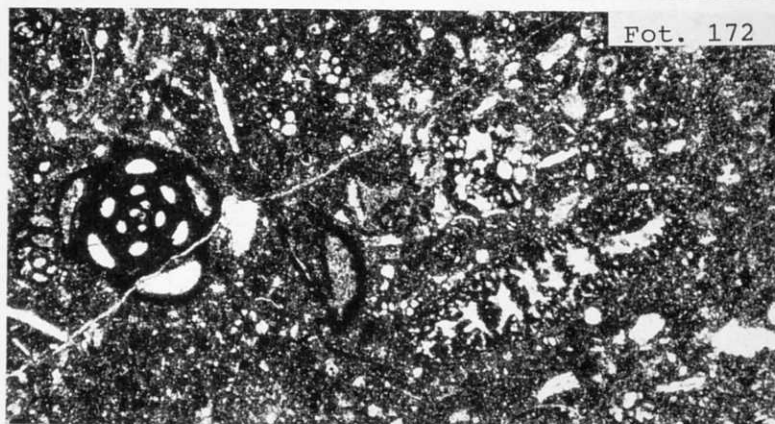
Fot. 169



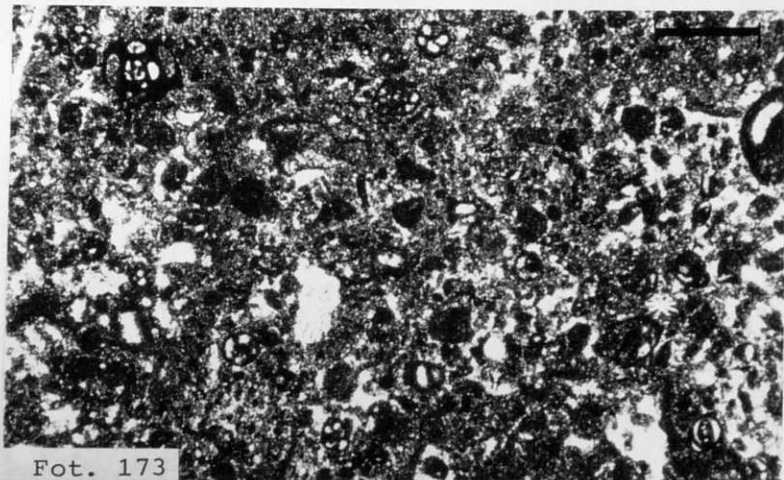
Fot. 170



Fot. 171



Fot. 172



Fot. 173

BARREMIENSE. WACKESTONES DE RUDISTAS

fot.174 y 175: Garraf: Los Rudistas no están en posición de vida, aparecen desarticulados, rara vez enteros, los fragmentos tienen bordes muy agudos. Las perforaciones de algas y esponjas son muy abundantes. Pocas veces se conservan los individuos soldados entre sí.

fot.176: Sal 28. Barra=1'2mm. Salomó. Este fragmento de Rudista ha sido resedimentado y perforado (flechas) una vez había precipitado ya cemento ortosparítico de calcita en su cavidad primaria y secundaria (sin Aragonito), e incluso silt diagenético. (S). La matriz de micrita densa que rellena las perforaciones sobre el cemento y el silt. Obsérvese que todos los bordes (y algunas partes internas) del fragmento están intensamente perforados. No se observan trazas de la capa aragonítica interna.

fot.177: SC 286. Barra=1'3mm. Mas Llorenç. Fragmentación por compactación de una concha de Rudista. El estado semiplástico de la matriz micrítica queda de manifiesto por la entrada a presión de una gota de fango en la cámara del fósil durante la compactación y antes de la cementación ortosparítica.

La gota de fango al entrar provoca el colapso (flecha) de la envuelta micrítica interna, lo cual implica que existía un vacío por redisolución de la capa aragonítica y que el sedimento micrítico que lo rellenaba no estaba litificado. La cementación ortosparítica final ocurre simultáneamente en la cavidad primaria y en la secundaria (disolución del aragonito). Ello modifica algunas ideas de KENDALL (1971, pg.304).

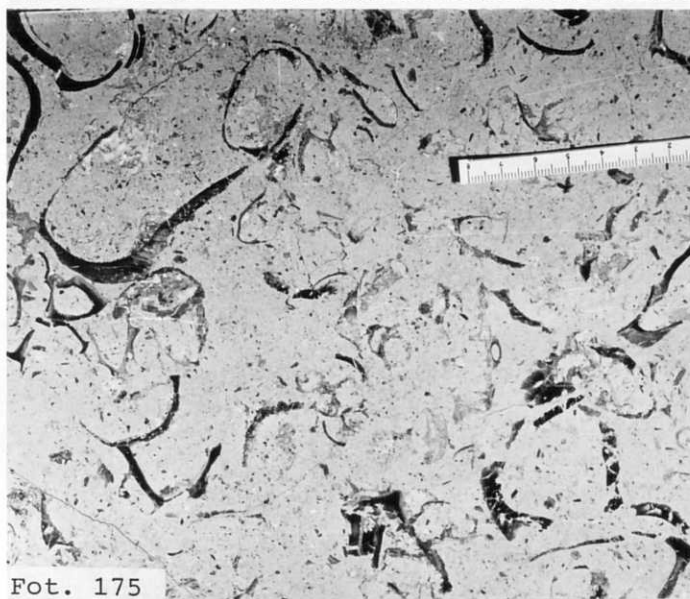
fot.178: Sal 45. Barra=0'5mm. Nicoles cruzados. Periostracum (P) calcítico de un Rudista con láminas de crecimiento y "cross-lamellar fabric". En la parte superior, mesectostracum (M) que anteriormente era aragonita, y ahora es un mosaico de pseudosparita de calcitización paramórfica.



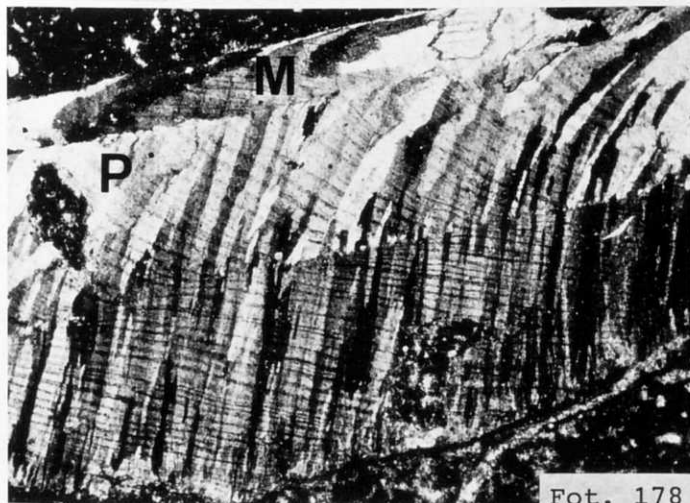
Fot. 174



Fot. 176



Fot. 175



Fot. 178



Fot. 177

5.6.2.6.- Wackestones de Rudistas

Def.: Abundancia de fragmentos de Rudistas y/o Ostreidos angulosos mayores de 1 cm. Matriz micrítica. (Fot. 179 a 186).

Características: Fragmentos angulosos, con abundantes perforaciones, que localmente pueden considerarse como un packstone. Suelen ser frecuentes en estos fragmentos las incrustaciones de Baccinella y Lithocodium, Serpúlidos (Fot. 225), Estromatóporidos, y algunos fragmentos (1,5 cm. máximo) de Corales. La asociación de Foraminíferos (hasta un 10 %), corresponde a la típica de Miliólidos, (Nautiloculina, Barkerina, Sabaudia, Glomospira, Cuneolina, Ammobaculites,..... muy parecida a la de B.3 y B.4, excepto en la rareza de Lentiloculina. Los Orbitolínidos (Orbitolinopsis-Paracoskinolina-Palorbitolina) no sobrepasan el 10 %. Localmente las Dasycladáceas pueden llegar a alcanzar un 35 % a base de Salpingoporella, Acicularia, Munieria, Neomeris,..... Suelen estar presentes las Solenoporáceas (Fot. 227). Son raros los núcleos oncolíticos de Cayeuxia y las concentraciones de pellets, generalmente introducidos por burrowing. La matriz puede presentar con mayor o menor abundancia de tritus angulosos de Moluscos.

5.6.2.7.- B.7.- Wackestones-Packstones de Pellets

Def.: Más del 40 % del sedimento con pellets. (Fot. 211 a 217, 207 a 209).

Características: El conjunto de foraminíferos suele sobrepasar el 20 % del sedimento siendo dominantes los Miliólidos. La asociación de Foraminíferos es la típica de B.3-4-5, con Sabaudia, Nautiloculina, Barkerina, Cuneolina, etc. Localmente se encuentra alguna Lentiloculina y Tritaxia. Las Dasycladáceas suelen hallarse alrededor de un 15 % con Neomeris, Munieria, Actinoporella. Pueden ser frecuentes las partículas de Boueina. Los Serpúlidos, Briozoos, Cayeuxia, y Gasterópodos tipo Turritella, son más bien raros. Es muy interesante la textura de la matriz; la micrita, de tipo difuso generalmente, aparece en parches irregulares que ocupan el 60-80 % de la superficie (Fot. 207 a 210). En estos parches los granos parecen flotar en la pasta micrítica que insensiblemente pasan a packstone. En general es frecuente la presencia de granos de moluscos micritizados de tamaño inferior a 5 mm.

Este es el grupo más extenso del Barremiense y presenta numerosas variedades que podemos reducir a tres:

1.- Presencia de intraclastos y grapestones, en granos de 2-4 mm y en general no más del 10 % (Fot. 215, 216).

BARREMIENSE, WACKESTONE DE RUDISTAS

fot.179: Sal 26. Barra=2'2mm. Salomó. Compleja evolución diagénica que implica disolución del mesectostracum (M) y relleno parcial del sedimento micrítico, tal vez simultáneamente al relleno poco geopetal de la cámara interna (C), disolución del endostracum aragonítico (E), caída del periostracum (P) calcítico hacia el vacío de la capa interna, cuando la matriz micrítica estaba ya parcialmente consolidada, cementación de la cavidad secundaria. La redisolución del endostracum tuvo lugar cuando el Rudista estaba ya fragmentado, y es evidente que el vacío ocurría prácticamente en todo el fragmento a la vez, para explicar la caída del periostracum, (a diferencia de la fot.177). Es difícil de explicar la posición de los "resíduos" microsparíticos (m) según las ideas de Kendall (1969). Para nosotros la microsparita es una alteración del aragonito antes de su redisolución.

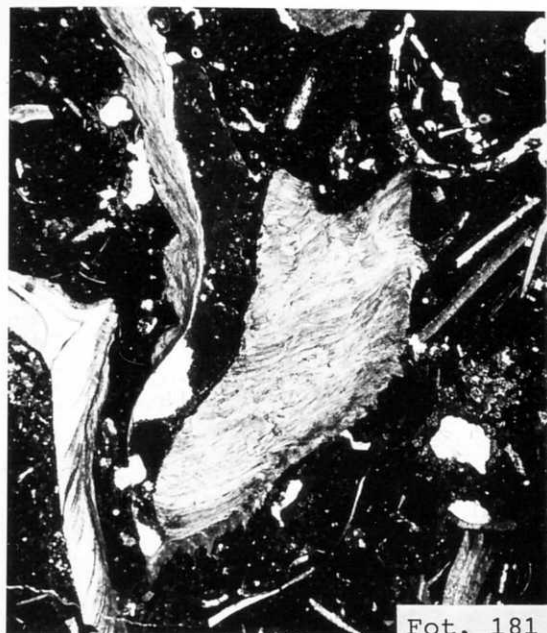
fot.180: SC 311. Barra=2'2. Mas Llorenç. Intensa compactación en un fragmento de Ostreido, que produce la desarticulación en la estructura de calcita foliada y contactos estilolíticos con la matriz.

fot.181: SC 87: Barra=2mm. Santa Cristina. Calcita foliada y redisolución del endostracum (?) aragonítico. Una vez más resulta evidente que esta redisolución produjo una etapa de vacío casi completo, que permitió la entrada de sedimento micrítico algo menos denso que el del exterior. Esta diferencia de densidad puede ser debida a diferencias en el grado de compactación. Por otra parte, la matriz exterior al fósil presenta dolomitización porfiroide enhedral, proceso ausente en el relleno de la cavidad secundaria.

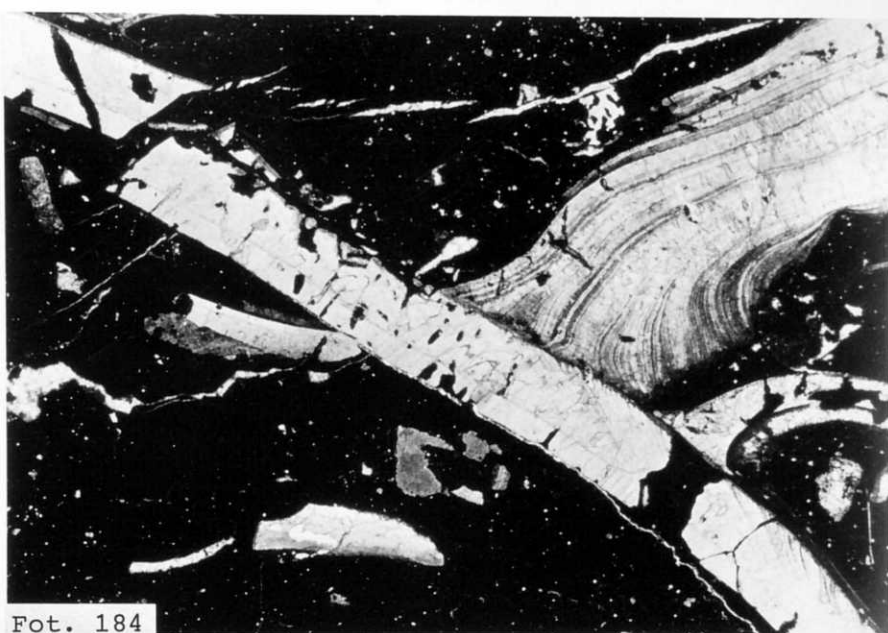
fot.182: SM 225. Barra=2'2mm. Montmell. Fragmentación por compactación de la capa externa de un Rudista. Obsérvese el desmoronamiento de la estructura lamelar de la calcita, con posible disolución alternante de las láminas (D), pero en otros casos parece claro (C) que no existe tal proceso, sino que se trata de movimientos de compactación diferencial que permite incremento local de espacio intergranular. La calcita lamelar sufre un neomorfismo agradable a un mosaico de pseudosparita, (flecha).

fot.183: 1076 HD. Garraf. Barra=0'14mm. Fragmento de Rudista intensamente alterado. Obsérvense las perforaciones del alga-fungi boring tanto en la capa de calcita foliada (derecha) como en la de aragonito calcitizado. El problema consiste en situar la micritización en relación a la calcitización, probablemente aquella sea anterior.

fot.184: SM 223. Barra=2'2mm. Montmell. La fracturación de los fragmentos de Rudista, en este caso, se produce cuando la matriz poseía un elevado grado litificación, con grietas de cizalla en la parte superior. La calcitización paramórfica permite conservar los borings (centro) y el neomorfismo pseudosparítico se inicia en el ángulo superior derecho.



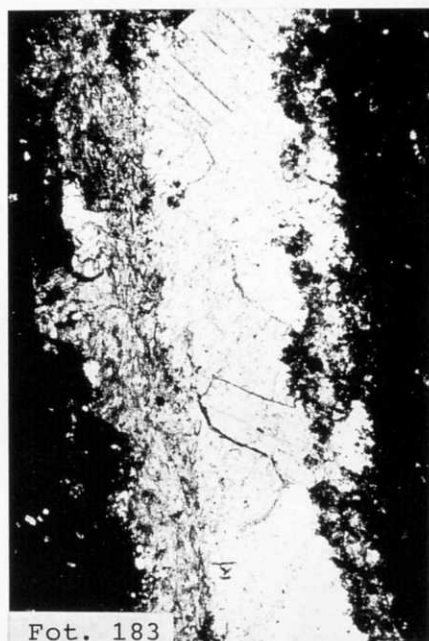
Fot. 181



Fot. 184



Fot. 180



Fot. 183



Fot. 179



Fot. 182

"BORINGS" EN LAS FACIES DE RUDISTAS. BARREMIENSE

fot.185: Sal 97. Barra=2'2mm. Salomó. Fragmentos de Ostreidos y matriz de detritus de Ostreidos. Los bordes de estos fragmentos están micritizados por algal-boring, lo cual facilita su re-dondeamiento.

fot.186: GF 402: Garraf. Castelldefels. Borings interpretables como de Bivalvos, esponjas?.

fot.187: GF 402. Detalle de la fot.175. Perforación de esponjas?, de 1mm. de grosor.

fot.188 y 189: GF 403: Detalle de la fot.174. Perforaciones de algas de 0'7mm.

fot.190: 1079 HD. Barra=0'12mm. Garraf. Algal-boring en calcita paramórfica. Las perforaciones pueden ser anteriores o posteriores a la calcitización.

fot.191: 1080 HD. Barra= 0'5mm. Garraf. Perforaciones de esponjas (?) en un fragmento de Ostreido, confirmadas por alga-boring. La primitiva concha va siendo reemplazada por micrita.

5



Fot. 185



Fot. 186



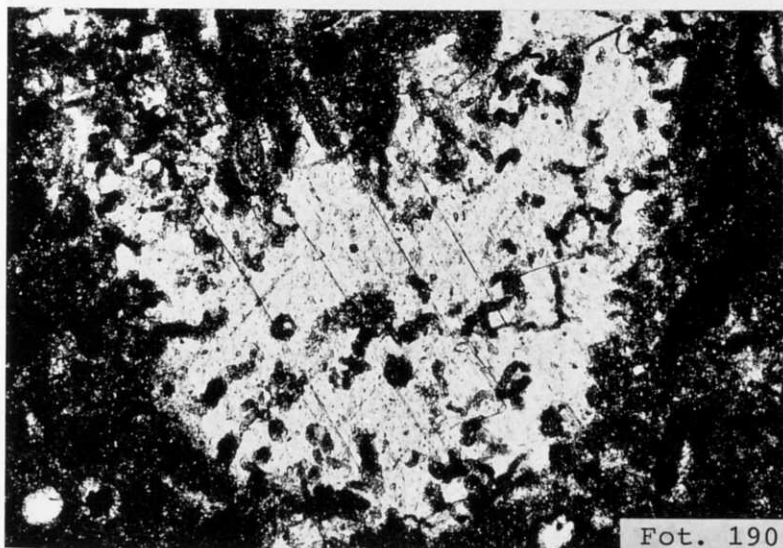
Fot. 187



Fot. 188



Fot. 189



Fot. 190



Fot. 191

MICRITITIZACION POR BORING.

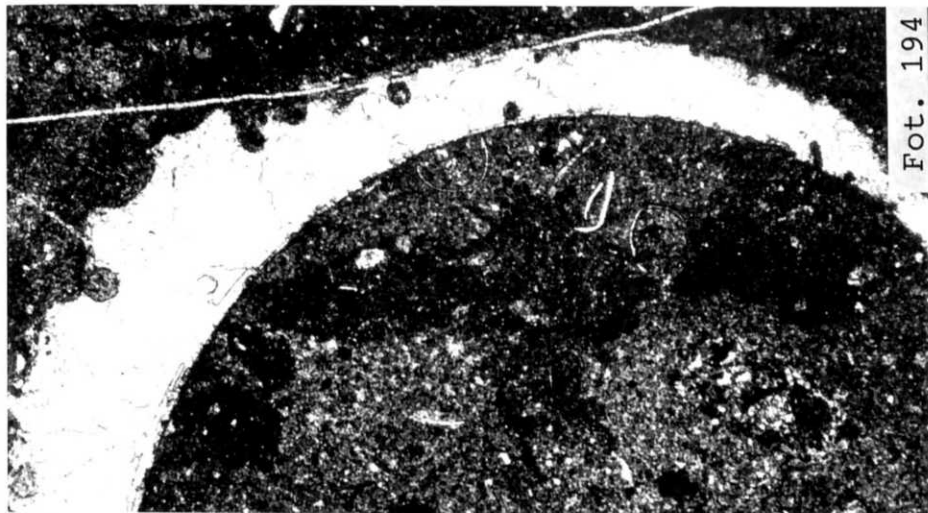
fot.192: Sal 97. Barra=0'12. Salomó. Concha de calcita lamelar con bordes micritizados. La micritización no puede explicarse exclusivamente por la acción perforante de organismos. La fábrica original es reemplazada por un mosaico de esparita en profundidades en las que no se aprecian trazas de borings; es decir, parece como si los borings siguen o preparan el frente de esparitización.

fot.193: La misma foto, con Nícoles Cruzados. Los borings de la parte superior están muy alterados y parecen ser anteriores a la esparitización; sin embargo, ésta llega a zonas más profundas que los borings.

fot.194: 1090 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Borings de esponjas en un Gasterópodo. La calcitización por redisolución-vacío del aragonito se produjo posteriormente a los borings, puesto que los cristales de cemento crecen a partir de los límites del boring.

fot.195: Sal 25. Barra=0'5mm. Salomó. Micritización de un fragmento de concha calcítica. Este parece ser un ejemplo del típico mecanismo descrito por Bathurst. (rellenos micríticos (?) de los borings que a su vez vuelven a ser perforados de nuevo.).

fot.196: La misma foto que la anterior, con Nícoles Cruzados. Al contrario que en la foto 192, la fábrica original no se altera a pesar de que ha sido alcanzada por los borings. La flecha señala una misma zona en fot. 195 y 196.



Fot. 194



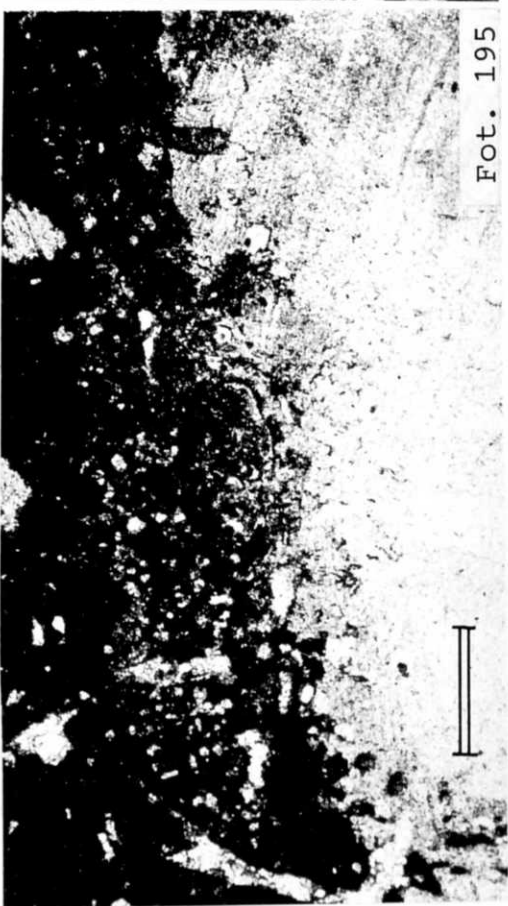
Fot. 193



Fot. 192



Fot. 196



Fot. 195

MICRITIZACION POR BORING

fot.197: 1091 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Grano micritizado; el borde extremo se confunde totalmente con la matriz micrítica. El mosaico esparítico es posterior a la micritización y en principio parece un proceso de redisolución-cavidad y precipitación. Sin embargo an fot.193, se muestra que mosaicos parecidos pueden ser neomórficos.

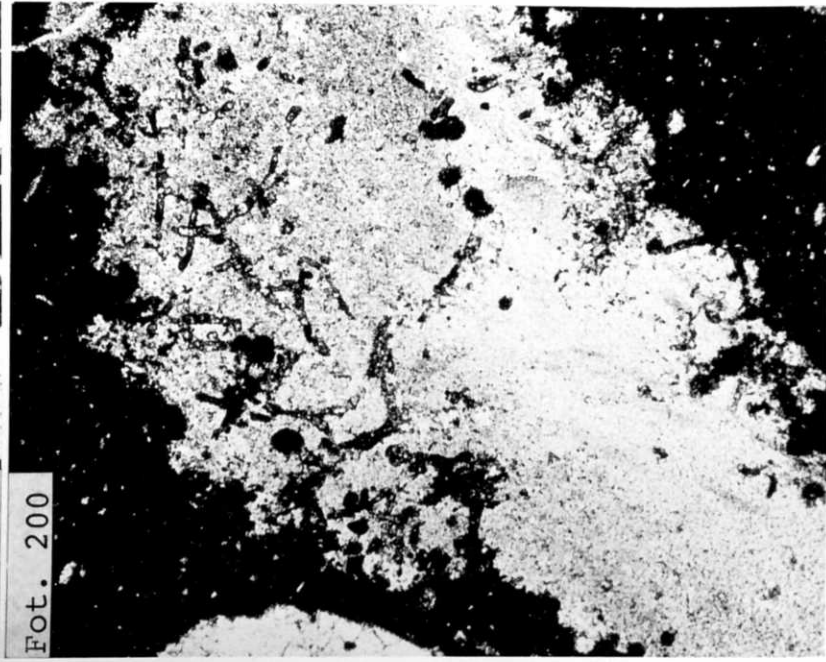
fot.198: 1035 HD. Barra=) '5mm. Garraf. Grano micritizado en el que no se aprecian las trazas de borings. Se trata de otro tipo de micritización, más difusa relacionada tal vez con los procesos de descomposición de la materia orgánica (Purdy, 1968). La calcita es neomórfica, conservando trazas de la fábrica original.

fot.199: Barra=0'5mm., fot.200 y 202: Barra=0'12mm. Sal 97. Salomó. Detalles de la fot.195. Los procesos neomórficos en estos fragmentos de Ostreídos permiten conservar las trazas de algal-boring. Los borings están algo difuminados, por ello es probable que sean anteriores al neomorfismo.

fot.201: 1059 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Micritización densa y oscura en un fragmento de Ostreído (?), que contrasta con la micrita difusa de detritus. Dado que los límites entre ambos tipos de micrita no son gradacionales debemos suponer que se trata de un fragmento alóctono.



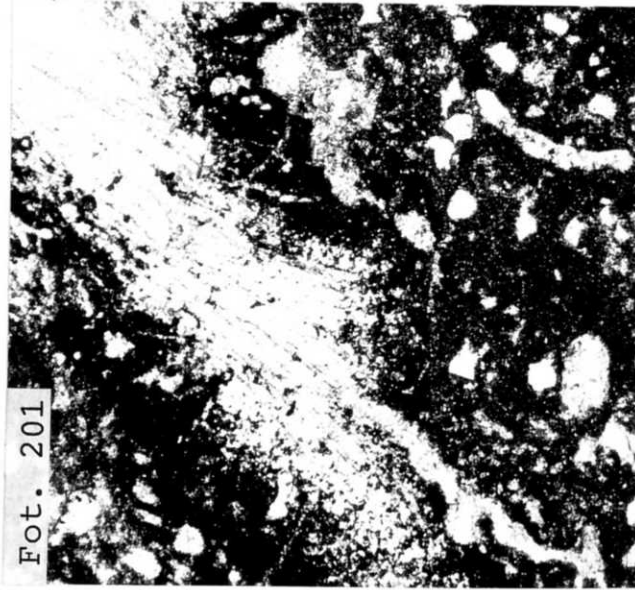
Fot. 197



Fot. 200



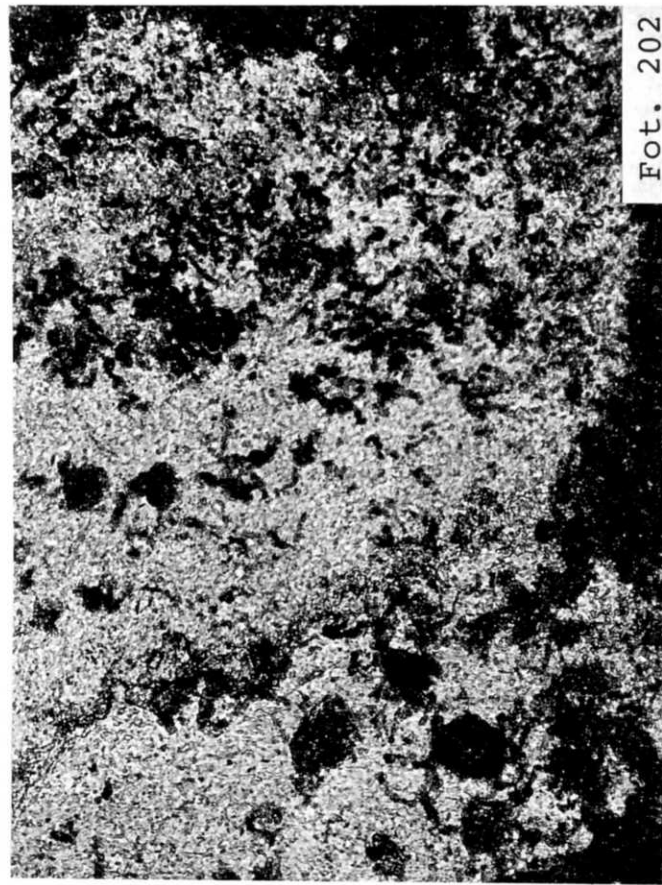
Fot. 198



Fot. 201



Fot. 199



Fot. 202



BARREMIENSE SUPERIOR. WACKESTONES DE DETRITUS.

fot.203: 1096 HD.Barra=0'5mm. Garraf. Escasos detritus de Equinodermos. Algunos moluscos, foraminíferos. Matriz de micrita difusa incrustada (micropellitoide).

fot.204: 1078 HD.Barra=0'5mm. Garraf. Muchos de los detritus reconocibles son Espículas de Esponjas. El Miliólido está algo ferruginizado y roto, lo cual sugiere un cierto transporte.

fot.205. 1073 HD.Barra=0'5mm. Garraf. Son abundantes los detritus de Equinodermos, micropellets, restos de foraminíferos, moluscos. Los sobrecrecimientos sintaxiales de calcita son de reemplazamiento (la flecha indica un foraminífero parcialmente reemplazado); ello es evidente además por el hecho de que se trata de un Wackestone y la micrita no puede ser tardía. No puede determinarse si el crecimiento ha provocado desplazamientos en la matriz.

fot.206: Sal 1. Barra=0'5mm. Salomó. Abundan los Miliólidos, detritus de Moluscos, peleoides y bioclastos micritizados. Numerosas zonas quedan más difusas (microsparitizadas). Este tipo de facies presenta transiciones hacia la B6 y B7.

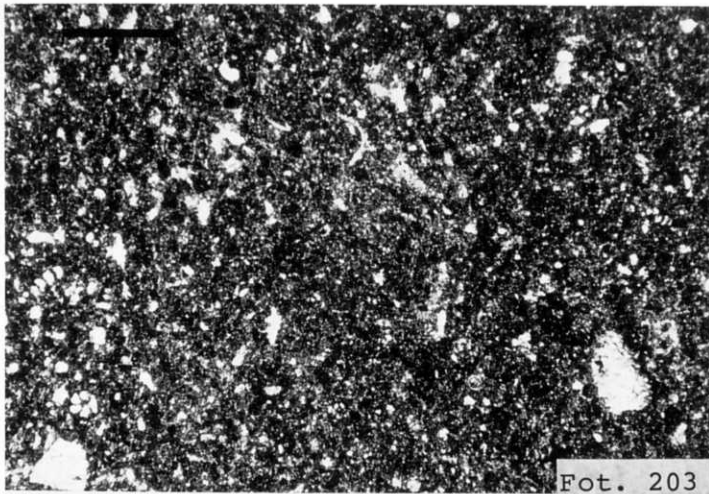
WACKESTONES DE PELLETS

fot.207: GF 2.Barra=0'5mm. Canyelles, Garraf. Granos de micrita y foraminíferos con parches de microsparita. En este caso, y por lo menos en parte, la desaparición de micrita y microsparita es por redisolución (ver flecha) y microsparitización. En esta textura tan poca empaquetada puede haber intervenido el burrowing.

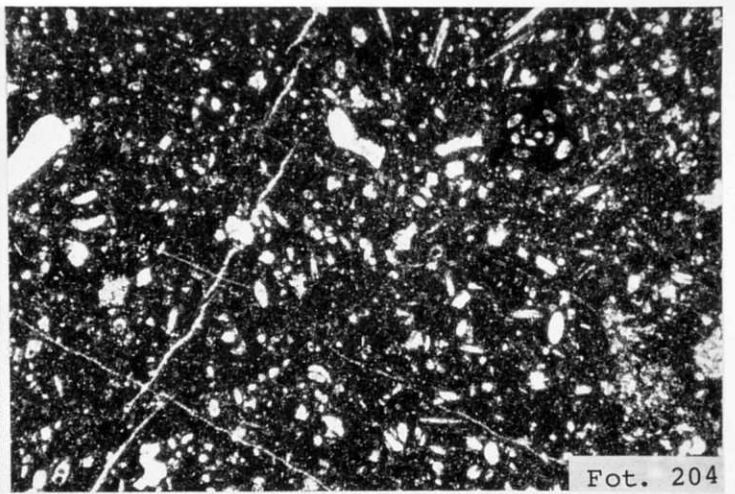
fot.208: 1029 HD.Barra=0'5mm. Garraf. Bioclasto intensamente micritizado (sin borings) que "sostiene" un wackestone pelético como en un tejado; hacia los márgenes la micrita es lavada y queda un packstone.

fot.209: 1029 HD.Barra=0'5mm, Garraf. Pellets, granos de micrita foraminíferos, con parches de microsparita cuya disposición sugiere burrowing, lavado, etc.

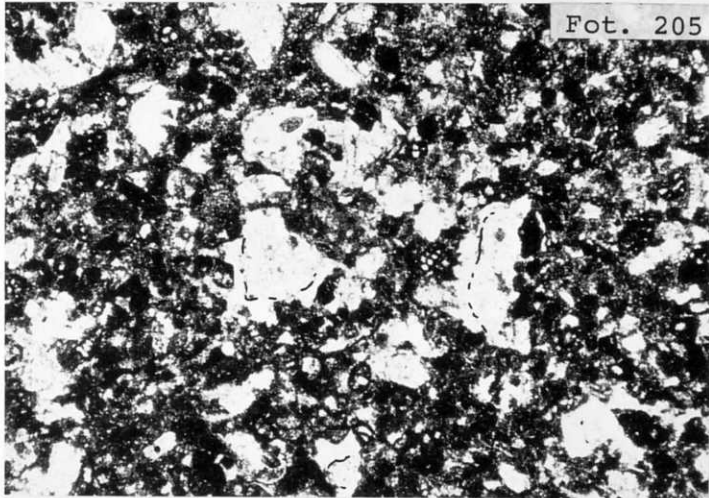
fot.210: SC 79.Barra=0'12mm. Santa Cristina. La antigua micrita que soportaba (se supone inicialmente un wackestone) a los granos sufre un proceso de microsparitización, que conduce finalmente a unos mosaicos de esparita neomórfica con residuos moteados de microsparita (clotted fabric). Los granos aparecen diferentemente afectados por la microsparitización.



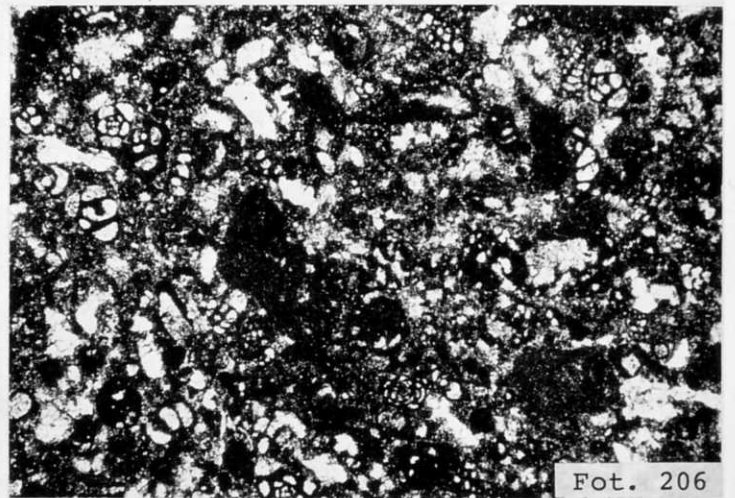
Fot. 203



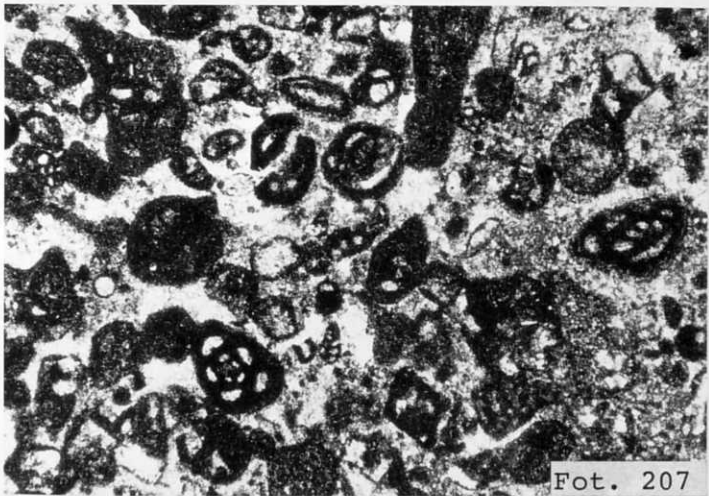
Fot. 204



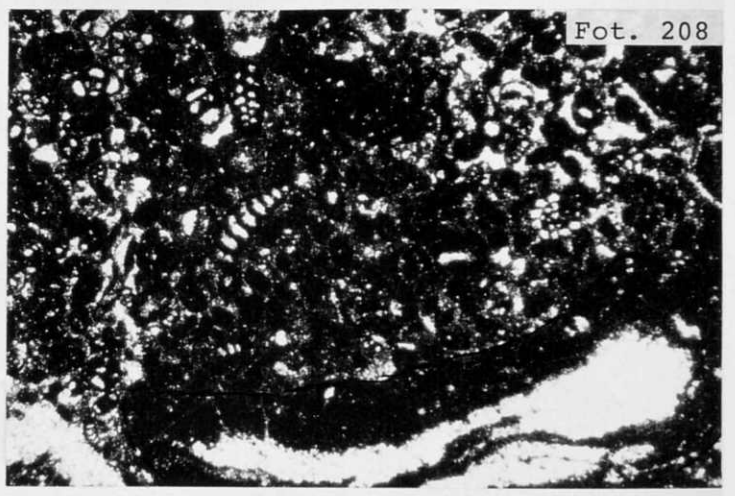
Fot. 205



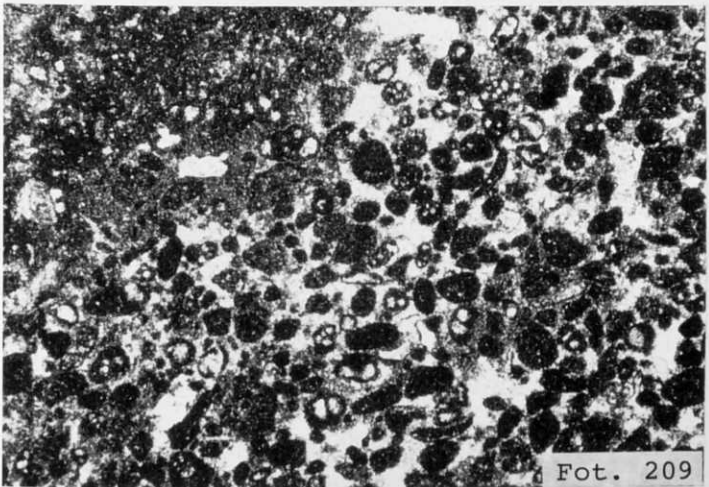
Fot. 206



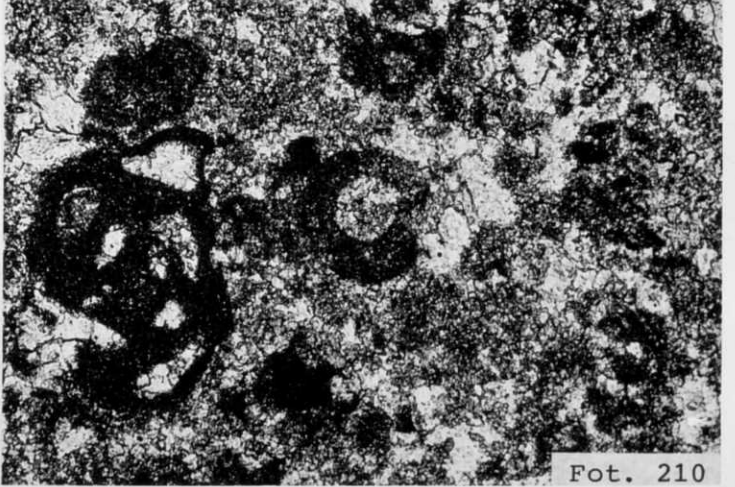
Fot. 207



Fot. 208



Fot. 209



Fot. 210

BARREMIENSE SUPERIOR

fot.211: SM 42. Barra=0'5mm. Montmell. Wackestone de Orbitolínidos con Miliólidos fracturados, con un soporte de micrita que es lavado en algunos sectores.

fot.212: SM 88. Barra=0'5mm. Montmell. Wackestone con Miliólidos micritizados y granos de micrita, rotos. Aunque los espacios intergranulares están reemplazados en parte por microsparita y pseudosparita, debe suponerse que la fábrica original era mud-supported.

fot.213: Sal 88. Barra=0'5mm. Salomó. Wackestone con Miliólidos rotos. En la parte izquierda se aprecia un borde de "Intraclasto", del que sobresale un fragmento de Ostreido, luego el intraclasto estaba blando y el término intraclasto se utiliza aquí en el sentido de FOLK. Qué proceso puede haber roto los granos en un ambiente fangoso?. Muy probablemente estas roturas deben referirse a masticación.

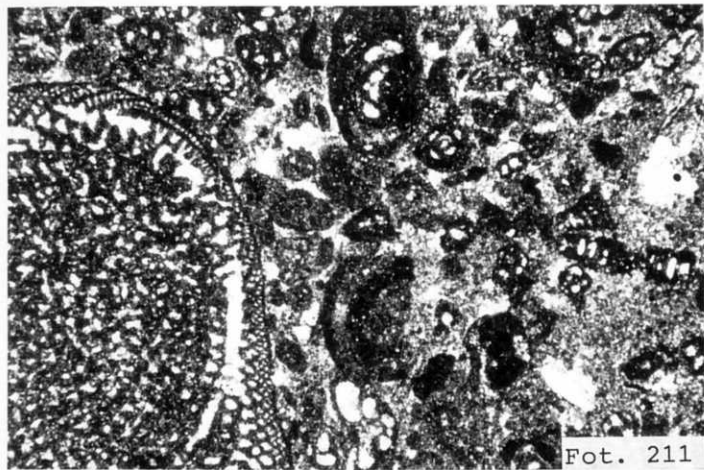
fot.214: Sal 89. Barra=0'5mm. Salomó. Wackestone con Orbitolínidos. La microsparitización prosigue con especial preferencia según un "canal", llegando a obtenerse un mosaico de pseudosparita neomórfica con granos de micrita y foraminíferos "flotando".

fot.215: 1036 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Packstone (?) con Miliólidos, Glomospira, y granos de micrita identificables como grapestones muy micritizados.

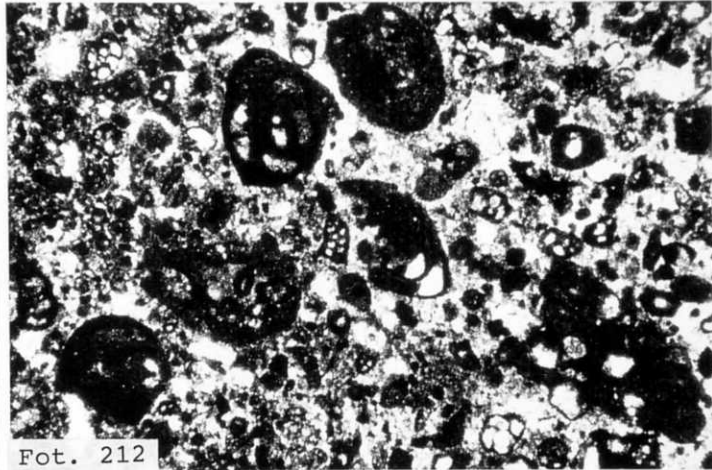
fot.216: SM 42. Barra=0'5mm. Montmell. Packstone con esparitización. Aparte de los pequeños microforaminíferos los granos que aparecen en esta facies pueden ser bioclastos completamente micritizados (el inferior izquierda ?)., pellets, litoclastos,...

fot.217: Sal 116. Barra=0'5mm, Salomó. Avanzado estado de microsparitización en wackestones (?) de Orbitolínidos. Los foraminíferos, en general, son los granos más resistentes a estos procesos neomórficos. Que la microsparitización es en esencia un proceso de redisolución viene indicado por el hecho de que en los estadios avanzados aparece ortosparita.

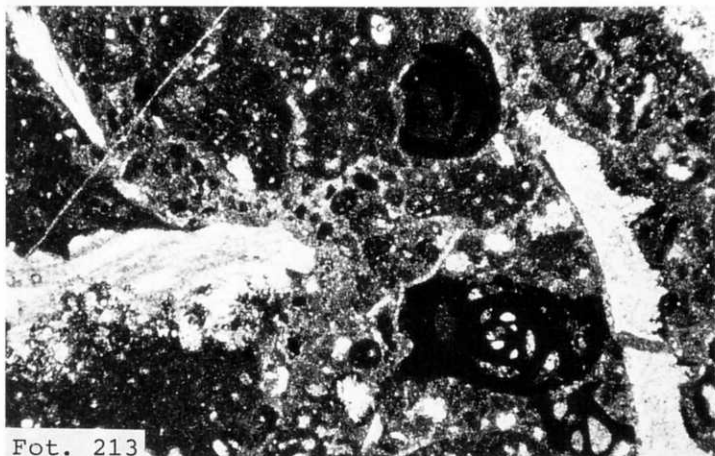
fot.218: 1101 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Grainstone calcarenítico del mismo techo del Barremiense. Son visibles algunas envueltas oolíticas a las que sigue una constante primera generación de cemento tipo dag-toth. Los espacios que ocupa la segundageneración de cemento son con frecuencia superiores con mucho al diámetro medio de los granos (Keystone).



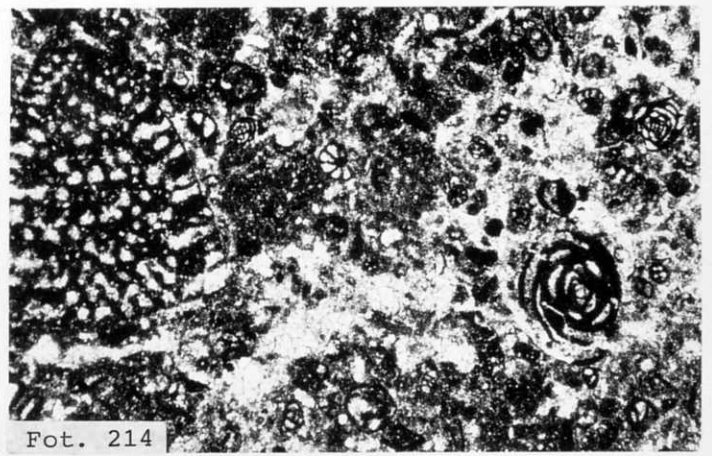
Fot. 211



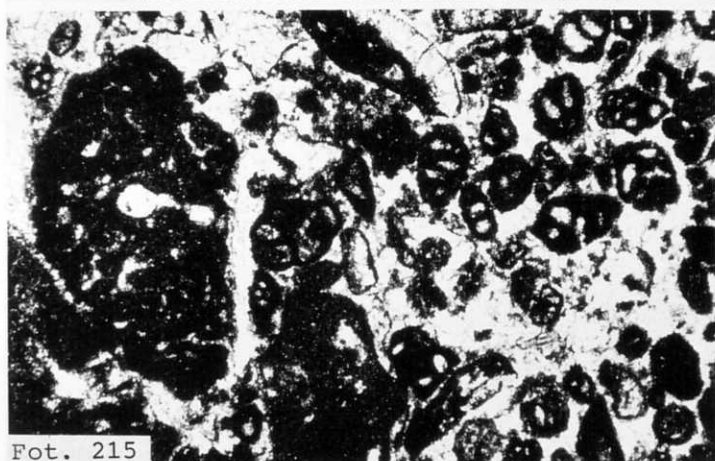
Fot. 212



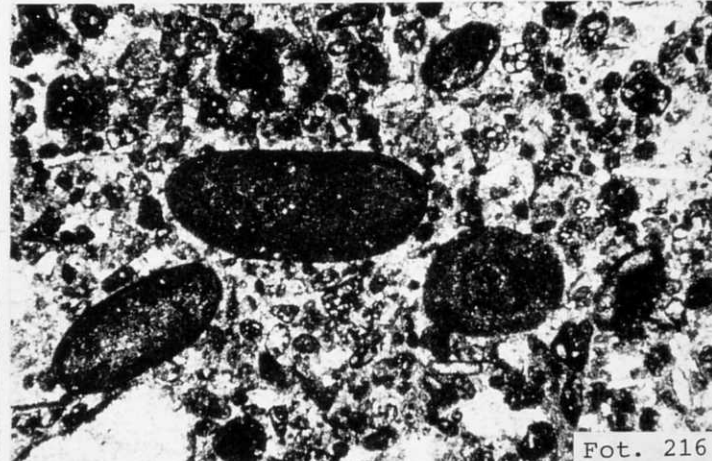
Fot. 213



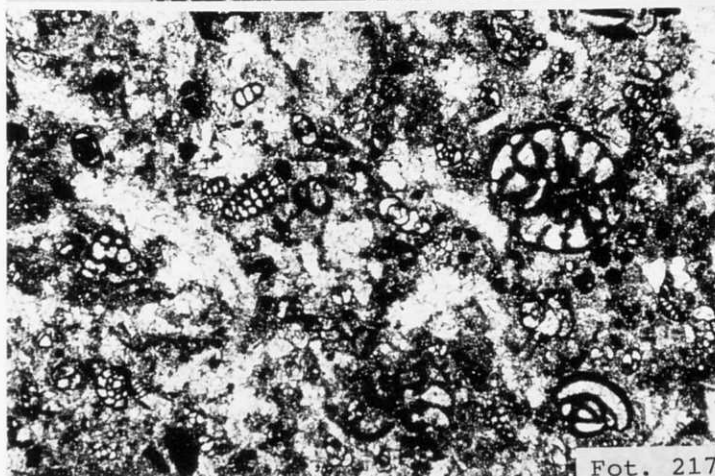
Fot. 214



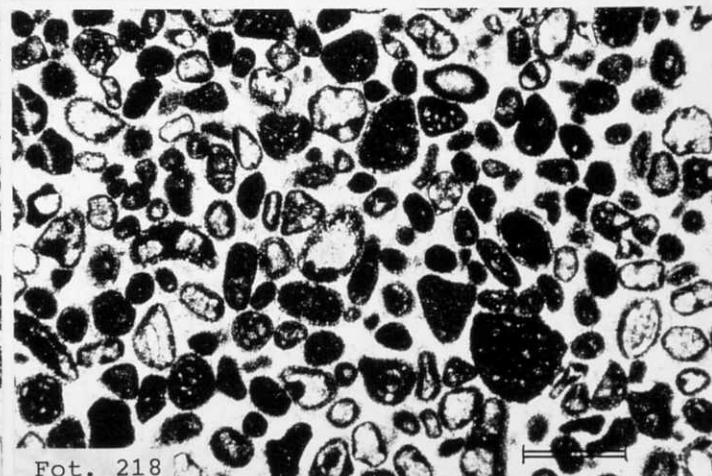
Fot. 215



Fot. 216



Fot. 217



Fot. 218

2.- Presencia de Orbitolínidos como granos de mayor diámetro. Los pellets suelen ser de grano más fino y abundan las Dasycladáceas (Fot. 170).

3.- Presencia de fragmentos de Rudistas y/o Ostreidos mayores de 6 mm. Cuando esto ocurre aparecen regularmente fragmentos e incrustaciones de Baccinella, Ethelia, Estromatopóridos, -además de Solenoporáceas, Corales,....(Fot. 226, 222).

Las demás características de estas tres subfacies corresponden a las generales. Las dos primeras tienen escaso significado en el contexto general por su poca extensión. La tercera es mucho más importante; la mitad de las muestras del grupo B.6 se sitúa en estas subfacies. Los contactos con B.5 suelen ser erosivos, por burrowing, etc.

5.6.2.8.- B.8.- Grainstones

Def.: Espacio intergranular ocupado por una o dos generaciones de cemento y menos del 10 % de micrita (Fot. 218, 243).

Características: Un 50 % de los granos presentan envueltas oolíticas superficiales (Fot. 218), y están en general, bien redondeados y con envueltas micríticas. Más el 50 % de los granos son bioclastos de moluscos muy micritizados. Algunos todavía son alargados, y junto con los restos de Dasycladáceas y Equínidos aparecen orientados en la microfacies con respecto al plano de estratificación. Porosidad tipo "keystone" abundante. Contiene frecuentemente foraminíferos como Miliólidos, Valvulínidos, Orbitolínidos, Idalina, Choffatella, Glomospira, Barkerina, Biseriados,..... hasta un 25 %. Codiáceas del grupo Boueina Arambicodium (10 %), además de algunas, Solenoporáceas, Coralináceas, Charáceas. Suelen estar presentes los fragmentos de Estromatopóridos, Corales, Briozoos, Permocalculus, Baccinella.

Este grupo presenta una variedad importante rica en intraclastos de 3-5 mm., mal granoclasificada. Pasa insensiblemente a un packstone intraclástico y pellético, y finalmente a una variedad de B-6.1.-

5.6.2.9.- B.9.- Boundstones:

Def.: Más del 50 % de la lámina está ocupada por una biolilita incrustante de Estromatopóridos, Marinella, Ethelia, Serpúlidos, Baccinella, Cayeuxia, sueltos o sobre Ostreidos, Rudistas,..... (Fot. 219 a 223, 226).

Características: El conjunto da una impresión de masa caótica de organismos incrustantes, perforados, y redisueltos parcialmente. La matriz puede ser wackestone pellético, o grainstone, con Orbitolínidos, Sabaudia, Valvulina, Coskinolina en el primer caso, y Orbitolínidos y fragmentos de Moluscos en el segundo.

Este grupo, aunque muy poco desarrollado volumetricamente (sólo un 1,8) es muy interesante por sus implicaciones en el ambiente deposicional. Las características de detalle de cada muestra son muy variables, de hecho cada una de ellas es una subfacies. En general, en el B.7 se diferencian dos subgrupos:

- Biolititas de un sólo género. Corresponden a las construcciones de Baccinella irregularis, o de Cayeuxia. La matriz es micrítica, pobre en granos. (algunos Miliólidos, Ostrácodos,....) (Fot. 220, 226).
- Biolititas de varios géneros. Corresponden a incrustaciones de Estromatopóridos, Baccinella, Rodofíceas sobre Rudistas. Este conjunto puede estar intensamente perforado redisuuelto rodeada de wackestones pelléticos y grainstones, ricos en diferentes tipos de granos (Fot. 219, 222, 223).

5.6.2.10.- B.10.- Algal-mats laminados

Son dos pequeños niveles de la parte alta del Barremiense de Salomó y Masarboñes (Santa Cristina). Uno de ellos de tipo fenestral (LF-A) con algunas Glomospira y raros Ostrácodos, parecido al algal-mats portlandiense de Bonastre, con escasos filamentos, cavidades tipo "stromatactis" y coloración gris blanquecino. En cambio, el de Santa Cristina es de tipo estromatolítico, dolomitizado, con cavidades de desecación (?) y cemento fibroso estromatolítico. Se observan filamentos gruesos tipo Ortonella, y acumulaciones de granos detríticos de dolomía (dolitoclastos Fot. 228). De acuerdo con el esquema que hemos establecido en el Portlandiense, este último caso representaría las condiciones de mayor salinidad en el Barremiense, en la zona interlitoral alta o supralitoral.

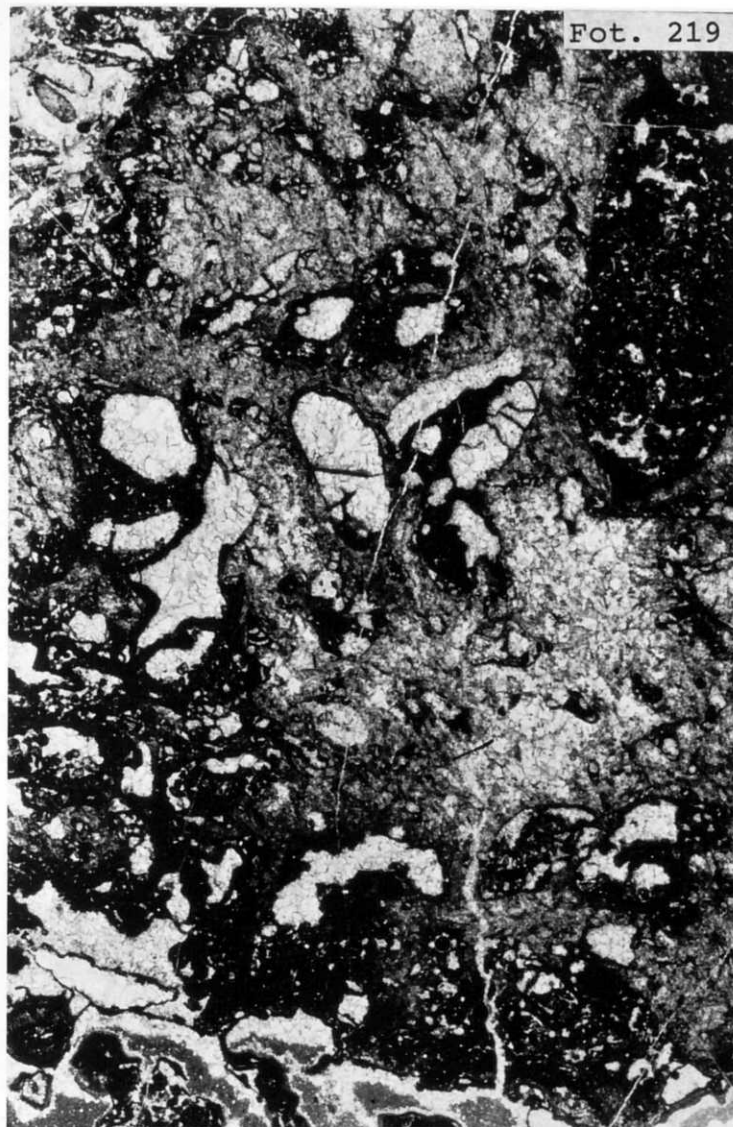
BOUNDSTONES BARREMIENSES

fot.219. SM 222.Barra=2'2mm.Montmell. Núcleo de un banco arrecifal dolomitizado. Cavidades secundarias revestidas con tapices micríticos, sedimento diagenético geopetal (parte baja), perforación, etc. Se trata de un boundstone caótico muy alterado en el que no se puede reconocer su origen.

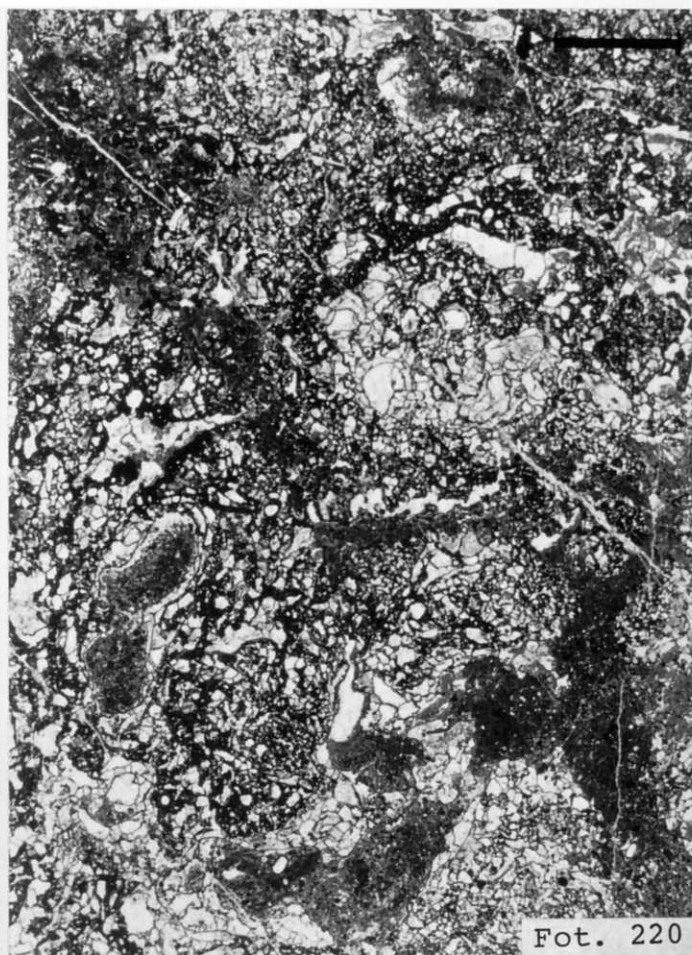
fot.220: SM 53.Barra=2'3mm., y fot.221. misma muestra Barra=0'5mm. Montmell. El organismo problemático Baccinella irregularis que en esta Tesis es interpretado como una Rodofícea incrustante.

fot.222: SM 233.Barra=2'2mm. Montmell. Incrustación de Mari-nella (Solenoporácea) sobre un Rudista, con posterior redisolución (derecha) y perforación (centro superior). Obsérvese la dolomitización porfiroide en la matriz.

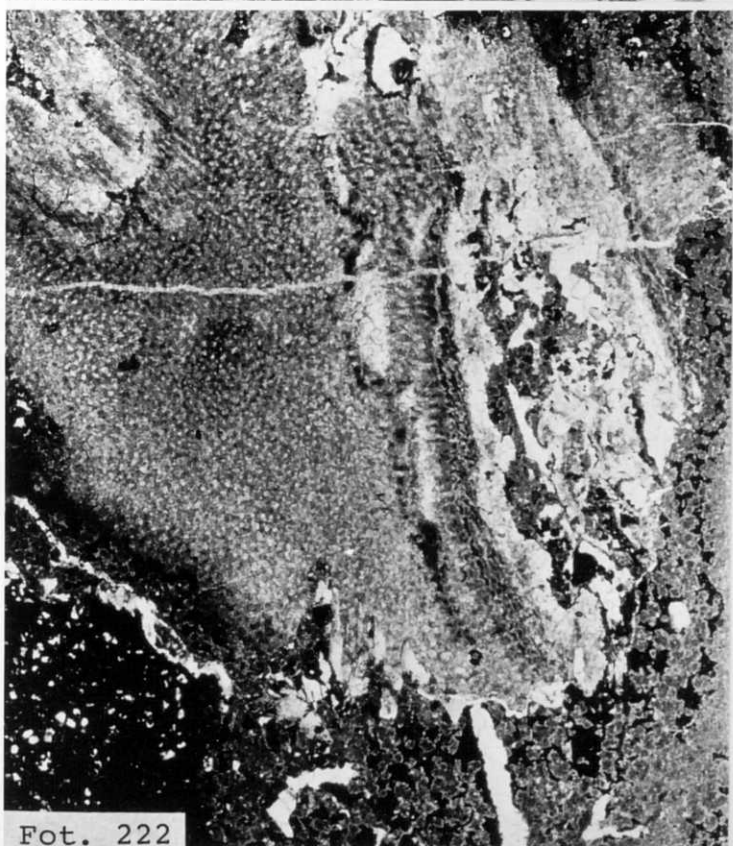
fot.223. 1099 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Estromatoporido con relleno de fango micrítico.



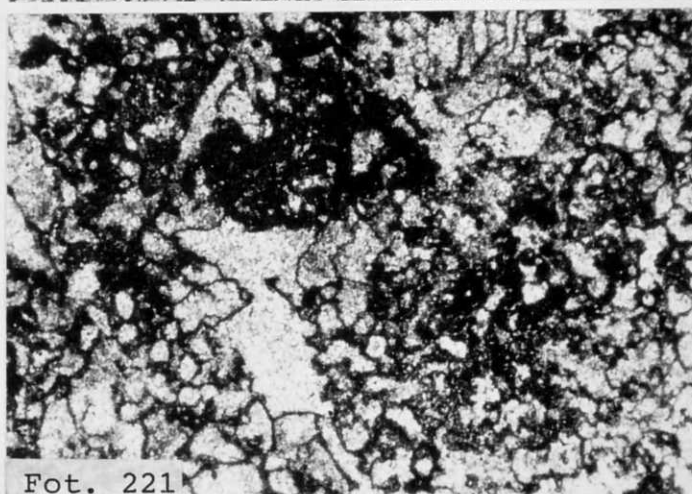
Fot. 219



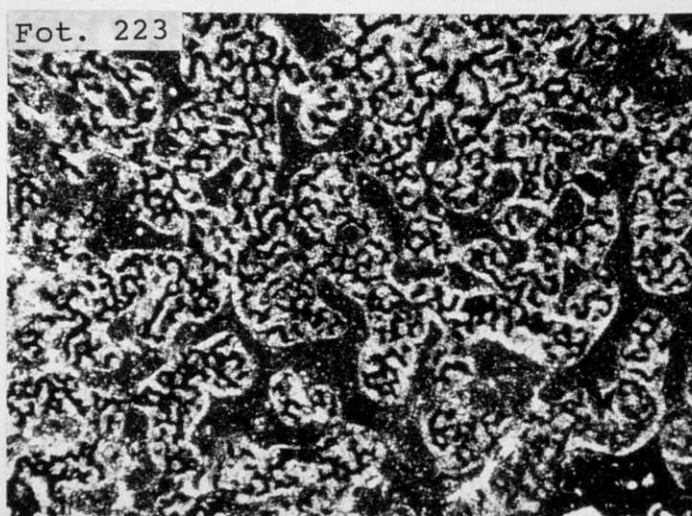
Fot. 220



Fot. 222



Fot. 221



Fot. 223

5.6.2.11.- B.11.- Dolomías

Cuando la microfacies aparece con más del 80 % reemplazada por un mosaico euhedral o subhedral de dolomita se clasifica como dolomía. La fábrica suele presentar mosaicos de bellos cristales porfiroides zonados (Fot. 234), o bien, romboedros rellenos de microparita (Fot. 233), siendo tal vez ésta última fábrica, la de características más iniciales. En otros casos son más complejos y no hemos realizado ningún estudio especial (Fot. 230, 231). Siempre son evidentes los procesos de dedolomitización (Fot. 235). En algunos casos aparecen los romboedros redisueltos y rellenos de micrita, preservándose justamente el borde romboédrico originando unas fábricas micritas muy complejas.

No todos los grupos de facies que hemos establecido son igualmente susceptibles de dolomitizarse. Las facies más susceptibles son los wackestones de Rudistas (B.5), boundstones (B.7), y muy progresivamente en menor grado, los wackestones pelléticos (B.6), los de detritus (B.5) y los de Dasycladáceas (B.4). De hecho no se ha observado dolomitización en las facies del grupo (B.7).

5.6.2.12.- Consideraciones

Estos once grupos reflejan adecuadamente la mayor parte de las variaciones de las muestras estudiadas. Excepto un 5 % de ellas, no se presenta dificultad en incluir cualquier microfacies en uno de estos grupos. En la Fig. 22 se resumen los resultados obtenidos con este método.

De hecho este esquema puede simplificarse notablemente puesto que B.2 y B.3 podrían reunirse en un sólo grupo y por lo menos en parte también B.5, y B.6; y B.6 y B.7. Además los grupos B.8, B.9 y B.10 son totalmente accesorios. En resumen, este esquema podría simplificarse reduciéndolo a cinco grupos. Para estar seguros de alcanzar un nivel de representación suficiente deberíamos desarrollar un análisis factorial de un mayor número de muestras. tal vez más de 1.000, en vez de las 320 en que nos hemos basado. Pero de momento, y en espera de estudios más detallados, parece más conveniente el mantener los grupos aquí expuestos.

Finalmente, debe remarcarse que los grupos de facies aquí establecidos son muy semejantes a los señalados en el "purbeck". Sólo los

FACIES	Area					Total
	GARRAF	MARMELLA	Santa CRISTINA	SALOMO	SALOU-TARRAGONA	
B1	6,7	4,0,	11,7	4,2	-	6,5
B2	8,1	-	9,8	6,2	-	6,0
B3	13,5	-	1,7	18,7	-	8,7
B4	28,3	2,4	17,6	4,1	-	14,3
B5	5,4	2,4	1,9	14,5	12,5	5,6
B6	5,4	40,6	13,7	14,5	-	16,5
B7	17,5	36,7	29,4	31,2	75,0	29,1
B8	6,7	-	-	-	-	2,1
Número de muestras	103	68	72	66	11	320

Fig.22.- DISTRIBUCION DE LOS GRUPOS DE FACIES DEL BARREMIENSE.

Valores expresados en % sobre el muestreo realizado.-

"boundstones" (B.9) representan una novedad en la cuenca sedimentaria. Sin embargo, las proporciones son diferentes, así como algunos detalles texturales.

5.6.3.- LITIFICACION Y COMPACTACION INICIAL: LOS MUD-BANKS

En el Barremiense no encontramos la gran variedad de cementos del "purbeck". El cemento microestalactítico está reducido a una muestra de algal-mat, igual que el cemento fibroso de las cavidades (Fot. 242). Es generalmente visible la primera generación de cemento uniforme "bladed" en los grainstones, (Fot. 218, 243), así como el cemento monocristalino syntaxial en los fragmentos de Equinodermos. (F. 205, 244). El cemento más extendido en el Barremiense es el típico mosaico de ortosparita inter e intragranular, que sigue normalmente los criterios de BATHURST (1959) y BRICKER et al (1969, pág. 149). Y finalmente debido a que las masas micríticas están totalmente litificadas debemos suponer que presentan cemento criptocristalino.

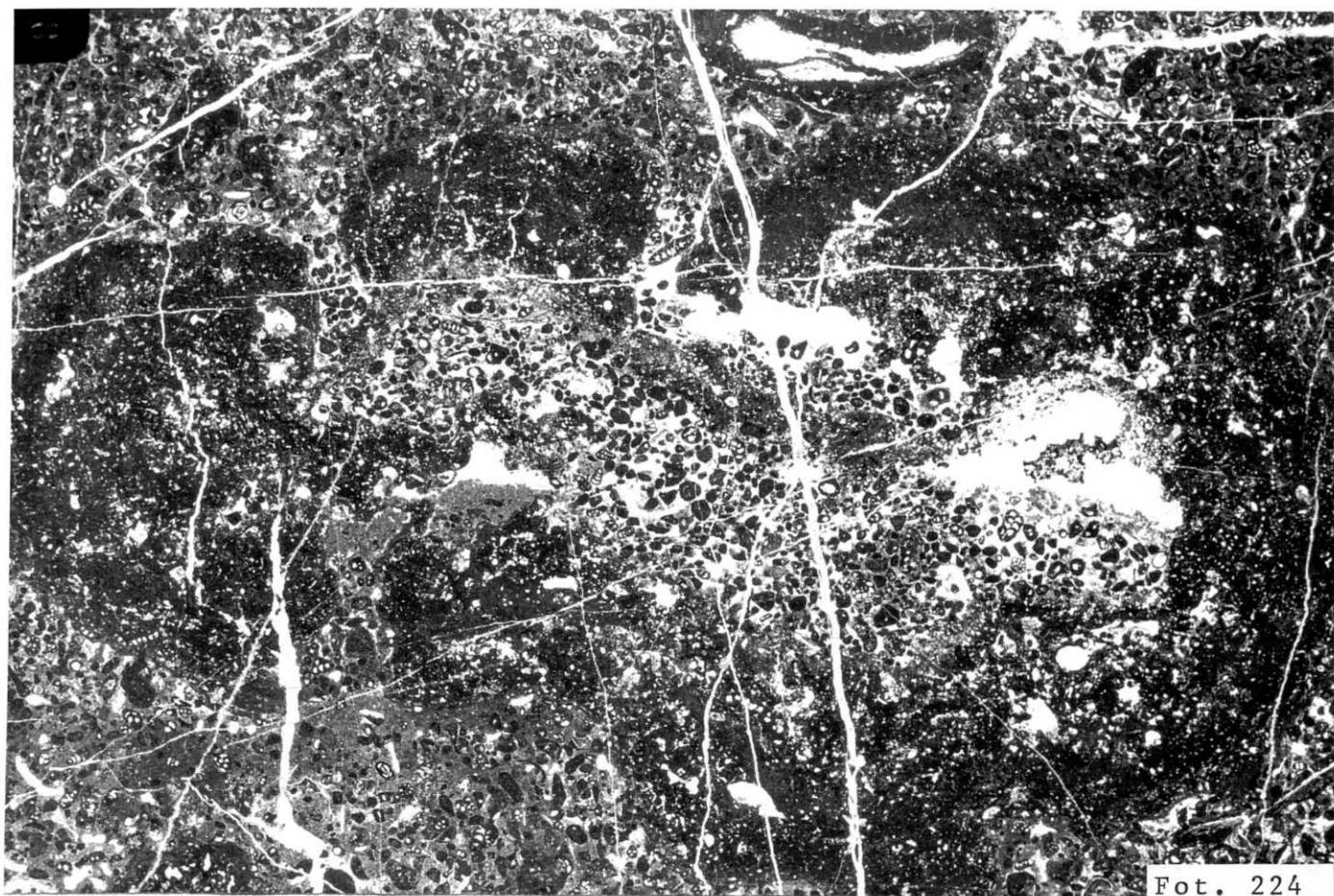
De todos estos cementos, sólo la primera generación fibrosa "Bladed" intergranular presenta pruebas evidentes de litificación inicial (además del cemento microstalactítico del algal-mat). Las Fot. 242, 243 muestran que existía ya este cemento durante una etapa de compactación previa a la segunda generación de cemento. También wackestones de pellets evidencian una cementación inicial deducida del hecho de observarse "borings" que cortan pellets, cemento, fósiles del sedimento encajante.

Otros tipos muy diferentes de texturas en los sedimentos fangosos y peléticos son las que dominamos fracturas blandas y "wash-outs" (DUNHAM 1969 a). La discontinuidad bordea a los granos, no hay indicio de cemento en su contacto. (Fot. 240, 238). Del mismo tipo y a menudo confundibles, son las trazas de "burrows" (Fot. 247). El vacío abierto no es rellenado inmediatamente por colapso de las paredes. Debe permanecer abierto un cierto tiempo, pues el sedimento que lo rellena es ligeramente diferente del sedimento encajante (Fot. 237, 241). Las más de las veces la diferencia es

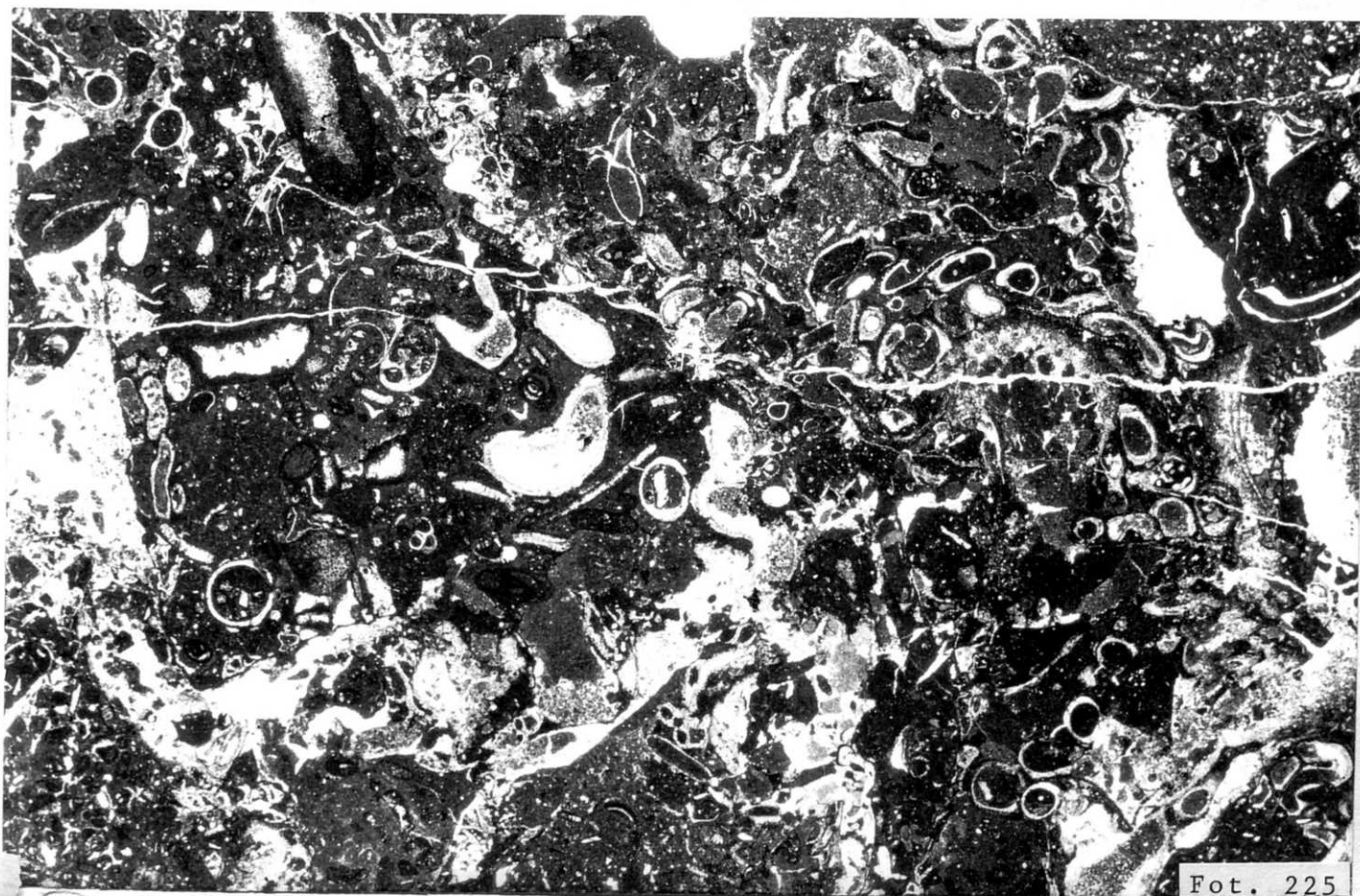
BARREMIENSE

fot.224: 1029 HD.Barra=2'2mm. Estructura de tipo oncolítico, con wash-outs interiores y depósitos de clara. Obsérvese también, que el contacto del supuesto "oncolito" con la matriz es difuso. No conocemos ninguna otra referencia a estructuras como estas.

fot.225: 1082 HD.Barra=2'2mm. Garraf. (El techo es el margen izquierdo). Pequeño arrecife de Serpúlidos con evidencias de erosión (ángulo superior derecho) perforación y redispersión (zona central) y deposición de silt diagenético (extremo derecho).



Fot. 224



Fot. 225

triba en un ligero cambio de la "densidad" de la micrita: la micrita que rellena la grieta es más difusa, menos densa que la de las paredes, y la textura sólo varía en que se incorporan "intraclastos" y fósiles directamente procedentes de las paredes. Puede aducirse que esta diferencia de densidad se debe a una menor compactación, tal como sucede en los rellenos intragranulares de sedimento interno. Pero en estas fracturas blandas no tenemos de antemano unas paredes rígidas para sostener estas diferencias de compactación. Un caso más extremo y menos frecuente es el relleno de sedimento diagénético (DUNHAM 1969 a), incluso después de un primer relleno de sedimento interno (Fot. 224).

En realidad, el examen de las cavidades y sus bordes, revela muy diversos grados de litificación de la matriz, independientemente de su granulometría. Comparar las microfacies de las Fot. 238, 239, 242 y las Fot. 237, 240, 224).

Los hechos reseñados en el anterior párrafo han de explicarse mediante un cierto grado de cohesividad, que no implica necesariamente cementación por precipitación de carbonatos. Ahora conviene señalar aquí algunos datos ilustrativos sobre la cohesión de los problemáticos "mud-banks" actuales. La dificultad estriba en explicar como se puede mantener un relieve en una masa de fango embebida en agua. En la formación de estos relieves pueden intervenir el efecto "baffle" de las praderas de gimnospermas marinas, su efecto estabilizador, las interferencias de corrientes marinas, etc. (ver GINSBURG and LOWENSTAM 1958; DAVIES 1967, 1970 a; PUSEY 1964,.....). De momento nos interesa recalcar algunos resultados del último autor. En las Honduras Británicas estos fangos contienen una apreciable cantidad de lodos orgánicos con una población de clorofíceas, diatomeas, nematodos y detritus que dan una masa mucosa y solidez al banco. Estos detritus orgánicos son parecidos a los de KORNICKER (1958, pág. 225) en el lagoon de Bimini en las Bahamas, y no pueden ser consideradas como un algal-mat sublitoral (NEUMANN et al 1970), SCOFFIN 1970) ni producen sedimentos laminados. Sobre el mud-bank no existe ningún otro organismo. Pues bien, se mantienen agujeros de paredes verticales de 50 cm. de al-

tura, e incluso mayores (1x0,50 m. PUSEY, comunicación oral) sin colapsar. Durante varios días pueden mantenerse estables estas pa redes. Se ha obtenido un considerable grado de litificación en un fango sin el menor indicio de cemento carbonatado.

En las facies de wackestones de Rudistas la situación es especialmente contradictoria. Por un lado los fragmentos de Rudistas, angulosos, gruesos y perforados, presentsn evidencias de rotura. Algunas de las roturas deben interpretarse como efectos de masticación (Fot. 187, 191), pero concretamente las de las Fot. 177, 179, 180, 182, parece que sólo pueden explicarse por compactación. El espesor de sedimentos necesarios para romper una concha de Rudista, incluso en condiciones de pequeños movimientos diferenciales, es ciertamente superior al de la zona habitable por los "burrows". Además sus galerías desaparecían al ser sometidas a los esfuerzos necesarios para romper una concha. En la Fot. 177 se puede reconocer una indicación directa del estado "plastico" de la matriz fangosa al ser introducida por compactación en la cámara interna del Rudista. El ejemplo de las Honduras Británicas nos ilustra sobre lo que puede haber ocurrido en estos casos: los movimientos diferenciales de compactación producen roturas de las conchas y grietas blandas en una matriz semiconsolidada, que pueden relle narse parcialmente por sedimento menos cohesivo.

Es preciso notar que con los términos "burrowers" grietas blandas implicamos una cierta ambigüedad. Productos prácticamente idénticos pueden ser resultados de procesos de excavación por organismos, compactación, huellas o trazas de raíces,..... Esta última posibilidad debe ser tomada en cuenta, tanto por su efecto estabilizador del sedimento como por la "rigidez" que le comunica. La descomposición de la materia orgánica de la raíz en condiciones reductoras podría tener relación con la alteración de la micrita densa a micrita difusa o microsparita, en un proceso similar a la micritización en el sentido de PURDY (1968).

Grietas blandas y texturas similares se han observado también en las facies de wackestones pelléticos, de Dasycladáceas y Chará-

BARREMIENSE

fot.226: SM 86:Barra=1'6mm. Montmell. Facies de Wackestone de Rudistas. El fragmento de Rudista está perforado (B), incrustado por Baccinella. El conjunto es perforado de nuevo (P), el sedimento que rellena la perforación litifica rápidamente y es finalmente perforado (L).

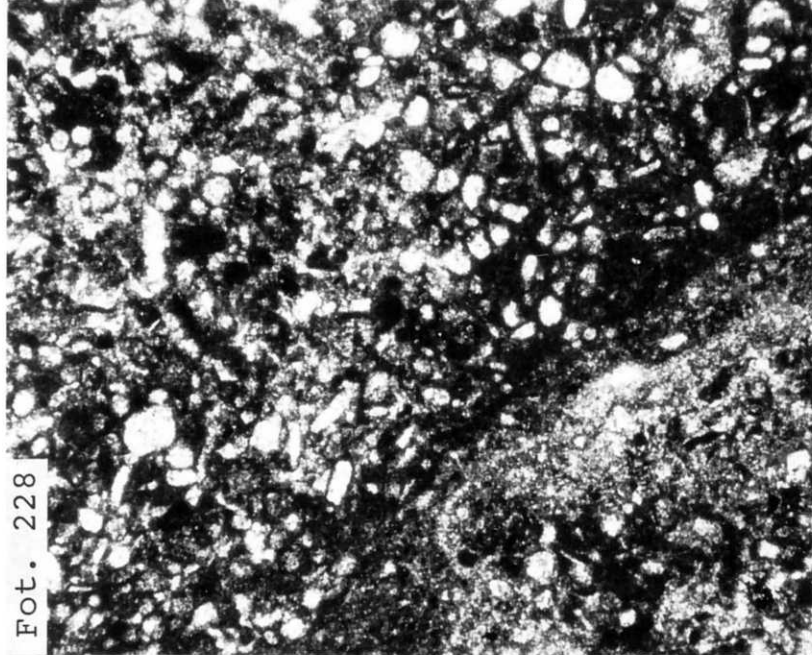
fot.227: Sm 81. Barra=0'5mm. Montmell. Contacto de un Wackestone pellettico, muy denso, con Solenoporáceas con un burrow. Obsérvese la brusca disminución de densidad en el wackestone de relleno del burrow y que la rigidez de las paredes permite la preservación de una pequeña cavidad justo en el contacto.

fot.228: SC 274. Barra=0'5mm. Masarbones. Granos detríticos de dolomías en algal-mat.

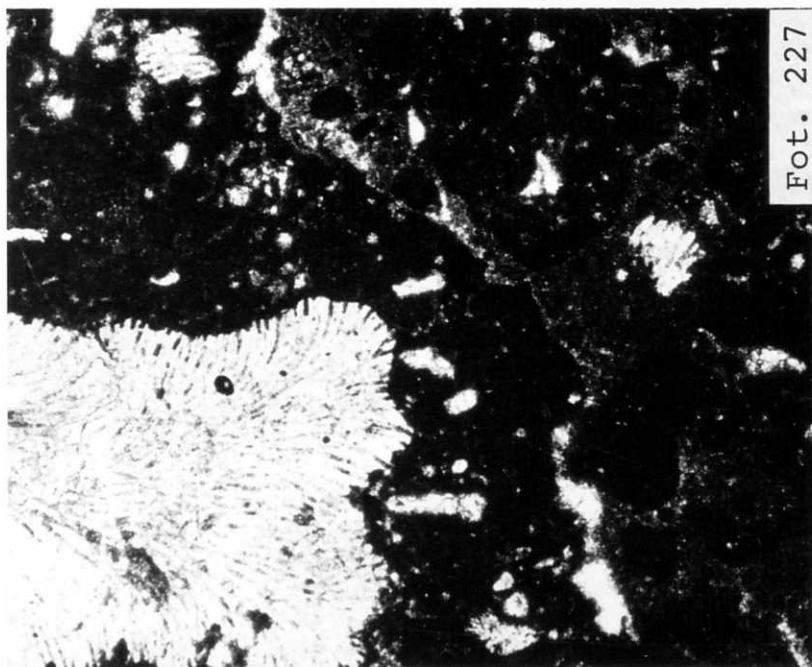
fot.229: Sal 2. Barra=0'5mm. Salomó. Arenita cuarzosa con pelloides ferruginosos y cemento microspartítico.

fot.230: SC 113. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Microsparita con un Miliólido residual.

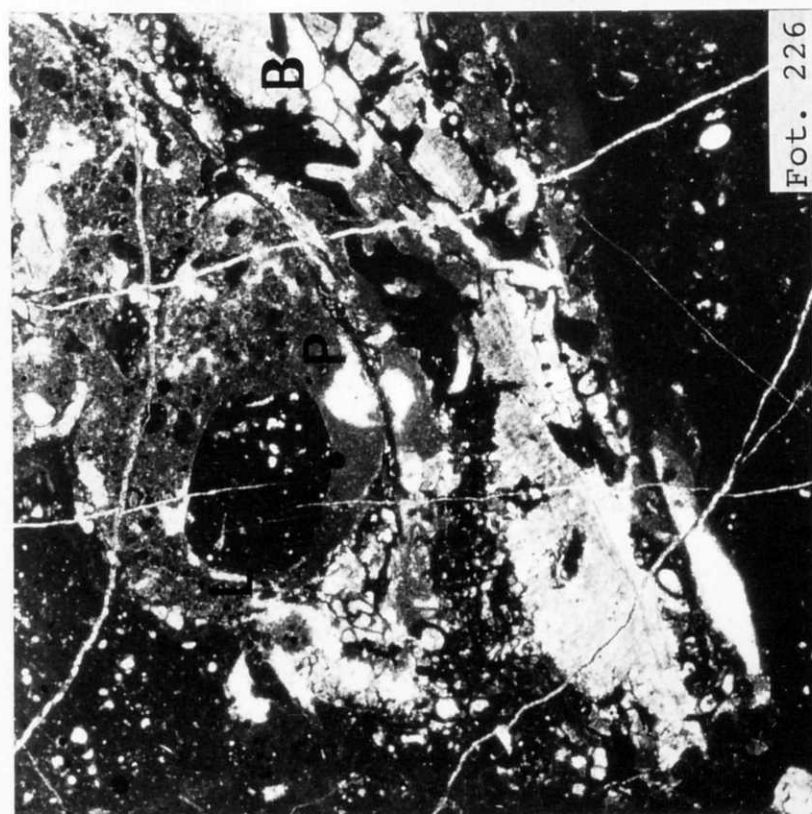
fot.231. SC 102. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Compleja fábrica neomórfica que se interpreta como microspartitización seguida de dolomitización.



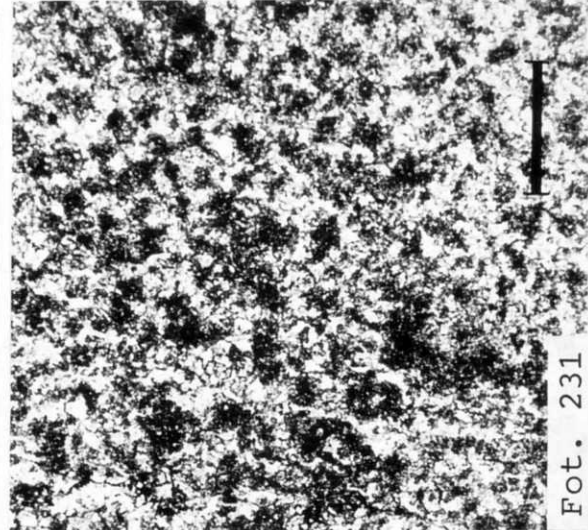
Fot. 228



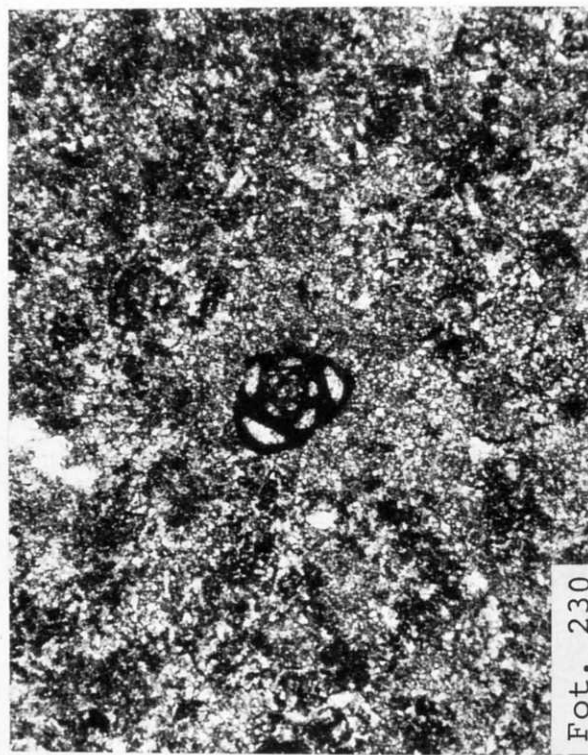
Fot. 227



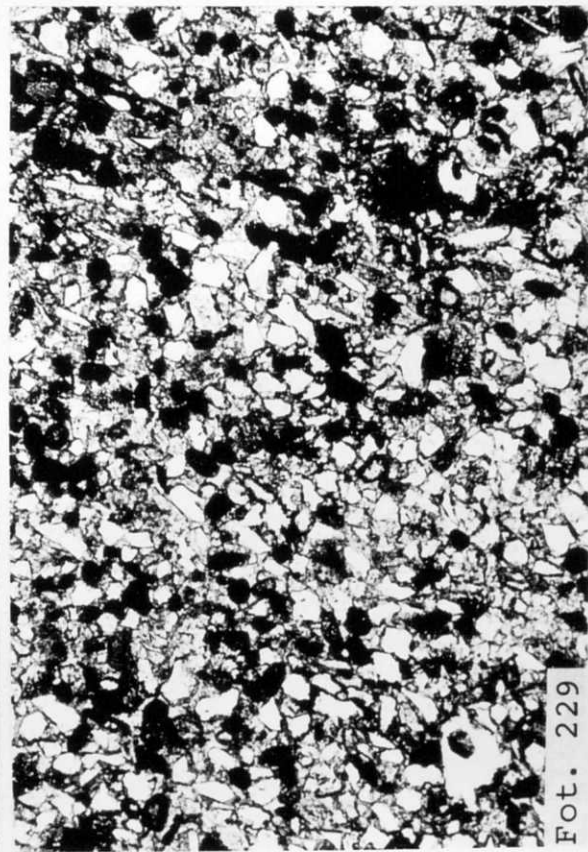
Fot. 226



Fot. 231



Fot. 230



Fot. 229

DOLOMITIZACION BARREMIENSE

fot.232: Mas Llorenç. Dolomitización en un mud-bank. Las zonas más oscuras son de dolsparita idiotópica enhedral; las zonas más claras son todavía de caliza wackestone.

fot.233: SM.233.Barra=0'12mm. Montmell. Límite caliza-dolomía en un caso parecido al anterior. Los romboedros de dolomita están ocupados por un mosaico de calcita,

fot.234: 1094 HD.Barra=0'5mm. Garraf. Parte superior de un banco dolomítico. Dolsparita subhedral.

fot.235: Sal 3. Barra=0'12mm. Salomó. Dolsparita enhedral zonada, parcialmente redisuelta con grandes vacíos intercristalinos.

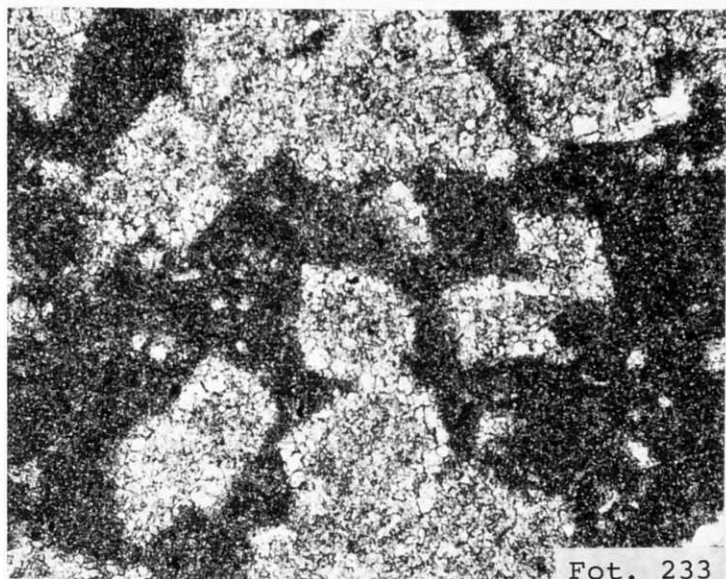
fot.236: SC 507.Barra=2'2mm. Bonastre. Dolomía barremiense sobre Keuper. Dolsaprita xenotópica con zonas enhedrales zonadas y cavidades microcársticas ferruginizadas.

fot.237: 1084 HD.Barra=0'5mm. Garraf. Wash-out en wackestone pellético. El relleno de "microsparita detrítica" contiene granos rotos.

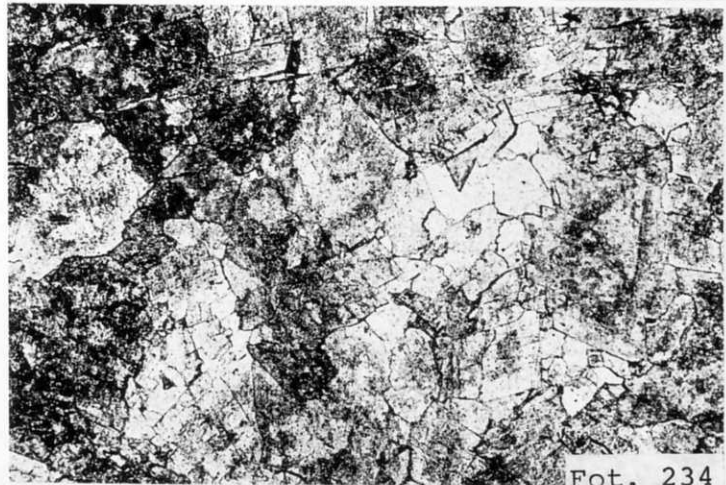
fot.238: Sal 88.Barra=0'5mm. Salomó. Mudstone pellético con wash-outs parcialmente rellenos de microsparita. Aunque algunos bordes son del tipo "grietas blandas", se observan fragmentos angulosos de matriz. Ello significa que el grado de litificación puede variar substancialmente de un punto a otro incluso a escala microscópica.



Fot. 232



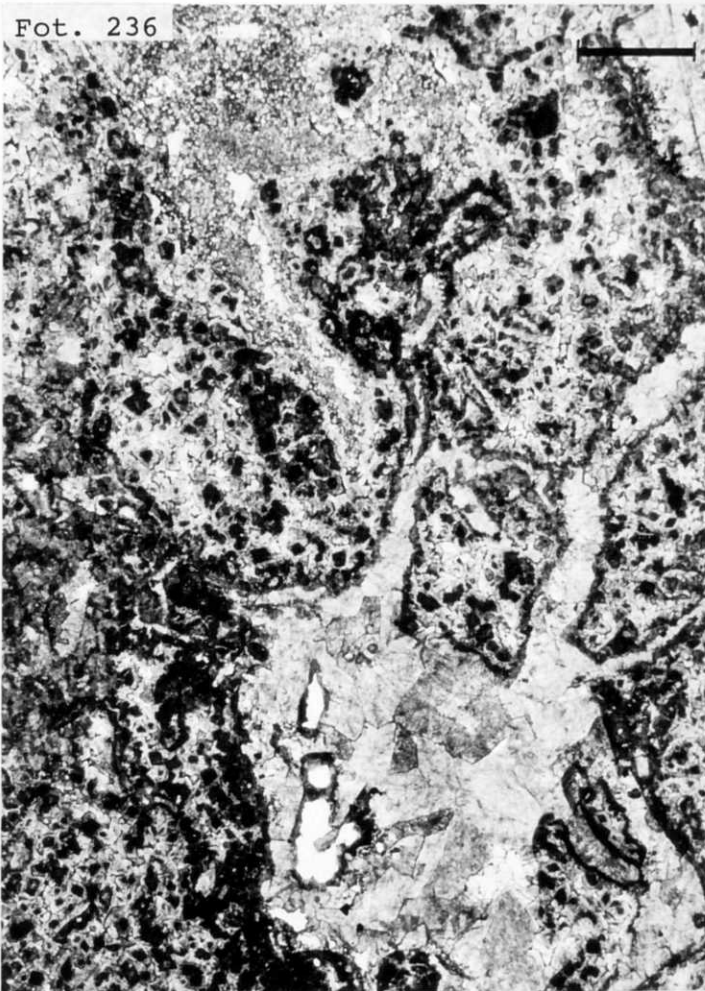
Fot. 233



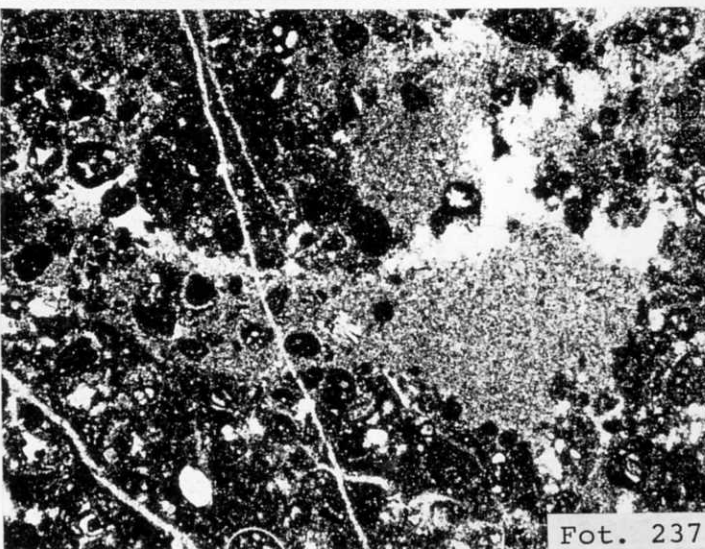
Fot. 234



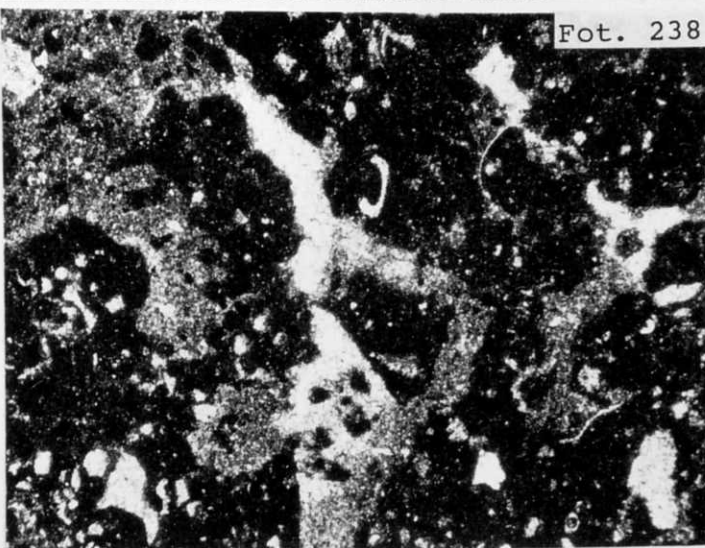
Fot. 235



Fot. 236



Fot. 237



Fot. 238

BARREMIENSE

fot.239: GF 209' Barra=2'2mm. Garraf. Wackestone con detritus de Dasycladáceas y Gasterópodos. Cavidades dismicríticas problemáticas atribuidas a colapso. En el ángulo inferior derecho la cavidad es de tipo "shelter". En cualquier caso, la litificación de la matriz es muy alta.

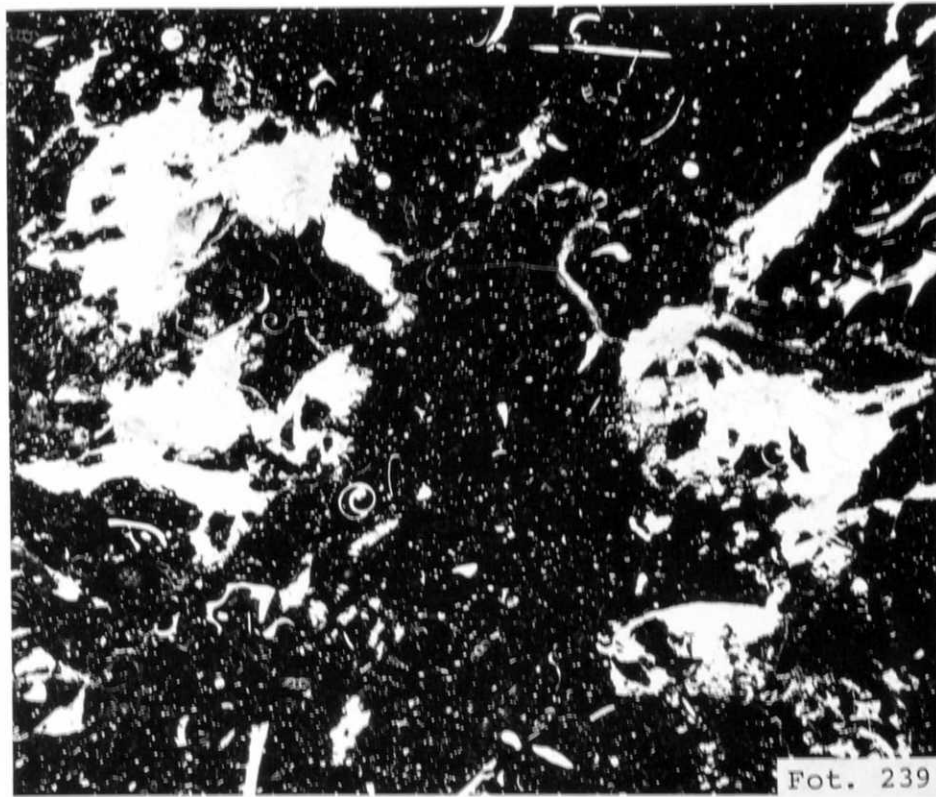
fot.240: Sal 510. Barra=0'2mm. Salomó. Grapestone calcarenítico y pelítico con cavidades tipo Keystone,

fot.241: Sal 83. Barra=0'2mm. Salomó. Relleno geopetal de sedimento diagenético. La base de la cavidad está corroída posiblemente con fragmentos caídos del techo. El sedimento diagenético muestra una clara gradación de tamaño creciente hacia arriba, con un paso "bastante gradual" hasta el cemento ortosparítico final. Hasta qué punto la zona de transición no es un neomorfismo o bien, etapas de deposición seguidas, de precipitación?. Otra posibilidad es que esta gradación creciente hacia arriba signifique una evolución en el mecanismo productor de silt, junto con las posibles alteraciones neomórficas antes citadas.

fot.242: SC 245. Barra=0'12mm. Mas Llorenç. La cavidad presenta una primera generación de cemento (recuerda a las algas calcícolas de Schroeder, 1970), con posterior fractura por compactación, antes de la cementación completa. Ello implica un estadio intermedio de litificación.

fot.243: 1101 HD. Barra=0'5mm. Grainstone calcarenítico con envueltas oolíticas y dos generaciones de cemento. El aparente "shelter" está provocado por la redisolución de un bioclasto persistente, el cual de ja parte de su envuelta micrítica y redisolución parcial de granos (presión de contacto).

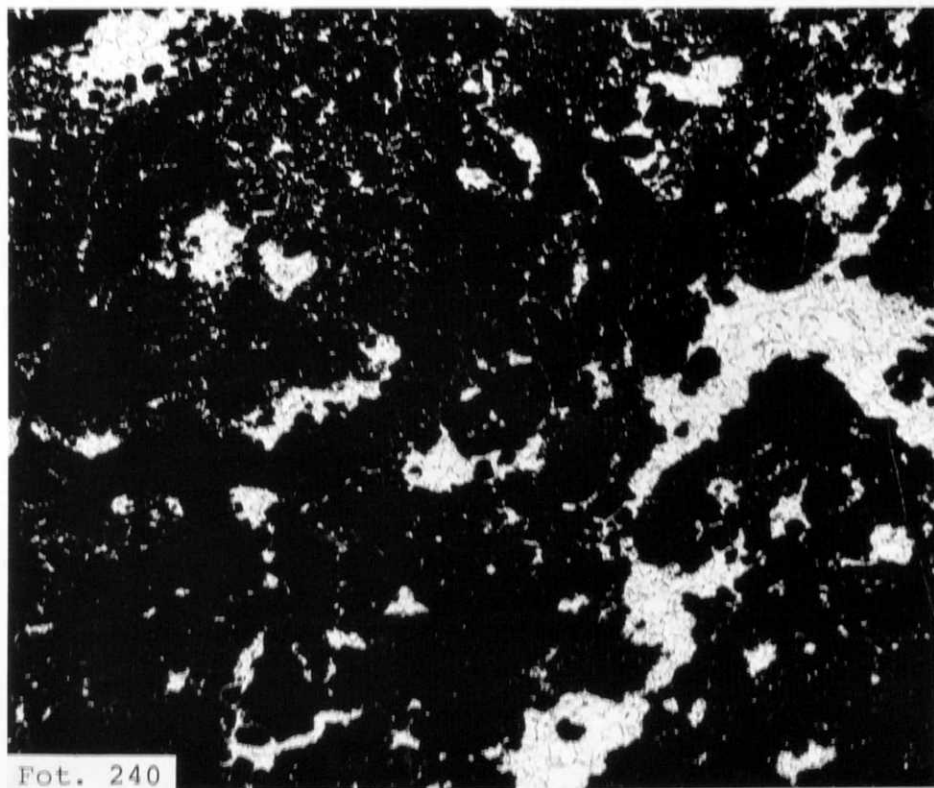
fot.244: 1084 HD. Barra=0'12mm. Garraf. El cemento sintaxial del fragmento de Equinodermo ha desplazado claramente a algunos peloides durante su crecimiento, pero en otros puntos ha habido reemplazamiento neomórfico (flecha).



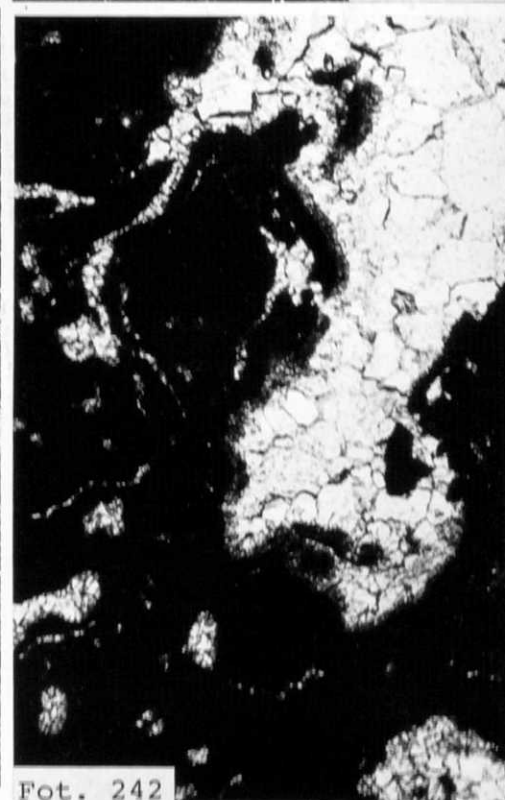
Fot. 239



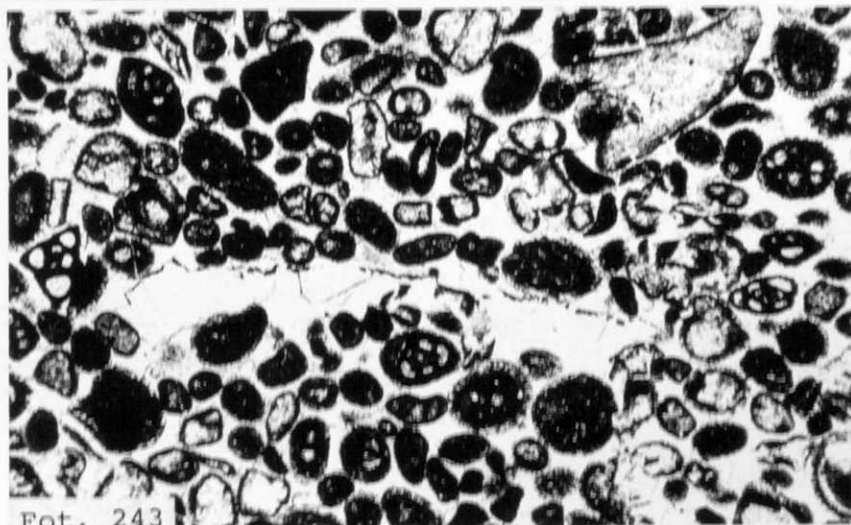
Fot. 241



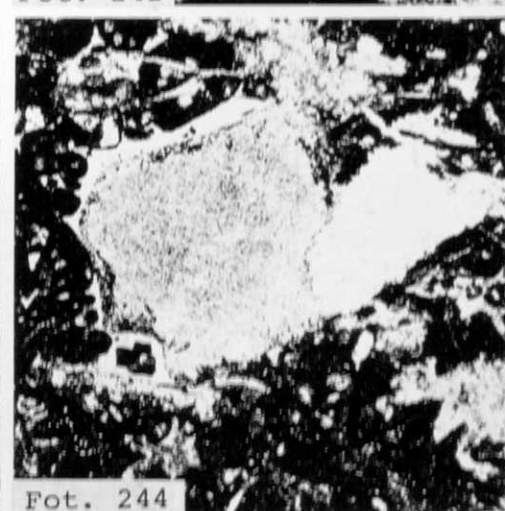
Fot. 240



Fot. 242



Fot. 243



Fot. 244

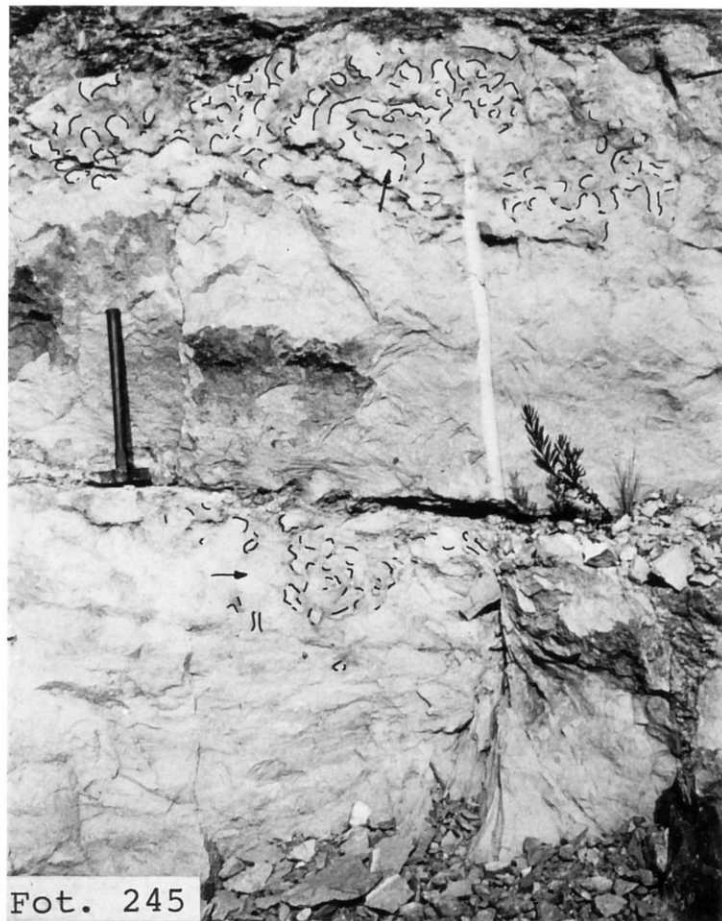
BARREMIENSE

fot.245: Mas Llorenç. Galerías de burrowing en la parte superior de los mud-banks.

fot.246: Mas Llorenç. Galerías de burrowing en los horizontes con secciones de Rudistas. Nótese que las zonas con intenso burrowing no contienen Rudistas. (Han sido destruidos?).

fot.247: SM 56. Barra=0'5mm. Montmell. Burrowing atribuido a Poligretos. Como siempre, el relleno es más microsparítico que la matriz,

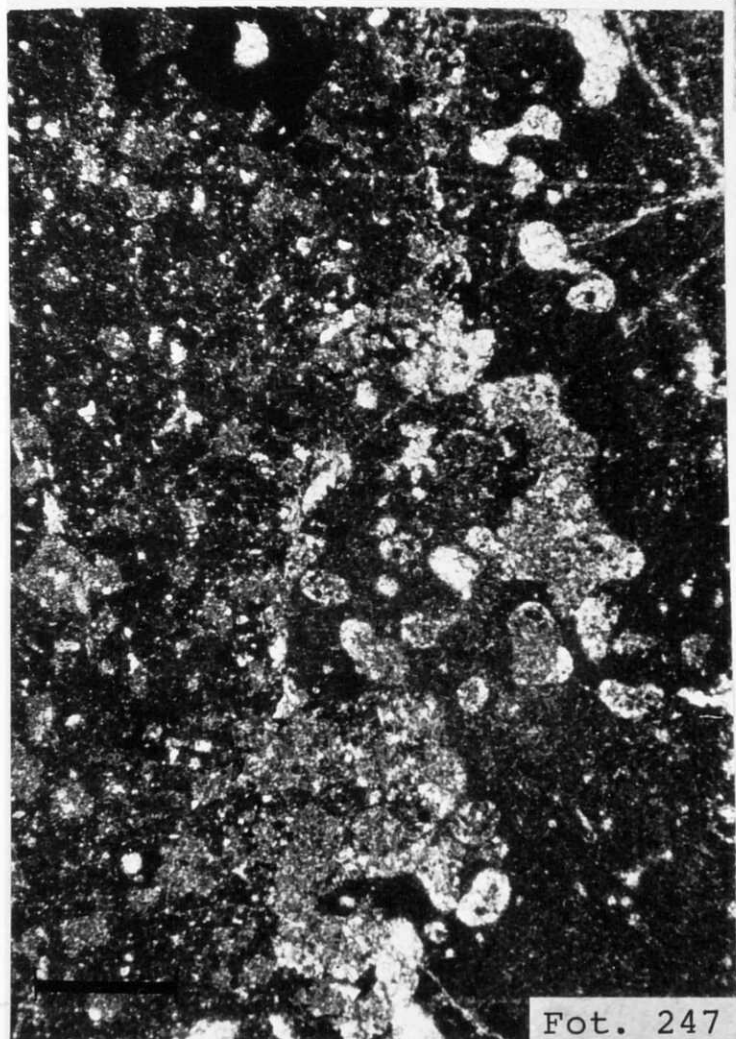
fot.248: Mas Llorenç. Crestas de grainstone erosionados.



Fot. 245



Fot. 246



Fot. 247



Fot. 248

ceas, aunque estos casos no hemos podido registrar la presencia de compactación. La clave interpretativa de estas texturas estriba el saber si son exclusivas de los mud-banks. A partir de la bibliografía que disponemos, así parece ser.

5.6.4.- ESTRATIFICACION

5.6.4.1.- Características

Las calizas barremienses aparecen en estratos mayores de 40 cm. frecuentemente 60 cm. y en bancos masivos de más de 1 m. (Fot. 26). Son estratos duros y compactos con escasa fracción insoluble (inferior al 20 %) y de colores gris oscuro a beige claro. Las excepciones más notables a esta característica general son:

- a) La base del Barremiense de Salou, con un nivel lumaguélico rojizo, de 25 cm. entre arcillas rojizas y un banco masivo de biopelmicritas con más de 40 % de residuo insoluble y un relieve arriñonado atribuido a "burrowing". Espesor total de estos bancos : 3 m. (Fot. 2, LAM. 3).
- b) Una pequeña parte del Barremiense de Salomó es muy arcilloso, de colores ocre y amarillentos (40 % de insolubles, con granillos de cuarzo (Fot. 229). Estos bancos de 20-40 cm., alternan con paquetes de arcillitas y margas pardo rojizas de espesores parecidos (Fot. 20, LAM. 5).
- c) Tres horizontes de 30 cm. cada uno, de calizas tableadas algo nodulosas en la serie tipo de Santa Cristina (LAM. 7).
- d) Un pequeño horizonte de 40 cm. de la base barremiense en el Garraf oriental, formado por colonias de pequeños Ostreidos. Su residuo insoluble está compuesto por un 40 % de granos de cuarzo.

El resto de las secuencias barremienses corresponden a la característica general enunciada. No debe ser casual que estas excepciones ocurran predominantemente en la que hemos denominado plataforma estable. A continuación detallaremos algunos ejemplos observados de discordancias internas y estructura de los bancos de Rudistas.

5.6.4.2.- Discordancia interna en la secuencia del embalse del Foix

En el borde occidental de Garraf, la parte basal del Barremiense es fácilmente confundible con el techo del "purbeck" (Barremiense Inferior?). En una de las curvas de la carretera de acceso al embalse se aprecia la estructura que aparece en la Fig. 23. Los materiales son wackestones de Gasterópodos, Charáceas y Ostrácosos predominantemente. La zona marcada con M es un mudstone oncolítico. Algunos núcleos oncolíticos del techo de los estratos adyacentes presentan evidencias de erosión. Esta estructura implica la presencia de una paleopendiente en una masa fangosa sin armazón rígido: ¿un mud-bank?. El contacto con las capas suprayacentes sugiere decapitación de la parte alta.

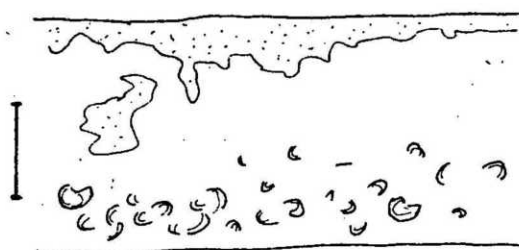
Estructuras de este tipo son frecuentes en todas las secuencias barremienses y muchas veces se confunden con diaclasas. Otra dificultad estriba en la limitación del afloramiento en sentido horizontal.

5.6.4.3.- La estructura de los bancos masivos

Los bancos superiores a 1 m. de espesor (pueden llegar hasta 3 m.) tienen una serie de características particulares. Corresponden a dos tipos de materiales muy diferentes.

- a) Grainstones oolíticos, con alineación de partículas keystone, dos generaciones de cemento etc. (B.7). Las alineaciones refor

A



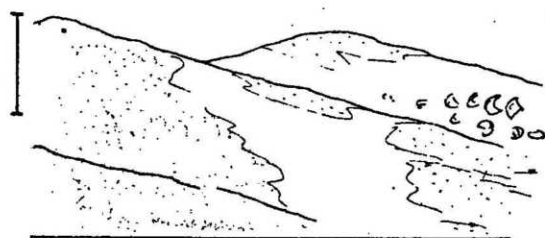
LOS BANCOS DE RUDISTAS. La Rubiola

Fig. 23

B



C



Wackestones de Rudistas



Wackst. de Dasycladáceas



Wackst. packst. pellets



Dolsparita

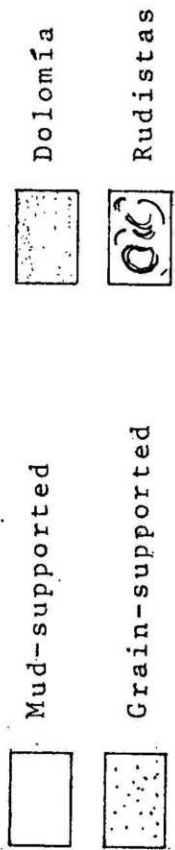
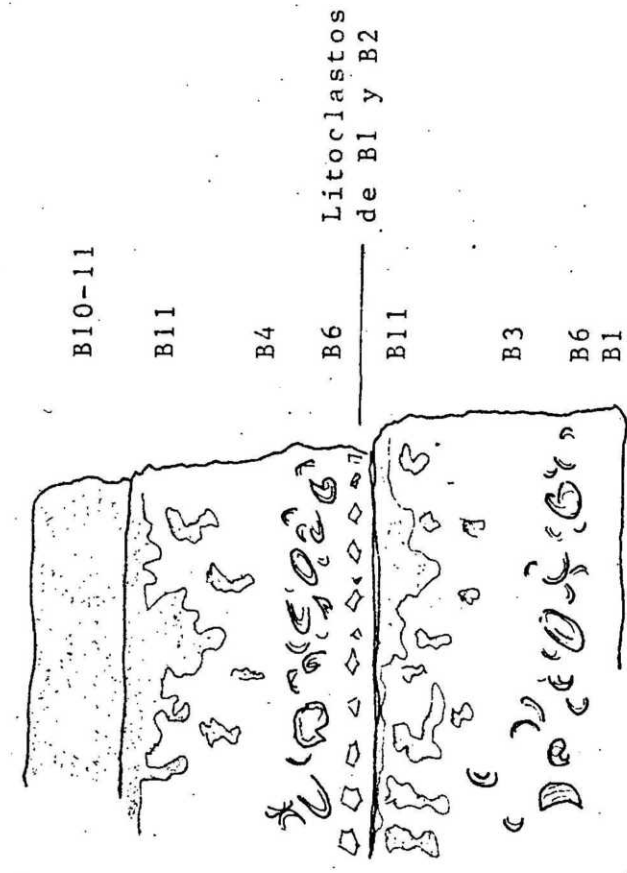


Mudst. Wackst de Charáceas

D



Las barras están a
escala = 1m



LOS MUD-BANKS DE
RUDISTAS. Mas Llorenç

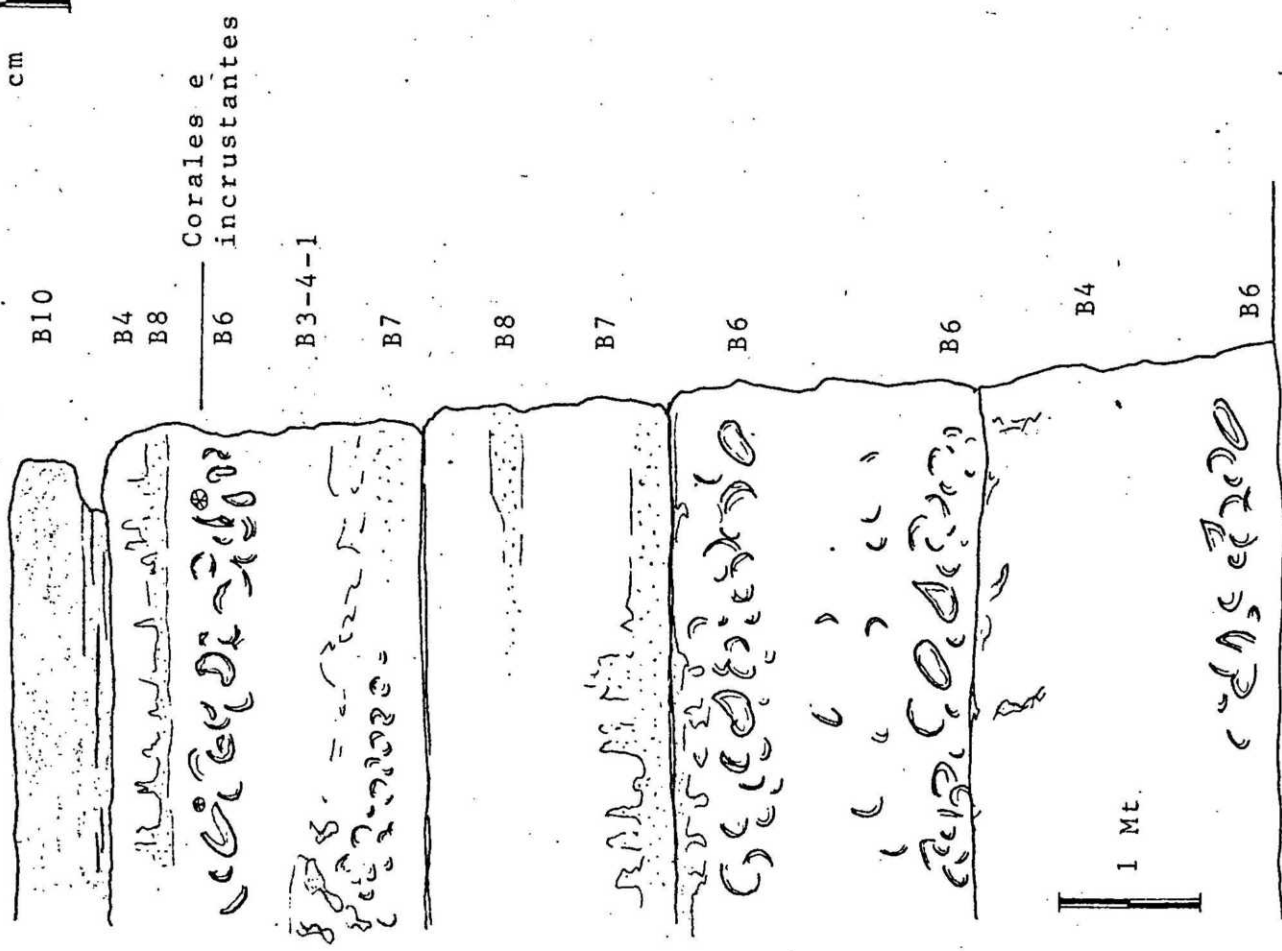


Fig. 24

zadas algunas discontinuidades pelléticas y micríticas no son paralelas a la superficie del estrato en algunos casos, aunque no hemos podido determinar su geometría.

- b) Wackestones. El banco contiene una proporción variable de grandes fragmentos de Rudistas.

En el primer caso, la texturas internas del banco son homogéneas, a excepción de la orientación ya señalada. Ya hemos indicado su probable relación con playas de alta energía según DUNHAM (1970) y BURRI et al (1971). Nos interesa ahora analizar el segundo tipo. En primer lugar expondremos algunos ejemplos.

En Garraf, Marmellá y Santa Cristina aparecen buenos ejemplos de estructuras de bancos masivos con Rudistas. En las Fig. 24 y 25 se resumen algunos de los diagramas realizados en el campo. En la mayor parte de los casos examinados los fragmentos de Rudistas se sitúan en la base del banco o en su parte media, en sedimentos wackestone tipo B.5. Si los fragmentos de Rudistas aparecen en la parte alta del banco, entonces el sedimento asociado parece ser principalmente un wackestone pellético y las conchas están muy fragmentadas. Formando bolsadas irregulares y con burrows, grietas blandas, estos dos tipos de sedimento se asocian con wackestones de Dasycladáceas, sin que nos haya sido posible establecer ningún modelo generalizado de la distribución de los sedimentos en estos bancos, no responden a ritmos cíclicos. Muy frecuentemente parte del banco aparece dolomitizado en mayor o menor grado, sobre todo la parte alta, pero pocas veces hemos visto romboedros en los wackestones pelléticos. En la base barremiense de Garraf y en el de Masllorens los bancos de Rudistas están claramente asociados a sedimentos de tipo oncolítico (B.2.). En cualquier caso los diferentes tipos de sedimentos en un banco de Rudistas no parecen dispuestos paralelamente a la estratificación.

De todo lo expuesto, se deduce que los materiales asociados a los Rudistas implican una zonación de facies a pequeña escala, dentro del banco tanto en sentido vertical como horizontal, y que esta

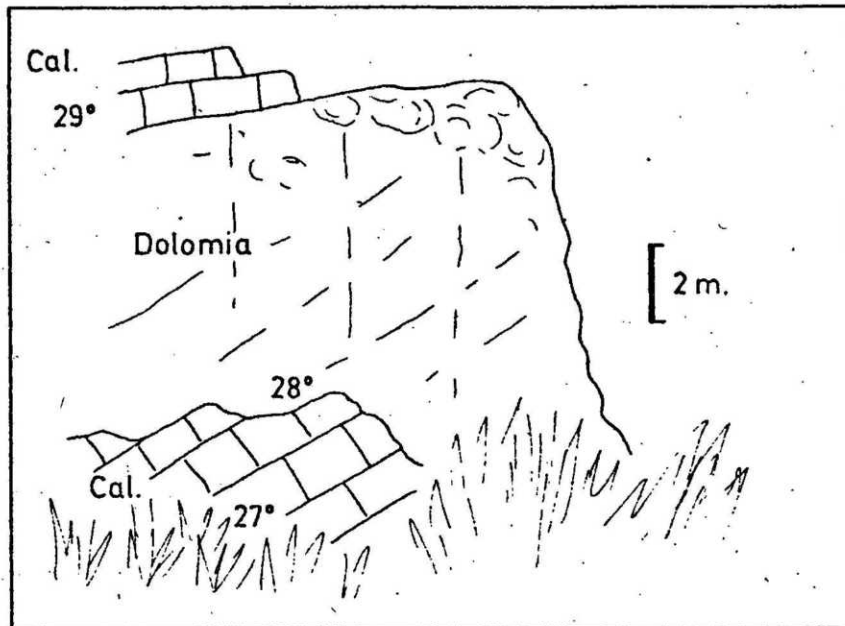
zonación existe previamente a la litificación: Esta zonación incluye algal-mats dolomíticos, lateritas, wackestones con Chara, Dasycladáceas, wackestones con Rudistas, Rodofíceas, Corales. En principio, tal tipo de zonación puede relacionarse con mud-banks en lagoons tipo bahía o en tidal-flats.

Mucha mayor atención merecen las estructuras de los bancos Rudistas, pero las dificultades de observación y afloramiento, así como el carácter general de esta Tesis nos han impedido prestarles mayor dedicación.

5.6.4.4.- La base del Barremiense marino en Marmellá

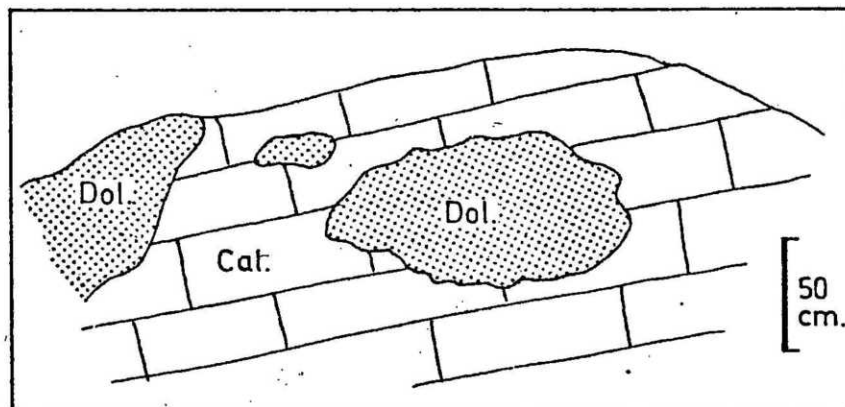
En la serie tipo de Marmellá se presenta una compleja estructura en relación con un paquete de dolomías de casi 15 cm. de espesor (Fig. 26) estas dolomías son un mosaico enhedral zonado y en el afloramiento pueden observarse trazas de la estratificación. Tanto la base como el techo del paquete dolomítico son wackestones, de pellets, su única diferencia estriba en algunos restos de Braquiópodos en la parte superior. Llama la atención el contacto irregular de la base del paquete dolomítico con las calizas y el hecho de que los niveles suprayacentes parecen disponerse en discordancia angular. Todo el conjunto está cruzado por numerosas diaclasas y en ocasiones resulta difícil diferenciarlas de planos de estratificación. Los últimos centímetros del paquete dolomítico poseen una estructura nodular, caótica, de significación desconocida. El paquete dolomítico contiene niveles con granos de cuarzo detrítico. Es aventurado interpretar esta disposición del afloramiento como una discordancia producida por una breve emersión y basculamiento del zócalo. Pero esto no sería extraño dentro del contexto regional. Señalamos esta compleja estructura como un punto interesante para futuras investigaciones más detalladas.

Fig. 25



BASE DEL BARREMIENSE DE MARMELLA, SERIE TIPO.

Esta estructura puede corresponder a una posible discordancia, o tal vez se trata de una fractura muy karstificada.



DOLOMITIZACION EN EL "purbeck" SUPERIOR (BARREM?)

Esquema situado 10 m inferior al anterior.

5.6.5.- PARTICULARIDADES DE LA DISTRIBUCION DE FACIES

La complejidad de la distribución de facies en la cuenca de Salou-Garraf, se debe en primer lugar a la ausencia de niveles guía. No existe una microfacies o discontinuidad (hard-ground,....) que permita su correlación a través de la cuenca. Las asociaciones de foraminíferos y algas son prácticamente homogéneas en la secuencia barremiense, y dependen, parece que exclusivamente del ambiente deposicional. Ninguno de los grupos de facies que hemos establecido parece tener un significado sedimentológico general en la cuenca, con la clara excepción de los boundstones. Todo ello refleja probablemente unas características deposicionales geográficamente muy variables en el detalle y suficientemente constantes en el tiempo. Para una mayor claridad de exposición se analizarán las particularidades locales de cada área en la distribución de facies barremienses, y en el próximo apartado se intentará el análisis general de la cuenca.

5.6.5.1.- El Barremiense de Garraf

En el apartado 4.8.4. se ha constatado ya las anomalías en la distribución de espesores cretácicos. Concretamente para el Barremiense, la variación de espesores entre la Costa y la zona de Begues (de 600? a 300?) es sumamente espectacular, aún teniendo en cuenta la probable atenuación de la diferencia por la microtectónica. No tenemos una interpretación adecuada para estas variaciones de espesor, que afectan igualmente, aunque en menor escala al "purbeck" cretácico.

En las zonas de desarrollo más completo el Barremiense se caracteriza por tres tramos: (LAM. 9, Fig. 26).

- a) Bancos de Rudistas inferiores: Paquete de más de 150 m. con las características generales de los wackestones de Rudistas y sus facies asociadas (ver 5.6.4.3. y 5.6.3.-), con la excepción de un claro predominio de mudstones oncolíticos. Finaliza

este tramo con un grainstone oolítico. En este banco (nivel g de la serie tipo) y en los últimos niveles de Rudistas, se señala la presencia de Rodofíceas fragmentadas. En dirección N este nivel se reduce de potencia, en la Morella es arenoso y los Rudistas de la base se sustituyen por colonias de pequeños Ostreidos.

b) Tramo intermedio, en el que escasean los bancos masivos de Rudistas: sólo se han localizado tres horizontes. Alternancias de estratos delgados y gruesos, de mudstones, mudstones oncolíticos wackestone de Charáceas y Dasycladáceas, y en menor proporción, wackestones pelléticos. Antes de la mitad de este tramo se sitúa el nivel de arenitas cuarzosas rojizas, de 80 cm. y con granos de cuarzo redondeados florando en un mosaico de esparita (?). Hacia la parte central se sitúan los wackestones de detritus finos con Rynchonella y Lenticulina. Hacia arriba los wackestones de Dasycladáceas y pellets de Rodofíceas, aparece Palorbitolina lenticularis. El espesor total de este tramo debe evaluarse en unos 300 m.

c) Bancos de Rudistas superiores, masivos con predominio de wackestones de Dasycladáceas y pellets, y grainstones, con algunos boundstones locales. Presencia de Estromatopóridos, Corales, dolomitización, etc. Entre algunos bancos de Rudistas se observan niveles margosos ferruginosos de 30 cm. que incrustan la parte superior de los bancos. Potencia total de este tramo debe oscilar alrededor de 75-80 m.

Insistimos en que estos tres tramos parecen tener más de 500 m. de espesor. Puede admitirse que el tramo intermedio tenga una potencia más reducida, debido principalmente a los efectos combinados de la microtectónica, cambios laterales de facies y al desplazamiento del perfil hacia el Oeste. Pero con todo nos queda una potencia considerable. Palorbitolina lenticularis se sitúa según Ramírez del Pozo ya en la parte alta del Barremiense. En la serie tipo de Garraf está ausente en los dos tercios inferiores. Sólo si se admite que este fósil es representativo de una facies (la del tramo c) podríamos reducir considerablemente la potencia

ESQUEMA SOBRE EL BARREMIENSE TIPO GARRAF.

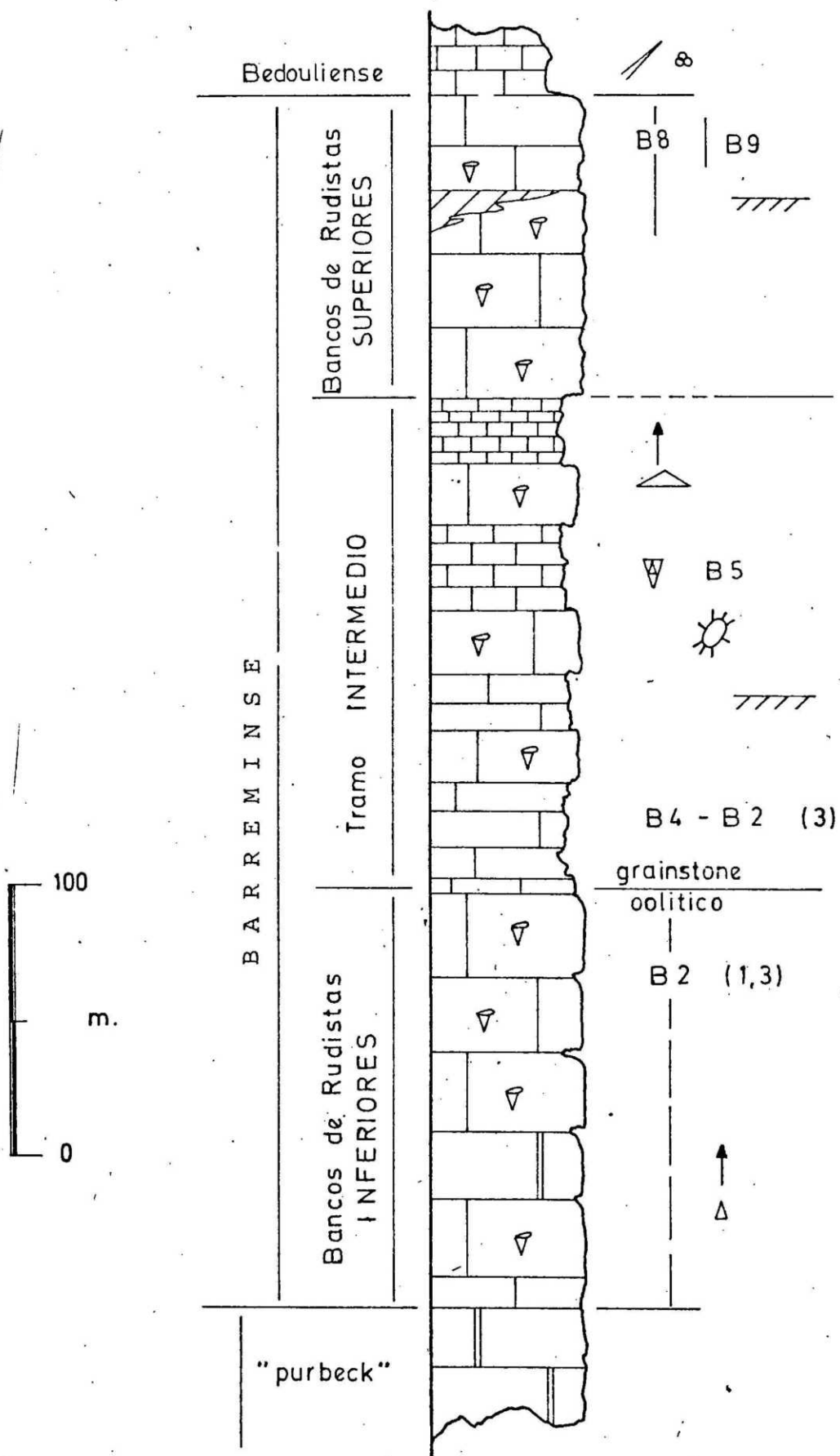


Fig. 26

de este Barremiense ¿Es el tramo (a) un paso lateral hacia el margen continental del tramo c)? . Pero ello no parece probable según la cartografía presentada.

Consideraciones sobre la cartografía que hemos realizado indican que hacia el sector norte de Garraf sólo se halla presente tramo c) y parte del b). ¿Que significación puede tener a este respecto el pequeño nivel de arenitas rojizas del tramo intermedio?. Este tramo no lo hemos hallado en ninguna otra localidad, ni tampoco evidencias de discordancias (Fig. 26). Este cambio brusco hacia el Norte coincide con el de los niveles "purbeck". ¿Comunica el extremo SE de Garraf con una zona muy subsidente?, o ¿Simplemente se trata de una accidentada morfología del substrato, como ocurre en las Honduras Británicas?

5.6.5.2.- El Barremiense de Marmellá

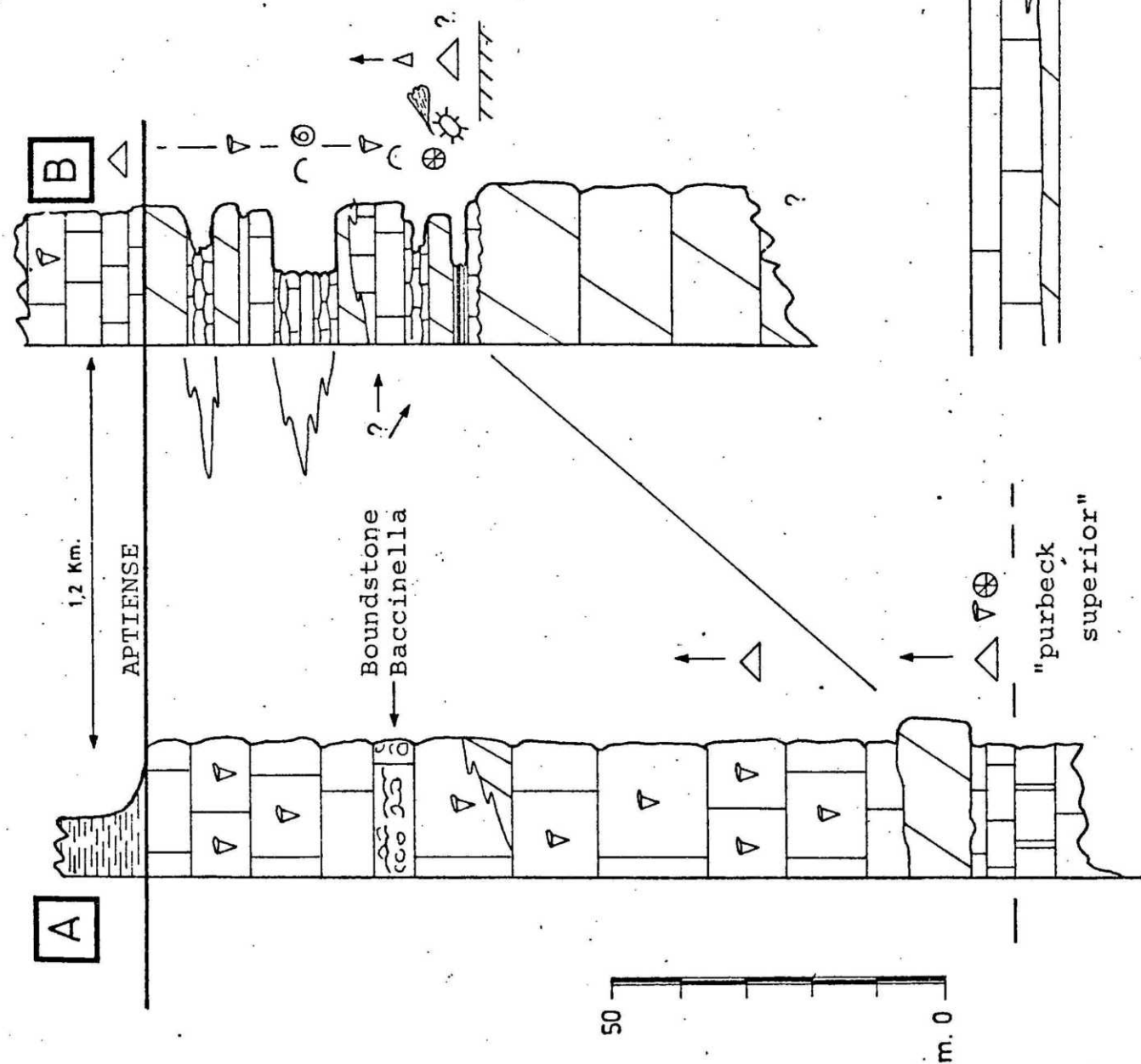
El máximo desarrollo del Barremiense del Montmell corresponde al de la serie tipo de Marmellá con una secuencia de 130-140 m. Dado que el tramo "purbeck" superior en Marmellá sólo tiene 75 m. hasta llegar al Valanginiense bien datado, y que el "purbeck superior" parece contener al Hauteriviense, resulta que en total, el máximo espesor "posinle" del Barremiense en el Montmell no puede sobrepasar en mucho los 200 m.

La secuencia se inicia con 7 m. de wackestones de pellets con fragmentos de Rudistas y Corales, Palorbitolina lenticularis y detritus de Boueina. Estos niveles basales soportan el banco dolomítico descrito en 5.6.4.4. con su posible discordancia.

A partir del nivel dolomítico, los 120 m. restantes de Barremiense, son una serie de bancos de Rudistas, masivos con wackestones pelléticos dominantes y un horizonte de boundstone de Baccinella. En la parte alta son bastante frecuentes los Estromatopóridos, Rodofíceas y los detritus de Boueina. Este conjunto se correlaciona fácilmente con el tramo superior de Garraf.

Fig. 27

EL BARREMIENSE DE MARMELLA.



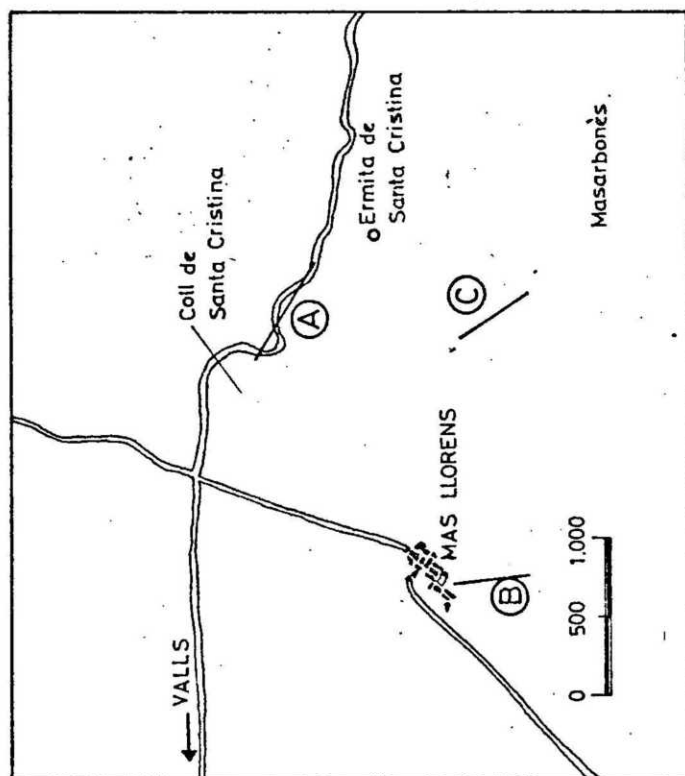
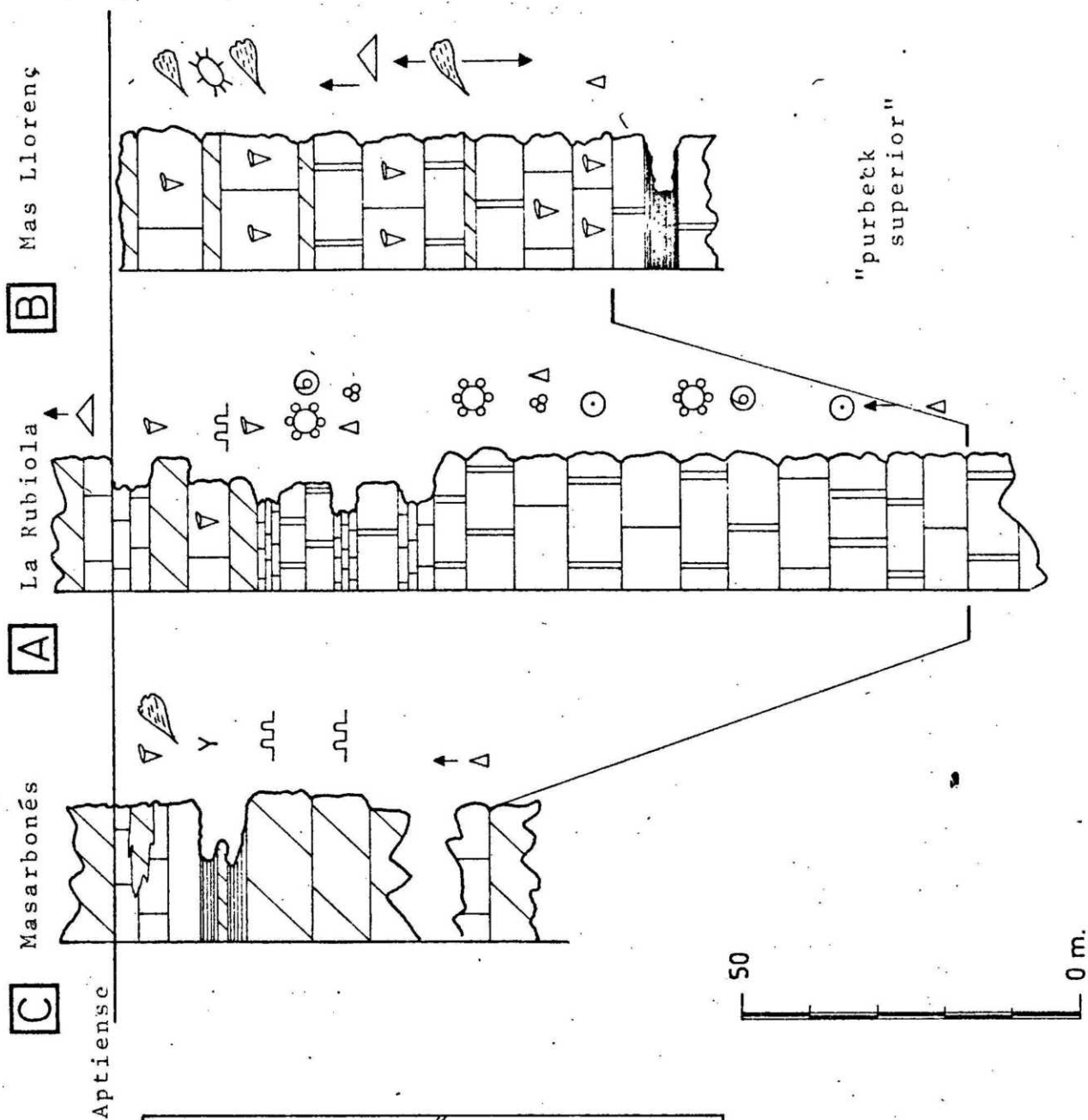
Unos 3 Km. al SE la situación es bastante diferente. La Fig. 27 intenta expresar las posibles correlaciones entre los dos perfiles. La dolomitización lo ha afectado mucho más profundamente y sólo se pueden observar los 50 m. superiores. La base es un paquete dolomítico cuya potencia exacta es desconocida. El contacto con la serie calcárea suprayacente se realiza mediante un hard-ground. El 3 m. de la base son calizas nodulosas y margosas en bancos delgados, una acumulación de grandes fragmentos de *Dasycladáceas*. El tramo siguiente (Fot. 219) son bancos masivos de Rudistas de boundstones de *Baccinella*, Estromatopóridos (?) parcialmente dolomitizados (20 m.). En la parte superior dominan los estratos delgados, margosos y nodulosos, que corresponden a wackestones de Rudistas con Estromatopóridos, Rodofíceas y rodolitos, con algunos bancos parcialmente dolomitizados masivos, de las mismas características que los de la parte inferior. En este perfil se intercalan dos o tres lechos de 20 cm. de mudstones: (B.1).

Hacia el extremo oriental de Montmell, en los alrededores de la Roca Vidal, los niveles correspondientes al Barremiense están mucho más reducidos; son dolomías y limonitas arcillosas rojizas, con granos detríticos de cuarzo e intercalaciones más calcáreas de wackestones de Moluscos y Orbitolínidos. Están ausentes los bancos masivos de Rudistas. Todo hace sospechar la presencia cerca de tierras emergidas.

5.6.5.3.- El Barremiense de Santa Cristina

El desarrollo máximo del Barremiense en el área de Santa Cristina corresponde a la serie tipo (LAM. 7), con un espesor de unos 130 m. Probablemente parte del "purbeck superior" es también barremiense y el total posible de Barremiense puede sobrepasar los 200 m.

En la serie tipo de Santa Cristina se distingue unos tramos basal de 80 m. de alternancias de wackestones de Charáceas y mudstones



EL BARREMIENSE DE
SANTA CRISTINA

Fig. 28

oncolíticos con horizontes de wackestones de pellets y Dasycladáceas. Dominan las primeras facies y no aparecen bancos masivos de Rudistas. Son frecuentes los niveles ferruginosos y arcillosos que recuerdan a los del "purbeck superior". En cambio la parte superior de la serie contiene numerosos horizontes de bancos masivos de Rudistas, en general bastante dolomitizados y finaliza en unos niveles más margosos (2,5 m.), sin que haya aparecido Palorbitolina lenticularis.

La secuencia de las canteras de Masllorens, un par de Km. hacia el SW, muestra unas características diferentes (Fig. 28). En algunos puntos de esta localidad el Barremiense se inicia justamente encima del horizonte laterítico del techo del "purbeck" mediante wackestones oncolíticos de Charáceas y bancos de Rudistas y Ostreidos. Sin embargo en otros puntos muy próximos, entre el horizonte laterítico y los primeros niveles datables como Barremiense, se sitúan hasta 15 m. de wackestones de Charáceas. Desde la base al techo del perfil se establecen unos 80 m. de bancos masivos y compactos; aunque no está presente la base del Aptiense, la asociación Palorbitolina lenticularis y Cuneolina hensoni indica su proximidad (cfr. Ramírez del Pozo). Respecto a P. Lenticularis es interesante constatar que aparece desde la mitad del perfil (a 40 m. de la base), mientras que en la serie tipo está ausente.

El perfil de Masllorens presenta menos bancos dolomíticos que el de la serie tipo, pero en cambio, son frecuentes los romboedros de dedolomita (microsparita) en las grietas, y en general dispersos en los bancos masivos. Los veinte primeros metros basales son wackestones de Rudistas. Otra característica diferencial entre las dos series es la abundancia de calcarenitas packstone de pellets e intraclastos en la parte alta de Masllorens, con Baccinella-Lithocodium como organismo incrustantes.

Dadas las excelentes condiciones del afloramiento, se han podido extraer interesantes datos del estudio del Barremiense de Masllorens. En la Fig. 24 se resumen los principales características

de la estratificación de distribución de facies en detalle. Parecen establecerse dos ciclos imprecisos de unos 10 m. cada uno, que terminan en bancos dolomíticos. Son característicos los "burrows" rellenos de romboedros dolomíticos atravesando las partes altas de los bancos de Rudistas (facies de mudstone-wackestone de Dasycladáceas). Otro detalle interesante es la litificación inicial de los packstones calcareníticos (Fot. 248 y Fig. 24).

Hacia el SE, a pocos kilómetros de Masllorens, la secuencia se reduce extraordinariamente (perfil de Masarbonés). En la parte superior aparecen algal-mats estromatolíticos dolomitizados, seguidos de horizontes lateríticos rojos de 2 m. Los horizontes calcáreos están muy dolomitizados, pero se reconocen wackestones pelléticos y de fragmentos de Rudistas con Rodofíceas.

Más hacia el S, en los alrededores de Bonastre, el Barremiense está mucho más reducido con niveles dolomitizados incorporados en el hard-ground erosivo sobre las Dolomías Negras e incluso sobre el Keuper (Fot. 236). Los restantes 5 m. son margosos y con calizas nodulosas en bancos delgados en facies de wackestones de Orbitolínidos, y se pasa insensiblemente al Aptiense. Desde Bonastre al E y al SE el espesor del Barremiense vuelve a incrementarse (Más del Lleó).

Todos estos datos parecen señalar la presencia de unas zonas emergidas, prácticamente durante todo el Barremiense, desde Bonastre y hacia Salomó. Desde Santa Cristina hacia el sur nos acercamos a esta zona. Hacia Masllorens, la presencia de Rodofíceas y Codiáceas hace pensar en una zona "más marina". En fin queda como bastante probable que la cuenca de Marmellá-Garrafa comunicaba por Santa Cristina hacia el SW. En el próximo apartado perfilaremos este borde.

5.6.5.4.- El Barremiense de Salomó

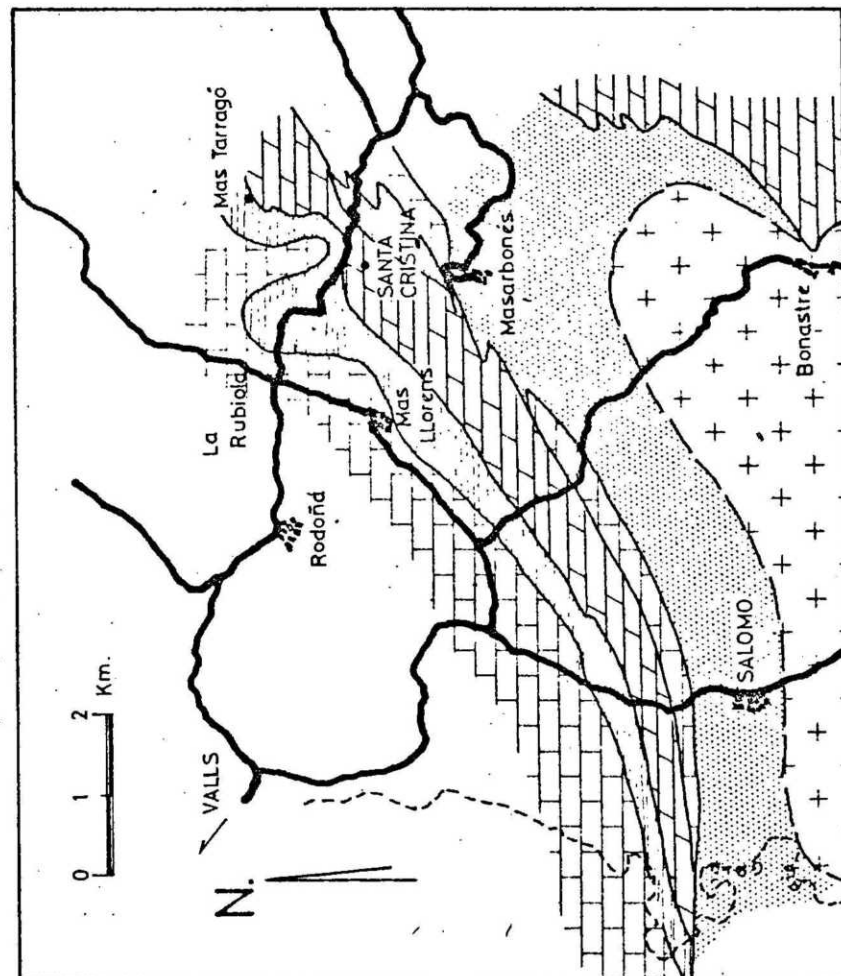
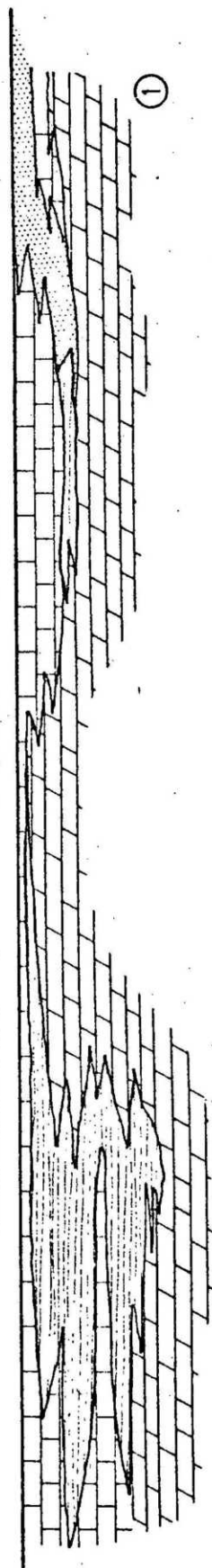
Se distinguen dos tipos de facies barremienses en Salomó: las terrígenas margosas y detríticas, ferruginosas, con glauconita, Coralináceas, Corales, Tritaxia, (wackestones de detritus y pelléticos), ligeramente dolomíticos, y por otro lado, las calcáreas compactas, los bancos de Rudistas, los wacke-tons de Charáceas y Dasycladáceas, etc. En la actualidad, las primeras se hallan hacia el SE, son de potencia muy reducida (0-8 m.), las segundas hacia el NW, y pueden alcanzar de 0 a 20 m. Las facies calcáreas compactas aparecen a modo de cuña en el interior de las facies terrígeno-margosas (Más Cardenal) y en las zonas de máximo desarrollo contienen estructuras arrecifales de Rudistas que se dolomitizan parcialmente y se confunden con la parte superior de las Dolomías Negras. En la cuña calcárea es bastante constante un nivel basal de calizas y margas lacustres tipo "purbeck" (Fig. 29, LAM. 5).

La reconstrucción paleogeográfica del Barremiense de Salomó debe tener muy en cuenta el posterior giro de las estructuras según las ideas de la LAM. 11 (4.9.4.-). En la fig. 29 se expresa el proceso de reconstrucción según la hipótesis más simples y sencillas. Probablemente el ángulo de giro puede ser en realidad mucho mayor pero para ello es preciso un estudio tectónico más detallado. Los resultados obtenidos por este procedimiento permiten explicar mucho mejor la distribución de facies en el contexto regional.

Teniendo en cuenta todas estas ideas, obtenemos que el "purbeck" barremiense del corte E (LAM. 11) debe desplazarse hacia el N y NE, relacionándose claramente con la secuencia de Santa Cristina. Por el contrario las facies terrígeno-margosas del corte A deben desplazarse al SW de su posición actual. Con ello, se dibuja una zona de influencia más continental hacia el S (Más Cardenal, Vespella), con abundancia de arenitas cuarzosas rojizas (Fot. 229) y tinción y alteración del techo de las Dolomías Negras. Los wackestones de detritus (B.5) con Rodofíceas, deben quedar situados más

S.E. (S.W.)

Δ



EL BARREMIENSE
DE SALOMO

Dolomías

Calizas mud-banks de Rudistas

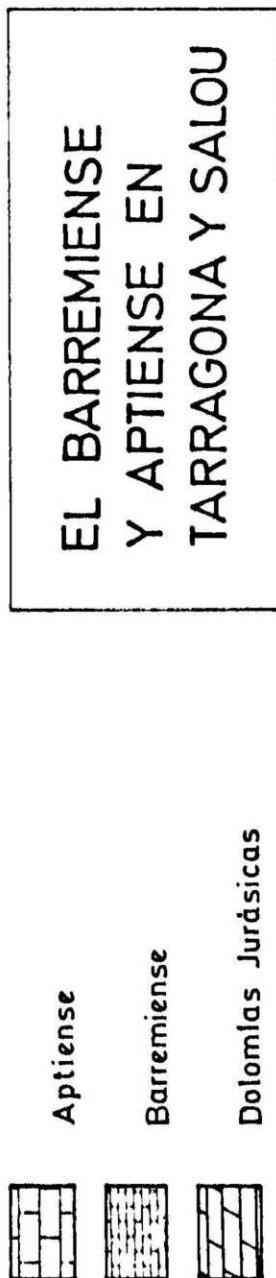
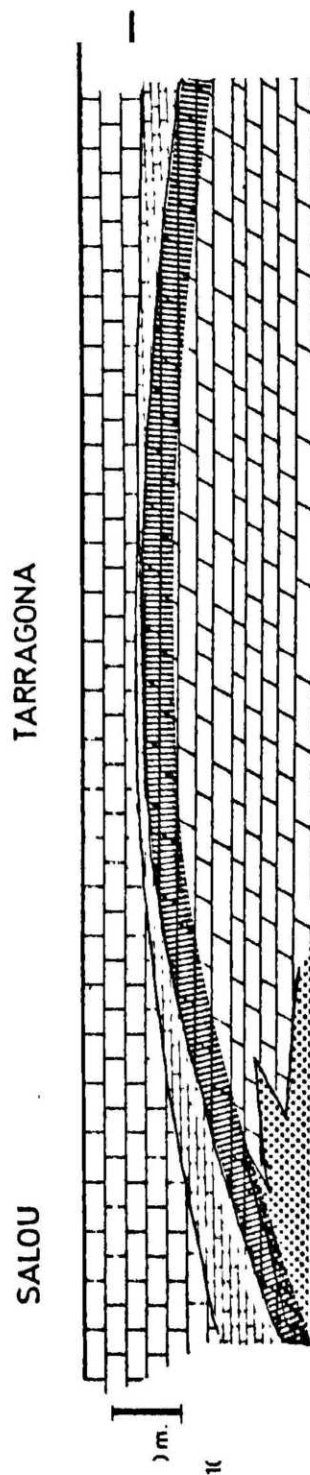
Calizas de agua dulce (Charáceas)

Margas y arenitas rojizas

Barremiense ausente

Fig. 29

Fig. 30



EL BARREMIENSE Y APTIENSE EN TARRAGONA Y SALOU

al W, relacionándose tal vez con condiciones algo "más marinas". En el Barremiense del área de Salomó las tierras emergidas (?) deben situarse claramente al Sur. La sedimentación calcárea se situaría hacia el N, diferenciándose una zona de influencia de agua dulce ("purbeck") hacia el NE, y unos bancos de Rudistas hacia el NW.

5.6.5.5.- El Barremiense de Tarragona-Salou

El corte más completo es el de Salou; (LAM. 3); son bancos masivos, arcillosos con Rudistas pequeños y burrowing, micritas wackestones con Orbitolínidos. En Tarragona está apenas representado por 1 m. de calizas arcillosas con Choffatella, que pasan hacia arriba a wackestones peléticos con Orbitolínidos, Rudistas (LAM. 4). Hacia el extremo NE del afloramiento de Tarragona el espesor de Barremiense puede llegar a 2 m. y aparecen calizas compactas de wackestones de pellets y Miliólidos; los escasos Orbitolínidos son los fragmentos más grandes. Palorbitolina lenticularis aparece justo en el techo del Barremiense. Vuelve a insinuarse hacia el norte una zona "más marina" que hacia el Sur (Fig. 30).

5.6.6.- INTERPRETACION

Hasta ahora hemos definido unas facies y examinado su distribución. Nos queda interpretar su significado. Algunos grupos, como el algal-mat, ha sido ya analizado e interpretado en anteriores capítulos. Los otros grupos forman un aspecto texturalmente continuo sin embargo la biofacies y la significación deposicional pueden ser muy diferentes.

Los mudstones, mudstones oncolíticos y wackestones de Charáceas ya los habíamos observado en el "purbeck". La presencia de oogonios y tallos de Charáceas en abundancia, debe interpretarse en relación con áreas de agua dulce o incluso salobre, en fondos arenosos o fangosos (CHAPMAN 1969, pág. 115, FRITSCH 1935). Muy

pocos grupos actuales se hallan en aguas salobres (sólo un 13 % de ellos) y es excepcional encontrarlas en salinidades superiores al 15 ‰ (DAWSON 1966), pág. 141). De todas maneras TABB et al (1962, pág. 50) citan una breve resistencia de Chara en condiciones de hasta 30 ‰. Un oogonio aislado puede implicar transporte hacia áreas "más marinas", pero no su acumulación, sobre todo si va acompañada de tallos con incrustaciones oncolíticas. En la Bahía de Florida, las Charáceas, se hallan en salinidades de hasta 5 ‰ (SCHOLL 1962) en las márgenes de las zonas pantanosas de Everglades. En las Honduras Británicas se hallan exclusivamente en las mismas desembocaduras de los ríos, con salinidades muy inferiores al 10 ‰ (PUSEY 1964) y son muy raros sus fragmentos en otras áreas.

Las facies B_1 y B_2 representan claramente las condiciones extremas, marginales, ocasionalmente con bird-eyes (SHINN 1968 a), implicando una situación supralitoral o interlitoral alta a lo sumo. En B_3 , la introducción de foraminíferos y fragmentos de Dasycladáceas, ha de implicar un incremento de la salinidad. Los oncolitos de Cayeuxia representan tal vez condiciones más salobres, pues no se han citado nunca estas Codiáceas en facies de agua dulce (BROWN 1963),. Sin embargo existe una gradación aparentemente continua entre Cayeuxia-Ortonella-filamentos; los oncolitos de filamentos se presentan exclusivamente en facies ricas en Charáceas, pero en cambio estas pueden tener incrustaciones de Cayeuxia.

Las facies asociadas a los bancos de Rudistas deben representar un amplio margen de condiciones ambientales. Deben admitir bruscas variaciones de salinidad como para permitir la recurrencia a facies del grupo B_1 B_2 B_3 , e incluso exposición subárea (dolomitización, charcas de Charáceas, birdeyes, algal-mats laminados, lateritas,.....). Por otra parte, el incremento de la variedad y riqueza de las biofacies desde los wackestones de Dasycladáceas a los de Rudistas y pellets, parece relacionarse con situaciones de salinidad marina normal, sobre todo con la aparición de Corales, Estromatopóridos, Equínidos, Rodofíceas (Solenoporáceas, Es-

Fig. 31

GRAINST. PACKST.

WACKESTONES

MUDSTONES

B ₈	B ₇	B ₆	B ₅	B ₄	B ₃	B ₂	B ₁
----------------	----------------	----------------	----------------	----------------	----------------	----------------	----------------

BOUNDSTONES

ONCOLITOS

CHARACEAS

Lenticulina

FORAMINIFEROS

ORBITOLINIDOS

Palorbitolina

Cylindroporella

Macroporella

Munieria

Actinoporella

Neomeris
Acicularia

Baccinella

RODOFICEAS

Boueina
Lithocodium

ESTROMATOPORIDOS
CORALES

DOLOMITIZACION

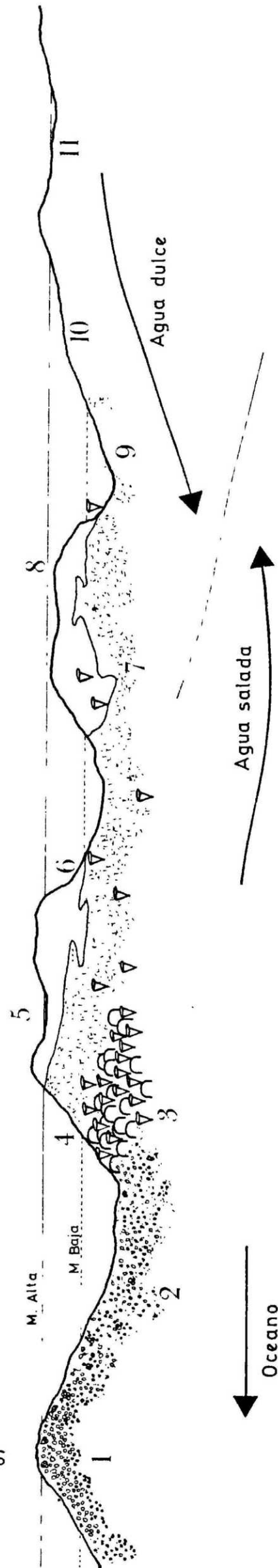
CARACTERISTICAS
DE LAS FACIES
DEL
BARREMIENSE

ALGAS

MUD - BANKS

SPIT

MARSH



Calcareenitas

Pellets

Micrita

Rudista

Organismos incrustantes

HIPOTESIS SOBRE EL MODELO DEPOSICIONAL
DE LAS FACIES DEL BARREMIENSE.

Fig. 32

quamariáceas, Coralináceas), Braquiópodos.

El predominio del fango y los pellets de pequeño tamaño, la mala granoclasificación, la angulosidad de los fragmentos de Moluscos, la estratificación masiva, homogénea,..... podrían indicar condiciones de baja energía hidrodinámica. Sin embargo ello es poco probable por los indicios que poseemos de una compleja comunidad (abundancia de pellets, burrows, organismos calcáreos, perforaciones, y la presencia de función arrecifal según veremos más adelante). Es preciso un constante aporte de nutrientes para soportar esta población. Los niveles de intraclastos, grapestones y packstones, granos micritizados y redondeados, sugieren cierto aporte por corrientes por lo menos localmente. En fin, todo parece indicar la presencia estabilizada de una cobertera vegetal (algal-mat, fanerógamas marinas, etc.), según los resultados de SCOFFIN (1970) NEUMANN et al (1970).

Esta cobertera vegetal podría ser el substrato de una rica epibiotas (briozoos, foraminíferos, algas calcáreas, etc. etc.). Algunas estructuras atribuidas a burrows o grietas blandas podrían representar las raíces de plantas superiores.

Todos los datos que poseemos de los bancos de Rudistas y sus facies asociadas, son equiparables a las características de los mud-banks actuales. Más adelante ampliaremos algunos detalles sobre estas estructuras.

Las algas calcáreas nos permitirán precisar un poco más el ambiente deposicional, según el esquema de las Fig. 31, 32) Las Rodofíceas, tanto las formas incrustantes como las arborescentes, asociadas a Estromatopóridos y Corales, implicarán las condiciones más externas, marinas y arrecifales. Coincide con la abundancia de las incrustantes Baccinella y Lithocodium y los fragmentos de Boueina-Arabicodium. Los fragmentos de Lithocodium sueltos pueden confundirse con los del grupo Boueina-Arabicodium, todos ellos representan los antecesores de Halimeda, que no aparecen hasta finales del Cretácico. Las Dasycladáceas actuales ofrecen un amplio

margen de adaptación y especialización a diversos ambientes de lagoon y bahía. Lo mismo parece ocurrir en el Barremiense. Cylindroporella y Macroporella representan las condiciones más internas salobres seguramente. La adición de Actinoporella y Salpingoporella parece indicar una situación intermedia, la adición de Neomeris, Acicularia, Munieria parece señalar los ambientes más marinos, arca de las formas arrecifales.

La presencia de foraminíferos más relacionados con las condiciones de la plataforma externa, Lenticulina y Tritaxia, se interpreta como un indicio de comunicación con zonas de mar abierto simplemente, ya que nunca son frecuentes en las facies barremienses. BOCK (1971) halla Lenticulina en las cercanas áreas del Golfo de México exclusivamente CONRAD (1969) la señala en los bordes externos de las plataformas barremienses. Merece una consideración especial es problema de Palorbitolina lenticularis, parece que sólo aparece cuando en los bancos de Rudistas existe ya una débil función aglutinadora (Baccinella por lo menos), implicando condiciones más externas que el grupo Orbitolinopsis-Paracoskinolina.

Finalmente los grainstones (keystones) ya nos indican una facies de playa de energía, un "spit" (DUNHAM 1970, BURRI et al 1971). Estos "spits" evolucionan lateralmente se intercalan masivamente en las secuencias de los mud-banks, a modo de "spillover". Han de implicar los materiales más marginales, del Barremiense. Una facies problemática es la representada por los wackestones de detritus. Su contenido en Lenticulina, Braquiópodos, Equínidos,..... hace pensar igualmente en una comunicación con zonas de plataforma abierta. Por un lado representan la base de la invasión del Barremiense sobre la plataforma estable de Tarragona y algunas intercalaciones en los mud-banks de Marmellá y sobre todo Garraf, situándose poco después del techo de un banco masivo, hard-ground, bancos dolomíticos, horizontes arcillosos, etc. Estas invasiones bruscas sólo adquieren cierta importancia en el sector SE de Salomó, en el resto de las localidades son muy efímeras. ¿Podrían tratarse de depósitos de tormenta? PERKINS and ENOS 1968, BALL et al

(1967) PRAY (1965) hallan depósitos fangosos de origen "más oceánico" después de los grandes huracanes, su espesor máximo es uno 10 cm. sobre los mud-banks de la Bahía de Florida. En el Barremiense pueden alcanzar espesores de hasta 30 cm. El origen de esta facies queda totalmente como problemática.

Con todas las ideas expuestas en este apartado puede construirse un modelo conceptual sobre las condiciones deposicionales de las facies barremienses (Fig. 32). Es simplemente el reflejo de las tendencias y asociaciones analizadas. Su interpretación geográfica requiere mucho cuidado. Es muy importante tener en cuenta que un mismo punto de la bahía de Florida puede sufrir brusca variaciones de salinidad durante el año. Durante los estiajes se alcanzan valores del 35-40, y localmente, 70 ‰. En las zonas próximas a las zonas de pantanos de agua dulce (Everglades) o en las descargas anormales de las grandes lluvias la salinidad desciende por debajo del 10 ‰. Ello implica que puntos internos de la bahía sufren variaciones del 10-70 ‰. (Datos de GINSBURG 1956, TABB et al 1962, GORSLINE 1963, SCHOLL 1966). Debe tenerse en cuenta además las posiciones del plano de contacto agua dulce-salada: en las desembocaduras de los ríos pueden presentarse colonias coralinas, mientras el agua superficial es dulce (PUSEY 1964).

5.6.7.- LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES DE LA CUENCA SALOU-GARRAF

Los valores numéricos de la Fig. 22 reflejan una tendencia clara en la distribución de facies. No se pretende que sean datos exactos, se trata de valores indicativos. Las facies más externas, los grainstones, se hallan sólo en Garraf. Son los lóbulos internos de los "spits" de alta energía; hacia el Sur de Garraf se halla la plataforma abierta. Las facies consideradas de aguas más dulces (B_1 , B_2 y B_3) muestran una distribución bien definida. Predominan en Garraf, Salomó y la parte nord-oriental de San

ta Cristina. Deben indicar la posición de las zonas de descarga de agua dulce. (LAM. 15).

Durante la mayor parte del Barremiense la cuenca es una prolongación de las condiciones ya establecidas en el "purbeck". Sólo en el mismo techo del Barremiense se desbordan los antiguos límites y se invade tímidamente la plataforma estable de Tarragona, por sedimentos "más marinos" aunque no completamente (ver Salomó 5.6.5.4.-).

Se perfilan con mayor posición las características de la cuenca. Garraf occidental y Montmell central son las áreas "más marinas" implicando desarrollos arrecifales, detritus de Boueina. Garraf es la zona de mayor influencia marina, además de los grainstones añadimos la cita de Amonites barremienses de Kilian. En Marmellá sólo llegan los desarrollos arrecifales en mud-banks de Rudistas. El Montmell oriental presenta indicios de tierras emergidas. En Santa Cristina se define claramente un paso más marino hacia el W con una "isla" al S. El Barremiense de Santa Cristina Salomó y tramo inferior de Garraf muestran continuas recurrencias al "purbeck", hacia Masllorens es más marino. El tramo superior del Barremiense de carácter más marino en toda la cuenca, empieza antes y tiene mayor desarrollo en Garraf, Marmellá, y menos en Masllorens, Santa Cristina y Salomó.

Hasta ahora hemos visto como varios detalles de los sedimentos barremienses encajan en modelos tales como mud-banks, bahía, etc....., La distribución de facies, además, nos llega a sugerir que se refleja la disposición general del modelo de la Bahía de Florida. En el siguiente apartado detallamos algunos aspectos de este modelo.

5.6.7.1.- El modelo de la Bahía de Florida

La bahía de Florida con sus 3.500 Km² es una plataforma de aguas someras (0-5m.), con relieves locales máximos de 2 m. integrada

por bancos de fango (mud-banks). Hacia el Sur (SE) una barrera de islas pleistocenas la separan del lagoon "back-reef" de Florida Keys; una serie de canales de marea perpendiculares introducen aguas y sedimentos del lagoon hacia la bahía; algunos corales y Halimeda pueden colonizar los escasos fondos rocosos unos pocos kilómetros hacia el interior de la Bahía. Abundan las praderas de Thalasia y los Moluscos y los Miliólidos, junto con los Peneróplidos (GINSBURG 1956, SCHOLL 1966). Crane Key y Surgalof Key son complejas mud-banks cercanos ya a las islas pleistocenas, que soportan algal-mats estromatolíticos y dolomíticos (SHINN 1968 b, ATWOOD and BUBB 1968).. Los burrows son abundantes en los bancos, así como los depósitos de tormenta, detritus de moluscos, etc. La distribución de los mud-banks depende fundamentalmente de complejos procesos hidrodinámicos y del relieve (Karsti) del zócalo pleistoceno (KERR 1972); en muchos casos parece ser secundario el efecto baffle y estabilizador de la vegetación. Suelen tener una forma circular, con un gran lago central. Los bancos mayores, cercanos al golfo de Méjico y submergidos, son acanalados y crecen por acreción lateral. Los situados hacia el Norte pasan a islas de manglares y corresponden a las zonas de mayores variaciones de salinidad (MULTER 1969). Típicamente se les puede considerar como lagos entrelazados circulares, con bordes fangosos.

De la bibliografía existentes podemos deducir tres modelos de mud-banks:

- Mud-bank externo, tipo Rodríguez Bank en el "back reef lagoon" MULTER 1969).
- Mud-bank simple, tipo Crane Key con algal-mat, o bien tipo Shark Bay (Australia, DAVIES 1970 a) con crestas arenosas de playa, o bien el del canal de Key West (JINDRICH 1969).
- Mud-bank arrecifal, tipo Ten Thousand Islands, al norte de la bahía de Florida, en contacto con el marsh de Everglades.

Este último tipo nos interesa especialmente de cara a los bancos de Rudistas. SHIER (1969) determina la siguiente evolución:

- Transgresión sobre una plataforma somera y formación de una barrera arrecifal a base de Gasterópodos Vermétidos y Ostreidos.
- Formación de una cresta de playa y diferenciación de una bahía interna (hipersalina y salobre) en la que se acumulan arrecifes de Ostreidos.

Estos bancos fangosos implican crecimientos durante transgresiones y la posibilidad de obtener grandes masas en condiciones periódicamente letales para toda la población de constructores.

En la bahía interna se desarrollan complejos mud-banks en fondos arenosos y fangosos, arrecifes de Ostreidos, Rodofíceas (i), praderas de Dasycladáceas, Codíaceas y Charáceas dependiendo de las variaciones de salinidad y la circulación de aguas.

El hecho de que los mud-banks se desarrollan preferentemente en áreas con depresiones circulares en el zócalo pleistoceno induce a pensar que el modelo de distribución de los mud-banks depende de los procesos kársticos en este zócalo (KISSLING 1968, SIEMERS and DODD 1969, y DODD and SIEMERS 1971).

5.6.7.2.- Los mud-banks de Rudistas del Barremiense

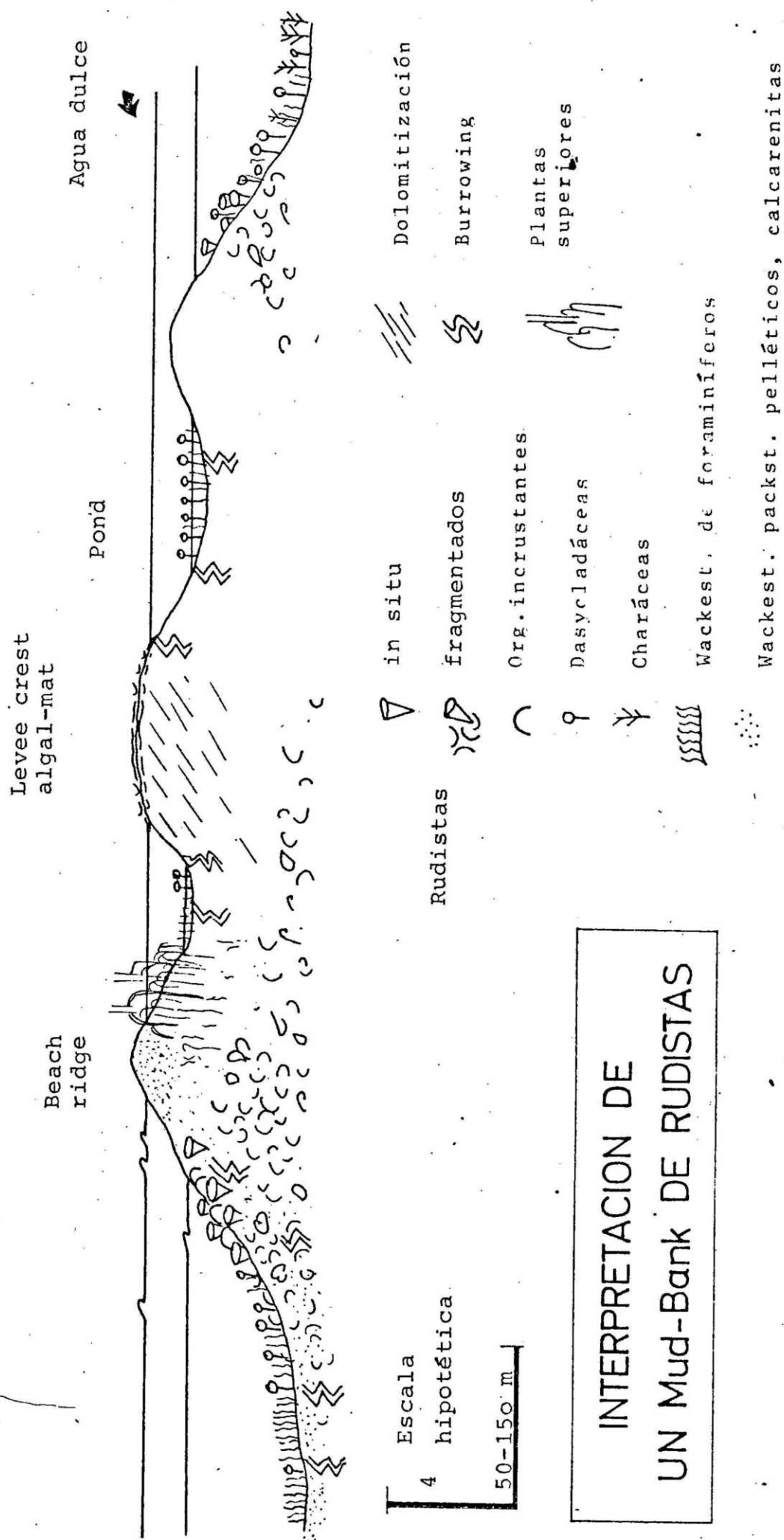
Los Rudistas en el Barremiense poseen tamaños que varían entre 2-15 cm. (en la base) y 15 cm. (en el techo). Aparecen acumulados en horizontes de 20-40 cm., fragmentados y desplazados de su posición de vida. Sólo en un 6 % de los casos es posible observar grupos soldados de dos, tres o cuatro individuos. Los fragmentos son extraordinariamente angulosos, sugiriendo fractura por compactación, boring o masticación. En la mayoría de las

muestras, los fragmentos aparecen "flotando" en la matriz fangosa y pellética, en pocas zonas parece existir contacto entre ellos. Muy probablemente este contacto se debe a compactación (packstones).

Aparte de estas características generales, los mud-banks son diferentes a lo largo del Barremiense. En la base corresponden a tipos sencillos; predominan los gasterópodos sobre los Rudistas. Al aumentar su proporción y tamaño, los Rudistas se asocian a Baccinella y Corales muy escasos. Los Corales son de tipos arborescentes pequeños, en fragmentos de hasta 1 cm. de diámetro. La estructura más compleja se alcanza en el mismo techo del Barremiense. De todas maneras la relativa escasez de Rodofíceas y Corales y la abundancia de Rudistas, sugiere que no se trata de un banco equiparable al de Rodríguez Key, sino que es mucho más parecido al modelo descrito por SHIER (1969). Parece que esta transgresión coincide con la sustitución de Matheronia por Toucasia como núcleo del banco.

La transgresión general del Barremiense terminal introduce en la cuenca aguas más marinas que permiten inicios de construcciones arrecifales en los frentes de complejos mud-banks, en los que ya antes se habían iniciado arrecifes de Rudistas exclusivos. Encima de estos mud-banks se pueden hallar charcas con algal-mats dolomíticos, sedimentos que los "burrowers" se encargan de introducir hacia las partes más bajas. La dolomitización por "seepage reflux" en estas condiciones parece un mecanismo muy probable. Las zonas sublitorales de estas charcas pueden contener una abundante población de Dasycladáceas, Gasterópodos y Foraminíferos. Hacia el interior o tal vez simplemente durante períodos de gran descarga de agua dulce, se establecen zonas con Charáceas y oncolitos (Fig. 33).

SHIER (1969) indica una serie de semejanzas entre los Rudistas y los arrecifes de Vermetus. BOSSELLINI (1972) relaciona los bancos masivos de "Lithiotis" del Jurásico, con las acumulaciones de Ostreidos en los complejos tifal-flats o en bahías. En nuestro ca-



INTERPRETACION DE
UN Mud-Bank DE RUDISTAS

Fig. 33

so parecen mucho más comparables los Ostreidós en una bahía por su resistencia a las variaciones de salinidad y la ausencia de depósitos de canal (lag). cross-bedding, en las estructuras examinadas (Fig. 24). GRIFFITH et al (1969) señalan la semejanza de unos depósitos del Cretácico de Texas con el modelo de Florida (Reef y Bahía), pero se trata de un trabajo general y de hecho no aportan precisiones sobre sus facies que permitan su comprobación.

5.7.- EL APTIENSE

En la mayor parte de la cuenca no existe ninguna discontinuidad litológica que permita reconocer la aparición del Aptiense; la continuidad con el Barremiense parece completa. Sólo la microfauna nos ofrece un criterio válido: Orbitolinopsis simplex, Praeorbitolina cormyi y Palorbitolina lenticularis, se condieran ya Aptienses. El techo viene definido por la asociación Neorbitolinopsis connulus, Mesorbitolina texana texana (serie tipo de Marmellá) que se considera Albiense. Sin embargo en la mayor parte de la cuenca el techo del Aptiense pertenece a la facies "utrilas": niveles margosos rojizos, con un horizonte basal de abundantes Trigonia. En las consideraciones sedimentológicas tiene interés el diferenciar un Aptiense Inferior (Bedouliense) y un Aptiense Superior (Gargasiense), con la aparición de M. texana texana. (Orbitolínidos clasificados por el Dr. J. Ramírez del Pozo)

5.7.1.- COMPONENTES TEXTURALES PRINCIPALES

Los componentes texturales de los materiales aptienses son prácticamente los mismos que los del barremienses. Sin embargo se observan algunas diferencias significativas que a continuación mencionaremos.

- a) Micrita: La variación más importante estriba en la presencia de una importante proporción arcillosa, en algunos niveles el contenido en carbonatos puede llegar a un 30 % escaso. Macroscópicamente y en fractura fresca estas margas son de color gris azulado oscuro. Los niveles más arcillosos son poco fosilíferos (Fot. 313, 314) . En el microscopio se observa una fábrica micrítica gruesa, localmente microsparítica, densa, opaca y formando gránulos difusos de tamaños equivalentes a pellets (Fot. 285, 286). Se presentan con frecuencia partículas y núcleos interpretados como mineralizaciones de pirita; son típicos en las camarillas de los microforaminíferos. En algunos puntos se observan restos dudosos de Nannoconus, pero estos son poco frecuentes o están muy alterados. La observación de varias muestras de micrita en el microscopio electrónico a "scanning" revela que se trata de un mosaico de granos irregulares, fragmentos de organismo (?) o tal vez, restos de rocas

antiguas que se han cementado neomórficamente y que la fracción "cemento visible" es muy escasa.

Existe toda una gama continua de muestras de micritas arcillosas a micritas compactas con poco residuo insoluble. Aunque no se ha realizado un estudio cuantitativo, en conjunto la micrita del Aptiense suele ser mucho más arcillosa que la del "purbeck" o del Barremiense. En el Aptiense faltan, o son muy escasas, las muestras de micritas de grano fino, densas, compactas (Fot. 257, 262, 264, 254, 258). La fábrica de la micrita, incluso en los casos de mayor capacidad, corresponde generalmente a la variedad que hemos venido denominando micrita gruesa, difusa. Las variedades que más se aproximan a las micritas densas se localizan geográficamente en un punto concreto: la serie tipo de Santa Cristina. En el Aptiense, la diferencia más constatable entre ambas variedades es que la micrita densa no posee pellets, gránulos,.... sino que aparece como una pasta homogénea, pero se resuelve en cúmulos de peloides en las fracturas blandas (Fot. 253, 254).

- b) Pellets: Continuaremos utilizando este término en un sentido muy amplio. Los pellets fecales auténticos parecen presentarse en proporción inferior que en los niveles anteriores. En cambio son muy abundantes los peloides de origen problemático. Entre ellos deben ser predominantes los pequeños fragmentos de bioclastos micritizados (Fot. 291, 294, 297, 259...), que también pueden ofrecer una distribución de tamaños muy homogénea (ver los resultados de SWINCHATT, 1965; FORCE 1969, y DRISCOLL 1970).

Una textura muy problemática son los referidos "gránulos". Desde CAILLEUX (1935) ("grumulex") han sido citados en numerosas ocasiones tipo similares de texturas (clotted o bien mottled, de los autores). Han sido relacionados con procesos de floculación, bacteriales, fábricas más o menos alteradas de cementos submarinos (ALEXANDERSSON 1969; LAND and GOREAU

1970), partículas muy micritizadas (YAMES 1972), noemorfismos relacionados con el caliche (ESTEBAN 1972, LAND 1973)... Parece indudable que esta textura puede ser producida en ambientes y por procesos muy diferentes. En nuestro caso (Fot. 285, 286, 290), su asociación con los niveles micriticos arcillosos sugiere procesos de floculación, sin excluir la posibilidad de micritización intensa de bioclastos y otros mecanismos.

- c) Intraclastos: En este apartado podemos incluir los mismos comentarios que para el Barremiense (Ver además Fot. 319). Conviene insistir en que los granos tipo grapestone (Fot. 294, 296, 305), están ya erosionados: no presentan generalmente los bordes lobulados típicos (ILLING 1954). Ello implica que los grapestones no se forman en la cuenca Salou-Garraf que estudiamos, incluso difícilmente pueden ser litoclastos, puesto que no hemos hallado grapestones lobulados en niveles inferiores.
- d) Oolitos: Los grainstones aptienses suelen contener una proporción de oolitos que varía entre el 20 y 70 %. La mayor parte de los oolitos son de tipo superficial, existiendo una gran variedad de envueltas (Fot. 293 a 295, 297, 305). Desde las débiles envueltas confundibles con la primera generación de cemento fibroso hasta las más gruesas (60 u) existen todos los espesores posibles. Con todo, los más frecuentes oscilan entre 15-30 u. La fábrica es muy semejante a los detectados en niveles inferiores. Se componen de un máximo de tres capas concéntricas cuya fábrica fibrosa original, perpendicular a la superficie es apenas perceptible. Existen también algunos oolitos auténticos, con núcleo muy reducido o ausente (Fot. 297, 293, 305), aunque bien puede ser un producto neomórfico de la micritización centrífuga (PURDY 1968; BATHURST 1969). El hecho de que los oolitos están siempre (la zona de Masarbons es una excepción) asociados a otros tipos de granos implica que no se han formado en el ámbito estudiado de la cuenca Salou-Garraf, puesto que las facies oolíticas autóctonas

se caracterizan por un predominio casi exclusivo de oolitos (ILLING 1954; NEWELL and RIGBY 1957; PURDY 1963).

- e) Fósiles: El Aptiense corresponde a la etapa más fosilífera de la cuenca Salou-Garrafa, contiene la gran mayoría de los yacimientos de macrofauna citados por Almera y Bataller. La diversidad de géneros y especies, así como la cantidad de individuos implican más condiciones francamente marinas, litorales (sublitorales), con Equínidos, Braquiópodos, Bivalvos, Rudistas, Corales, Cefalópodos, Esponjas,.... Las principales novedades se refieren al predominio de las Orbitolinas de gran tamaño (2 mm.) sobre los Orbitolínidos cónicos y altos (Orbitolinopsis simplex), gran abundancia de espículas de esponjas y equínidos,.....En conjunto se aprecia un incremento de los componentes más marinos efecto especialmente destacable en algunos niveles con Lenticulina y Tritaxia abundantes, planctónicos tipo Globigerinelloides o Gavelinella, Cefalópodos y Nannocunus ocasionales, que deben considerarse ya de aguas más profundas (ver por ejemplo WILSON 1969), y TYRRELL 1969 entre otros).

En el Aptiense aparecen los mismos grupos de Algas calcáreas que en el Barremiense. Las diferencias estriban en la ausencia de algal-mats kaminados y estromatolíticos (de Ortonella, etc.) la escasez de Cayeuxia y estructuras oncolíticas similares y la abundancia local de rodolitos (Fot. 299, 300, 302). Los rodolitos son estructuras nodulares, subesféricas constituidas por uno o varios géneros de algas Rodofíceas, dispuestos concéntricamente. En algunas ocasiones las capas concéntricas de Rodofíceas alternan con otros organismos incrustantes (foraminíferos, estromatopóridos, briozoos, serpulidos,....). Pueden presentar un núcleo de bioclasto, intraclasto o carecer de él. La diferenciación con los oncolitos es esencial; los oncolitos son estructuras sedimentarias, una variedad de estromatolito, en las que las algas predominantes son Cianofíceas, que ejercen una función de "trapping and binding" típicamente con alter-

nancias laminares de filamentos y sedimento micrítico. (LOGAN et al 1964). El término rodolito, creado por BOSELLINI and GINSBURG (1971) sustituye a otros tales como algal-ball, algal-biscuit,..... muy poco precisos. El rodolito implica forzosamente condiciones de salinidad marina normal, en plataformas someras de cierta energía, aunque puede hallarse resedimentado en zonas más profundas. Como ejemplos de rodolitos actuales citaremos los del Rodríguez mud-bank de Florida (GINSBURG 1960), las zonas rocosas de las plataformas rocosas de Madagascar (HUBBARD, comunicación personal).

Los rodolitos aptienses suelen presentar como núcleo un fragmento de Coral, y el alga predominante es Baccinella irregularis, aunque también se presentan incrustaciones de Solenopóraceas y Esquamariáceas, briozoos, etc. Ello nos hace sospechar que el "incertal sedis" Baccinella corresponde a alguna Rodofícea, o que por lo menos ocupa en estas estructuras el mismo nicho ecológico. Los rodolitos que hemos estudiado no alcanzan los 3 cm. de diámetro y pueden ser localmente muy abundantes (Costas de Garraf).

5.7.2.- CLASIFICACION GRUPO DE FACIES

Siguiendo el mismo método que en 5.6.2.- las muestras aptienses se pueden agrupar satisfactoriamente en

5.7.2.1.- A.1.- Mudstones-Mudstones Oncolíticos

Def.: Micrita de grano fino: en conjunto menos del 10 % de grano Localmente con acumulaciones de detritus de Gasterópodos, Moluscos, Chara, Ostrácodos, Miliólidos,..... (Fot. 249, 250).

Características: Facies equivalente a B1 y B2 Barremiense (5621 y 5622). La principal diferencia estriba en la ausencia de micritas densas y opacas, de grano muy fino. Además, aquí se observan grietas blandas, wash-outs, incluso vacíos secundarios, rellenos de sedimento diagenético (crystal silt).

5.7.2.2.- A.2.- Wackestones de Charáceas

Def.: Presencia de un 15-35 de fragmentos de Charáceas y/o Gasterópodos, frecuentemente con incrustaciones y oncolitos de tipo Cayeuxia (Fot. 251, a 256).

Características: Equivale al grupo B3 del Barremiense. La diferencia más notable con el Barremiense es la pobreza en componentes accesorios; excepto Glomospira y Miliólidos, los demás foraminíferos y algas son realmente más extraños. Los fragmentos mayores son los de Moluscos, y raramente exceden de los 5 mm. Los peloides pueden estar presentes en proporciones inferiores al 20 %.

Los grupos A₁ y A₂ están muy poco representados cuantitativamente en la cuenca (8,7 % del total de muestras) y se localizan exclusivamente en la serie tipo de Santa Cristina, (37,1 % de la serie). En un par de muestras se observan fenestral tipo LF-BII, típicamente de "wash-out" (DUNHAM 1969 a) con relleños parciales de sedimento diagenético.

5.7.2.3.- A.3.- Wackestones de Dasycladáceas

Def.: Contienen un 20-60 % de fragmentos y detritus de Dasycladáceas, con Miliólidos, Barkerina, Sabaudia, Cuneolina, etc... y escasos Orbitolínidos (Fot. 258, 259).

Características: Se asemejan a las B4. Sin embargo la composición de las Dasycladáceas es algo diferente, son más abundantes Acicularia, Munieria, que Salpingoporella y Actinoporella; Clypeina está ausente. Son frecuentes los fragmentos de Permocalculus, grupo de la Boueina (hasta un 30 % (Fot. 280), las Solenoporáceas, Baccinella, implicando condiciones "más marinas". La población de foraminíferos es menos variada que en el Barremiense. Los pellets (hasta un 30 %) son particularmente finos, inferiores en general a 0,1 mm. y los fragmentos de moluscos (Gasterópodos), bien redondeados, no sobrepasan los 5 mm. La relación grano/micrita es muy variable pudiendo llegar a auténticos mudstones.

Las facies A₃ se asocia claramente a las dos anteriores en la serie tipo de Santa Cristina (13,5 %) y también está ausente en el resto de la cuenca aptiense (excepto una muestra dudosa en Masarbonés). Queda bien patente la estrecha correlación en-

BEDOULIENSE

fot.249: SC 183.Barra=0'5mm. Santa Cristina. Mudstone grueso de detritus de Dasycladáceas.

fot.250: SC 267.Barra=2mm. Masarbonés. Mudstone de grano fino con detritus de Gasterópodos Ostrácodos Los borings de esta facies no presentan criterios adecuados que permitan determinar si su actividad tuvo lugar cuando la matriz estaba ya litiificada.

fot.251: SC 186.Barra=2'2mm. Santa Cristina. Wackestone de detritus de Gasterópodos, con algunas Dasycladáceas, Miliólidos...

fot.252: SC 131.Barra=1'6mm. Santa Cristina. Wackestone semejante al anterior con un Wash-out de paredes irregulares y dentadas, parcialmente relleno por silt diagenético.

fot.253: SM 97.Barra=0'5mm. Montmell. Mudstone en el que una grieta blanda revela que la matriz micrítica es una acumulación de peloides.

fot.254: SC 155.Barra=0'5mm. Santa Cristina. Mudstone con efecto "shelter" en su parte inferior. La rotura de la concha (flecha) provoca una grieta blanda que pone de manifiesto el verdadero caracter de la micrita: una acumulación de peloides.

fot.255: SC 163.Barra=2'2mm. Santa Cristina. Wackestone de Charáceas con wash-outs de paredes irregulares. El relleno de sedimento diagenético presenta laminaciones de peloides oscuros (P) en su techo, separadas por un posible cemento, o mosaico nemórfico (?) (C) y una cierta gradación con el cemento ortosparítico final (d). Ver fot.241.

fot.256: SC 420.Barra=0'5mm. La Rubiola (Coll). La matriz es un wackes-packestone de peloides y granos micritizados. El techo de las cavidades sugiere una débil cementación inicial. El relleno de silt diagenético parece altarar o erosionar el suelo de las cavidades.

ta de mud-banks muy parecidos a los del Barremiense terminal de Garraf y el Montmell; tal vez con un ligero incremento de calcarenitas.

En Tarragona el Aptiense inferior está muy reducido (1 m.). En Salomó también lo está en algunos cortes, pero en los perfiles más al N y NE (en la reconstrucción) el Beduliense supera la docena de metros, y entonces se aprecia un predominio de los wackestones pelléticos sobre los grainstones. Este dato puede implicar una mayor producción y/o estabilización del fango en el Bedouliense de Salomó, en los tiempos que el área de Tarragona estaba prácticamente emergida.

El final del Aptiense en el área estable es particularmente interesante. Aparecen limos margosos y terrígenos, con fragmentos de Ostrácodos, Serpúlidos, y bandas de pellets (?) ferruginosos. La macrofauna está especialmente bien conservada (Trigonia, Tetragramma, Exogyra, Ostrea, Neitheia, Cardium, Astarte, Panopea, en Salomó además Toxaster, Heteraster, Braquiópodos, etc.). Inmediatamente encima se sitúan las margas rojas de la facies "utrillas".

5.7.6.2.- El Aptiense en el área de Santa Cristina

En la secuencia tipo de Santa Cristina el Bedouliense alcanza ya un desarrollo "normal" en la cuenca (casi un centenar de metros). Aparte de un banco de grainstone basal (playa?), el Beduliense se caracteriza por los complejos bancos de Rudistas con alternancias margosas y recurrencias a facies salobres (y de agua dulce?) que se han descrito en 5.7.4.2.- Una característica especial de este Bedouliense es la progresiva desaparición de zonas dolomitizadas que se observa hacia la parte superior de la secuencia; mientras en la base se presenta un potente banco (10 m.) dolomitizado, hacia arriba los canales de "seepage reflux" son menos apreciables, y se reducen a cristales

to intergranular puede suministrar una gran parte del cemento final (BATHURST 1966). Por otra parte, la estilolitización es posterior al cemento monocristalino syntaxial en los bioclastos de Equinodermos. Además en las facies tipo A6, el crecimiento de este cemento es posterior a la micrita de la textura, y ha de incluir forzosamente un reemplazamiento neomórfico (BATHURST 19 pág. 492).

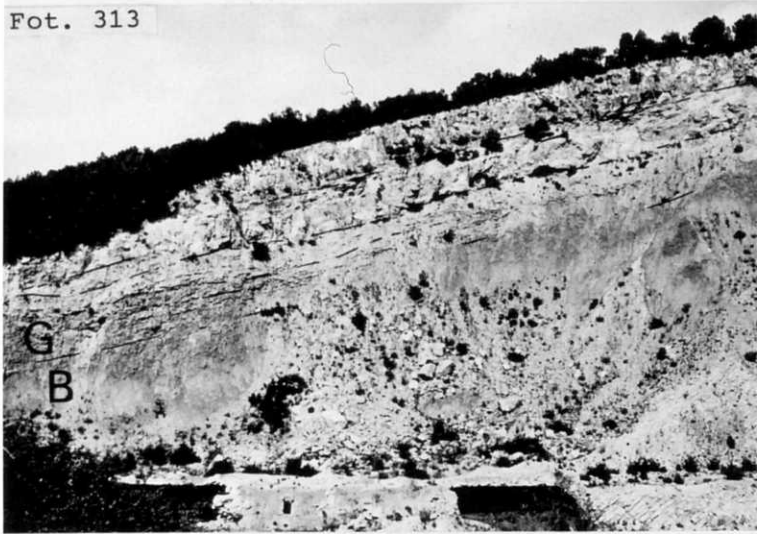
5.7.6.- DISTRIBUCION E INTERPRETACION DE LAS FACIES APTIENSES

5.7.6.1.- El Aptiense en la plataforma estable Salou-Tarragona-Salomó

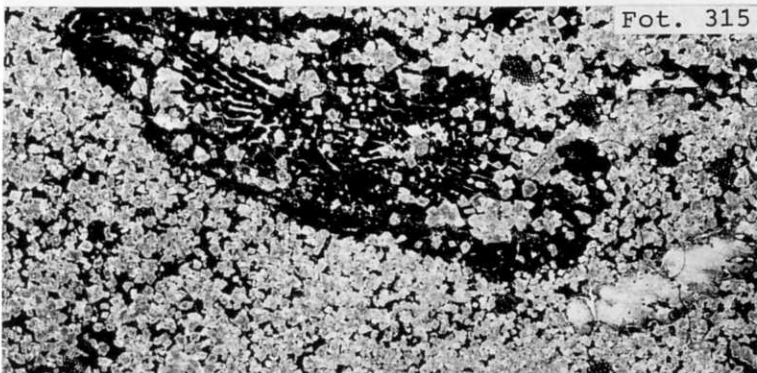
Después de la incompleta representación del Barremiense termina la plataforma estable Salou-Salomó posee ya un desarrollo notable de Aptiense (Inferior y Superior) de unos 14 m. tal vez 30 en Salomó. La base del Aptiense es insensible litológicamente y se aprecia sólo la aparición de nuevos Orbitolínidos. Por otro lado no tenemos indicios de que durante El Aptiense el mar recubriera completamente la plataforma estable. Al Sur de Salomó y Bonastre (Font del Benet) parecen estar ausentes los sedimentos aptienses marinos. Con todo, estas posibles áreas todavía emergidas ocuparían una extensión muy reducida y limitada a la citada región al Sur de Bonastre.

La litología del Aptiense en la plataforma estable es bastante constante. Son los grainstones de grano grueso con abundantes Orbitolinas y fragmentos de Rudistas, wackestones y packstones de fragmentos de Rudistas y Orbitolina, y sólo hacia Salomó hacen su aparición los wackestones y grainstones pelléticos y algunos bancos de Rudistas con alternancias margosas (5.7.4.2). Es evidente que para la mayoría de la plataforma estable las condiciones deposicionales deben referirse a bancos de Rudista con incrustaciones de Baccinella y Arabicodium, restos de corales, Rodofíceas, Briozoos,.... y algunas Dasycladáceas. Se tr

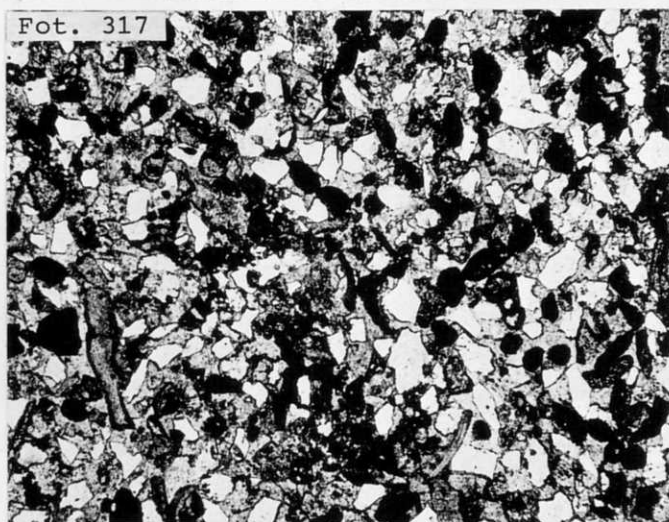
Fot. 313



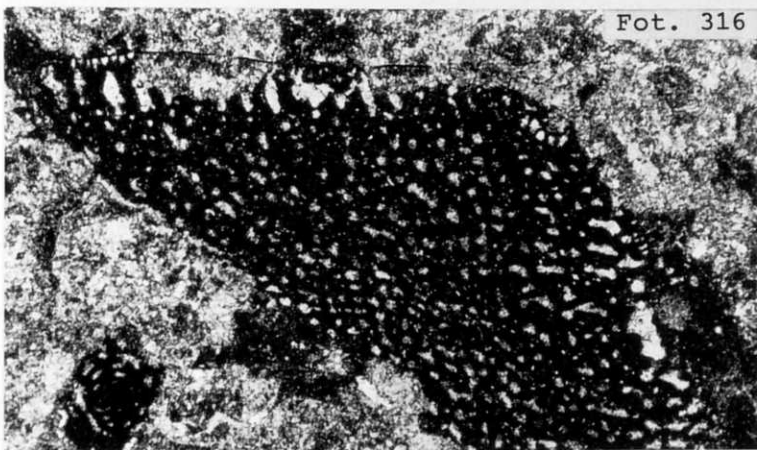
Fot. 314



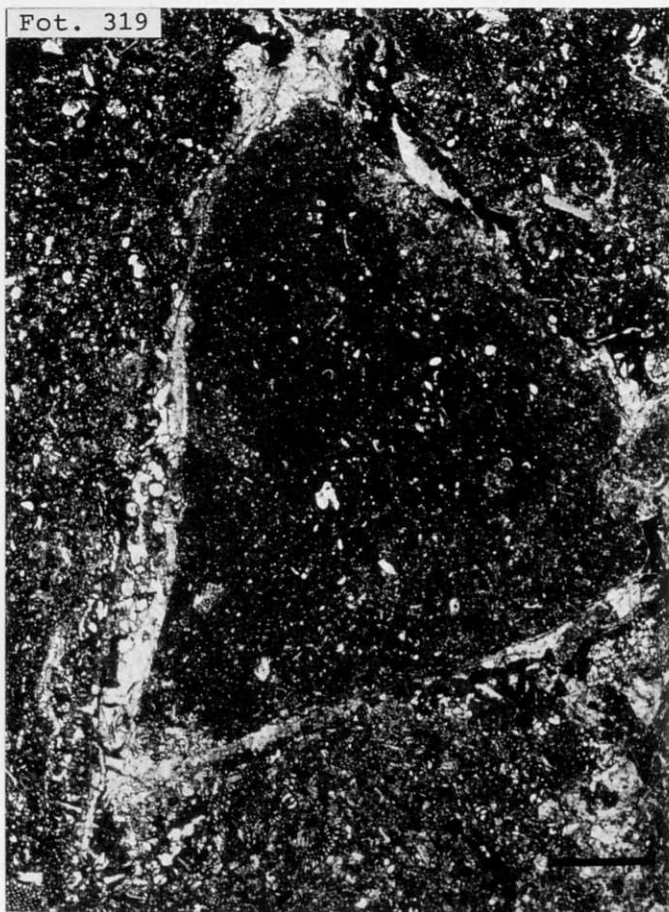
Fot. 315



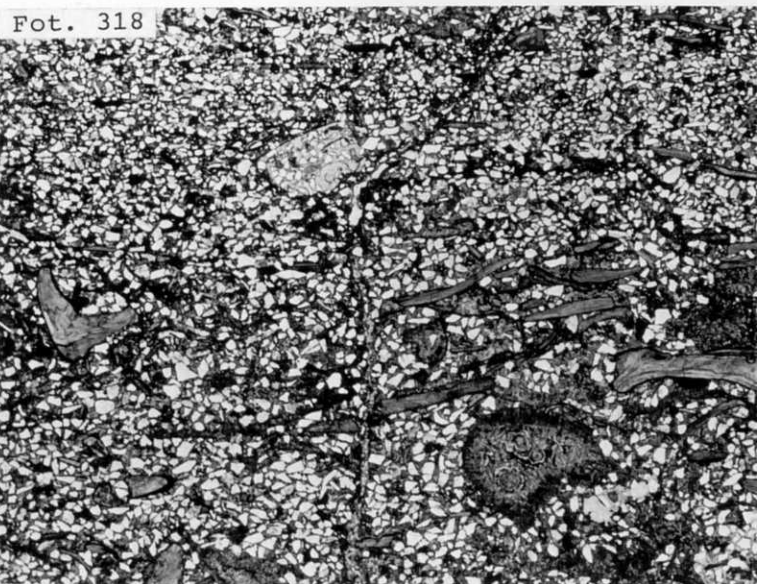
Fot. 317



Fot. 316



Fot. 319



Fot. 318

APTIENSE

fot.313: Els Monjos. Parte superior de las margo-calizas bedoulienses con la base de las calcarenitas gargasienses. El contacto presenta pequeñas discordancias.

fot.314: Els Monjos. Calizas margosas del Bedouliense. La microfauna es muy escasa sobre todo en los interestratos arcillosos. Dominan las espículas de Esponjas.

fot.315: 13291 SC. Barra=0'5mm. La dolomitización porfiroide es muy intensa en la matriz, y se inicia el reemplazamiento del pequeño coral arborescente. (Santa Cristina).

fot.316: SC 200. Barra=0'5mm. Santa Cristina. La dolomitización porfiroide, semejante a la del caso anterior, ha formado un mosaico de dolmicrosparita con trazas de romboesdros.

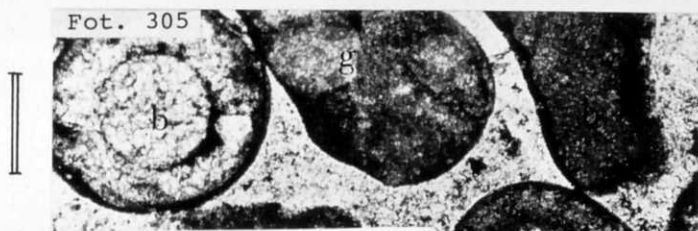
Mesorbitolina, está siendo reemplazada centrípetamente por este mosaico, pero todavía se distinguen sus bordes primitivos.

fot.317: SM 136, Barra=0'5mm. Montmell. Arenita cuarzosa con peloides ferruginosos y fragmentos de Qstréidos.

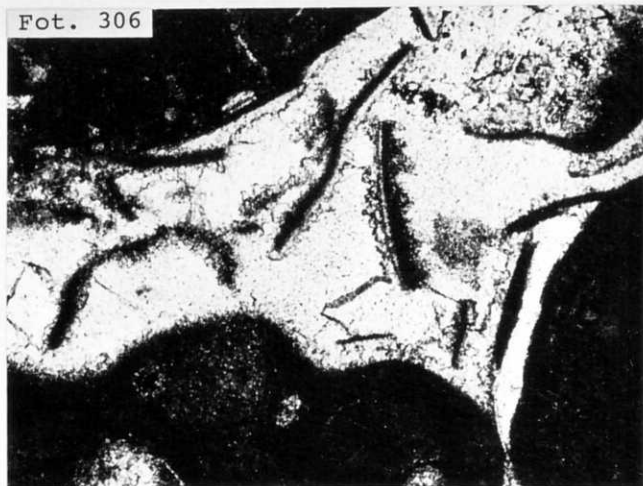
fot.318: SM 117. Barra=0'2mm. Montmell. Semejante al anterior sin peloides ferruginosos. En ambos casos, los materiales superayacentes son bancos dolomíticos y ferruginosos, y después, mud-banks de Rudistas.

fot.319: Sal 65. Barra=2'2mm. Salomó. Grano de micrita con incrustación de Baccinella irregularis en un wackestone de Orbitolínidos.

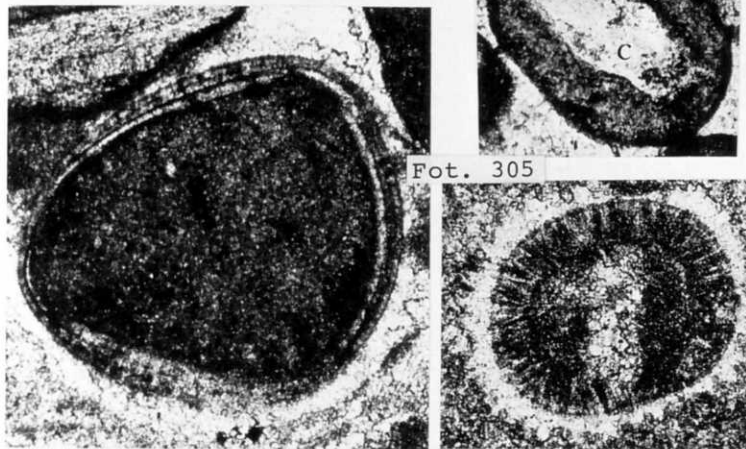
Fot. 305



Fot. 306



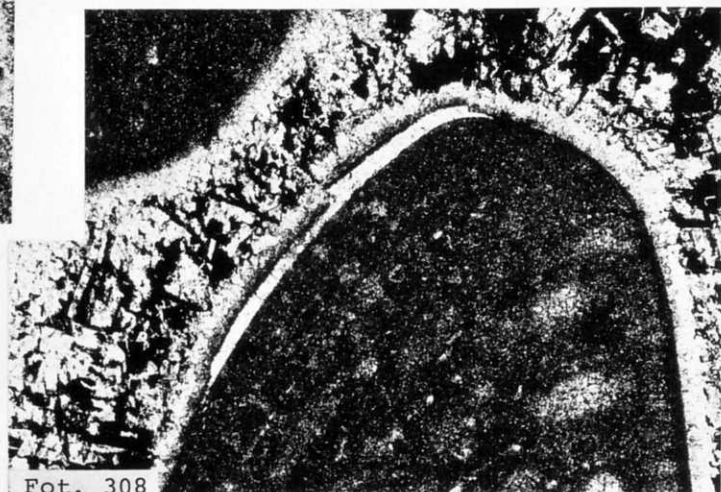
Fot. 305



Fot. 307



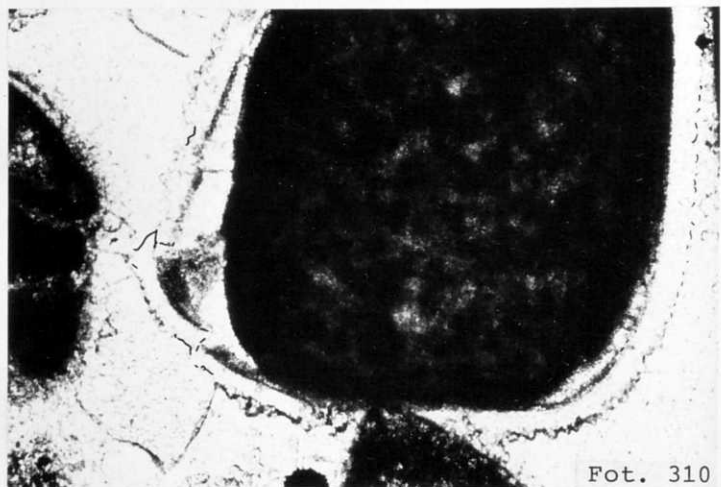
Fot. 308



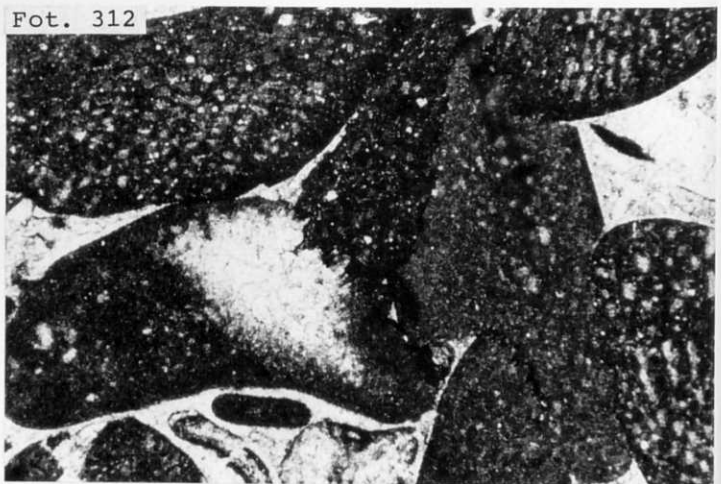
Fot. 309



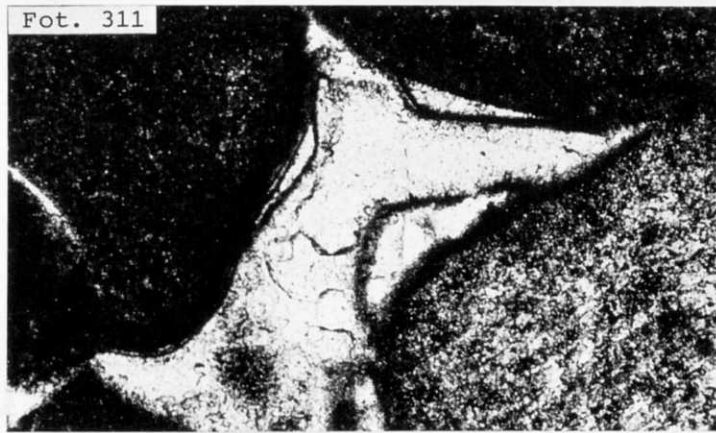
Fot. 310



Fot. 312



Fot. 311



GARGASIENSE. Els Monjos. Barra=0'12mm.

fot.305: Arriba: Diferentes tipos de granos b, bioclastos micritizados y esparitizados g, grapestone micritizado y erosionado c2, grano de cuarzo con envuelta oolítica micritizada. Abajo: Pelloide con envuelta oolítica, y oolito superficial micritizado con primera generación de cemento.

fot.306: Envoltas micríticas rotas y flotando, con la primera generación de cemento. En la parte inferior, grapestone micritizado.

fot.307: Bioclasto rediseuelto del que queda la envuelta micrítica y la primera generación de cemento (externa e interna). El conjunto es fracturado por compactación y posteriormente la segunda generación de cemento rellena simultáneamente las cavidades extra en intragranulares residuales.

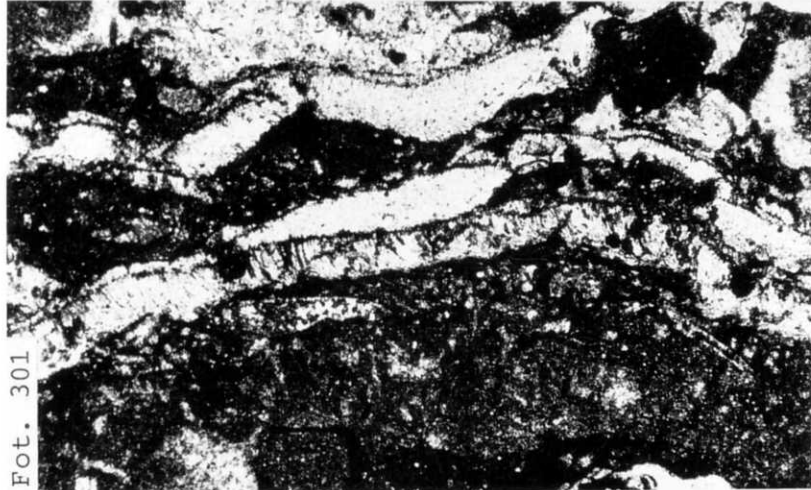
fot.308: Desprendimiento de la envuelta micrítica y la primera generación de cemento de un grano micritizado (probablemente un Orbitolínido). La segunda generación de cemento es muy ferruginosa; pero el cemento que existe entre el grano y su envuelta no lo es. Por lo tanto no son simultáneos. La textura sugiere un desprendimiento por presión de cristalización del cemento. Ver la envuelta del pelloide de la derecha de la fot.306.

fot.309: Rotura de la cámara externa de un Miliólido y su primera generación de cemento.

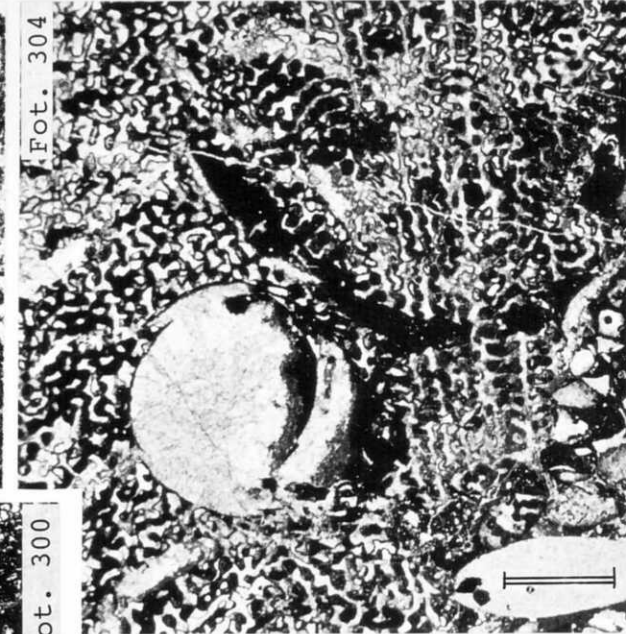
fot.310: Rotura de la envuelta micrítica y primera generación de cemento de un pelloide. El contacto con otro pelloide (parte baja) sugiere rotura por compactación.

fot.311. Casos complejos de roturas de envuelta micríticas. En el pelloide de la izquierda parecen observarse dos o tres envoltas micríticas, dos envoltas se observan en los dos otros pelloides. Es la última la que se desprende. Ello parece implicar un proceso de presión de cristalización (Rothe, 1969).

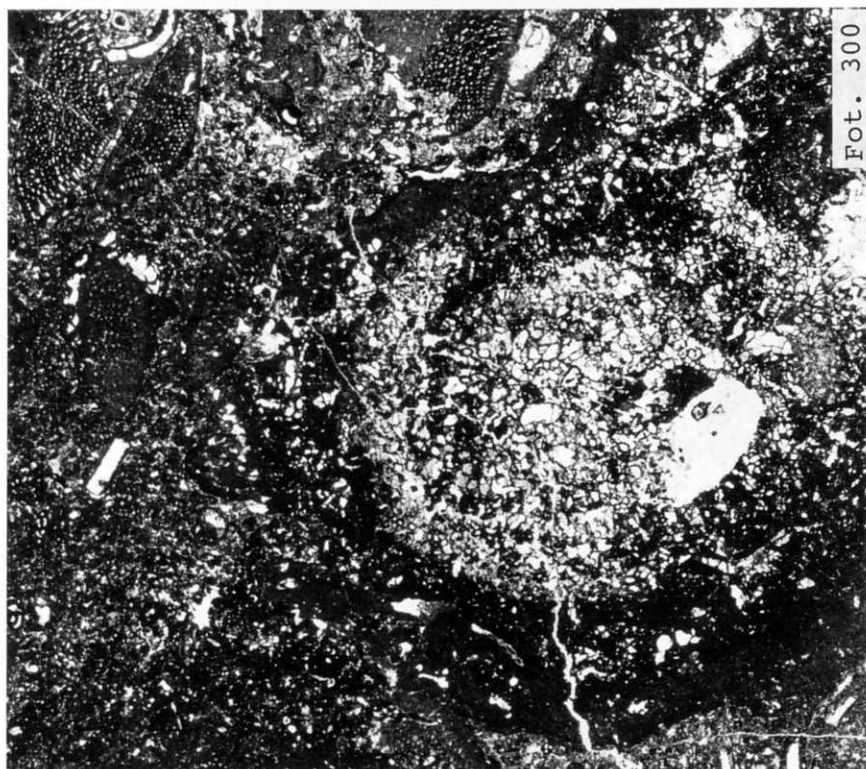
fot.312: GF 35. Canyelles. Redisolución por presión de contacto intergranular entre Orbitolínidos. Obsérvese que el cemento no es afectado por los contactos estilolíticos.



Fot. 301



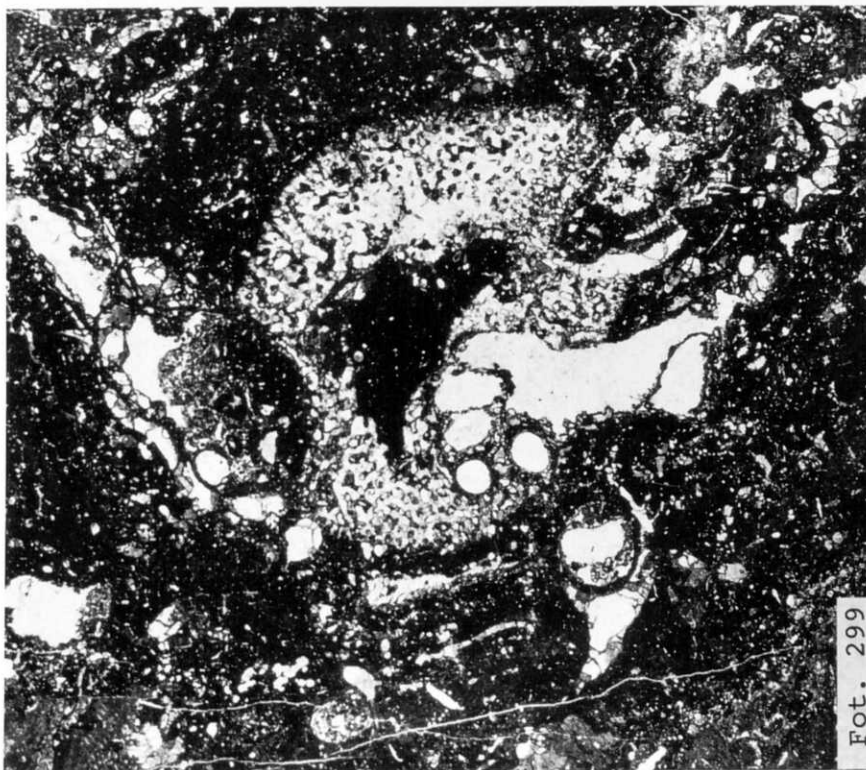
Fot. 304



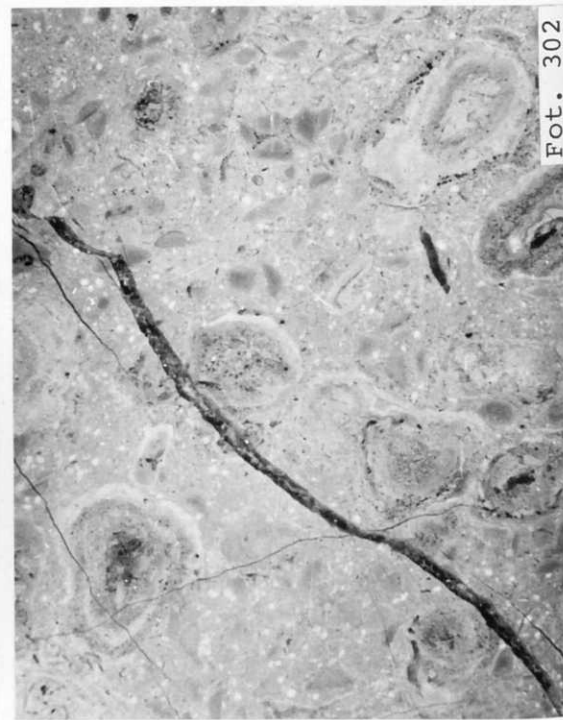
Fot. 300



Fot. 303



Fot. 299



Fot. 302

BOUNDSTONES. APTIENSE

fot.299 y 300: 1111 HD.Barra=2'2mm. Garraf. Rodolitos de Baccinella irregularis incrustando un pequeño coral arborescente, y envueltos concéntricamente por micrita muy densa. Estos rodolitos (fot.299) pueden ser a su vez perforados e incrustados de nuevo.

fot.301: MJ 26.Barra=0'5mm. Monjos. Incrustaciones de Ethelia alba sobre un bíclasto micritizado.

fot.302: Garraf. Tamaño natural. Rodolitos de Baccinella.

fot.303: SM 101.Barra=0'5mm. Montmell. Incrustación de una Esquamariácea (?) sobre un fragmento de Rudista previamente micritizado y perforado.

fot.304: GF 301.Barra=0'8mm. Garraf. Estromatopórido con perforaciones de moluscos y relleno geopetal de sedimento micrítico seguido de silt diagénético.

En el mismo sentido, podría preguntarse si algunos desprendimientos de la primera generación de cemento puede ser debido a presión de cristalización, en un proceso análogo al descrito en ROTHE (1969), o bien ser un producto de la compactación o de "shrinkage" de las partículas. La Fot. 310 sugiere claramente rotura de la primera generación de cemento por compactación, (presión en los puntos de contacto intergranular). Este mecanismo también parece claro en la Fot. 307. Como resultado de esta compactación la presión de redisolución por contacto intergranular puede llegar a ser realmente elevada (Fot. 312). Sin embargo una serie de hechos sugieren otros procesos.

El cemento situado entre el grano y la primera generación desprendida, es marcadamente diferente de la segunda generación de cemento, tanto en su contenido de calcita ferruginosa como por su orientación óptica (Fot. 308, 311, 306). Además las envoltas micríticas flotantes en la segunda generación de cemento (Fot. 306), poseen dos grados de preservación de la primera generación de cemento. En fin, la cementación de las cavidades producidas por el desprendimiento de la envuelta micrítica no es coetánea con la del resto del espacio intergranular. Ello aumenta la posibilidad de que haya intervenido la presión de cristalización en el desprendimiento de estas envoltas. Aparentemente se observan "sucesivas" envoltas micríticas con cemento intercalado (Fot. 311).

El cemento monocristalino syntaxial de los bioclastos de Equinodermos presentan las mismas características que en unidades anteriores. La fábrica de la Fot. 320 implica que el crecimiento de este tipo de cemento tiene lugar (o continúa) después de la primera generación de cemento y es anterior a la cementación completa por el mosaico esparítico. En los puntos en que no se manifiesta una primera generación de cemento, se obtiene la impresión de que el crecimiento del cemento de los bioclastos de Equinodermos ha desplazado a pequeños pellets.

La estilolitización no afecta a la cementación completa (Fot. 312); muy probablemente la redisolución por presión en el contac

306 a 311). Aquí podemos precisar además que la primera generación de cemento se establece en algunos casos después de una en vuelta micrítica (Fot. 310, 311), y que esta primera generación de cemento puede ser fragmentada y desprendida durante la posterior compactación previa a la cementación total (Fot. 307 a 311). Además de estos casos representativos de "evenstyle" en la primera generación, se presentan cementos "uneven", de tipo es talactítico fibroso-concéntrico (Fot. 295).

Un problema interesante en el cemento de las calcarenitas es el cemento micrítico (BRICKER et al 1971), típico de beach-rocks y cementos submarinos actuales, pero desconocido en las rocas fósiles. En nuestro material se presentan casos dudosos, en algunas calcarenitas de "matriz" micrítica. En un estudio no publicado que hemos realizado en los beach-rocks de Canarias se ha podido elaborar unos criterios que parece pueden permitir el distinguir el cemento micrítico del relleno de sedimento micrítico. Partiendo de una calcarenita con primera generación de cemento, la porosidad residual aparece ocupada por "material" micrítico.

- a) Si la micrita ocupa perfectamente todos los huecos del espacio intergranular, parece más plausible que se trate de cemento. La introducción de sedimento en una estructura de granos parcialmente cementada difícilmente rellenará completamente el espacio intergranular, y lo más probable es que produzca rellenos geopetales, o por lo menos con vacíos en los rincones del techo.
- b) Si la micrita presenta incremento progresivo de tamaño de cristal hacia el centro de la cavidad, llegando a tamaños de microsparita y esparita, implica que es muy probablemente un cemento. Ello es mucho más evidente cuando el resto de la tex tura no presenta señales de neomorfismo.

Aplicando estos criterios en nuestras muestras problemáticas, pa rece deducirse que no se trata de cemento micrítico (Fot. 297).

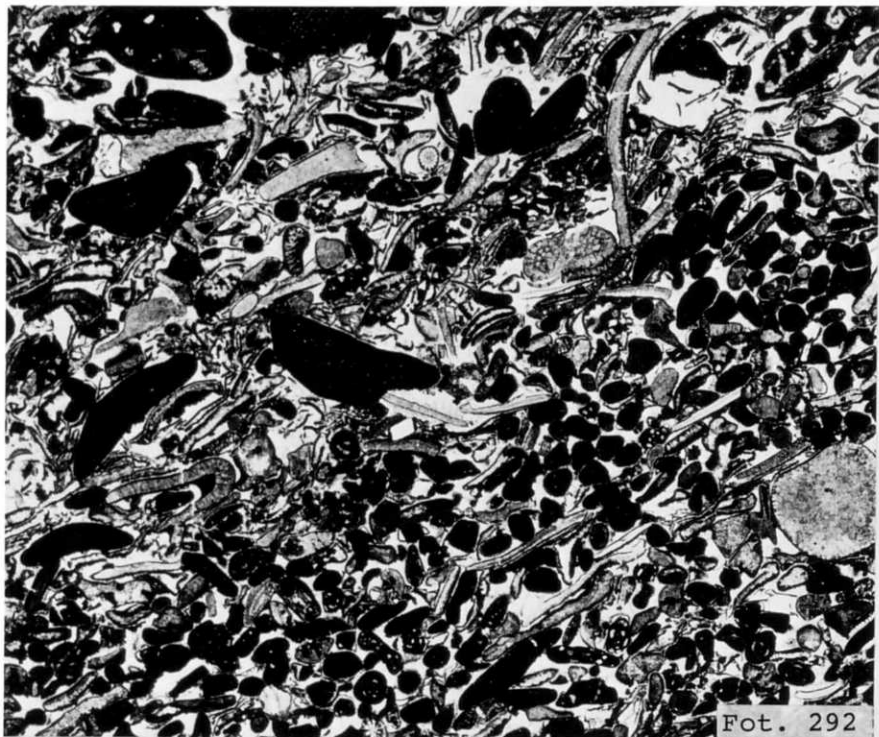
disponen en paquetes de unos 25-30 m. intercalados con zonas más arcillosas, cuya microfacies es semejante, a excepción tal de un mayor contenido en plactónicos.

5.7.5.- LITIFICACION DE LOS SEDIMENTOS APTIENSES

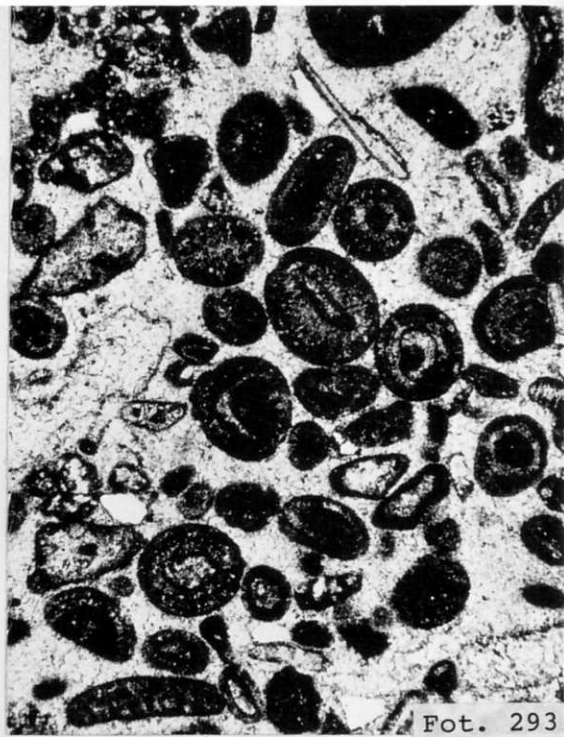
Excepto en los grupos de facies A6-2 y A9-4, son frecuentes en las muestras aptienses las evidencias petrológicas de litificación inicial, evidencias que podemos clasificar en:

- a) Cavidades tipo fenestral y, en general, bird-eyes, wash-outs, que implican vacíos abiertos con circulación y deposición de sedimento interno y sedimento diagenético, previamente a la cementación completa por un mosaico esparítico. Implican cementación inicial, o bien un grado de cohesión ya discutido en 5.6.3.- (Fot. 252, 256).
- b) Grietas blandas y wash-outs en sentido perpendicular a la estratificación, con menor frecuencia están asociadas al tipo a), pero son corrientes en las facies A6. (Fot. 281, 257).
- c) Borings: Implican evidencia de litificación inicial, pues se trata de perforaciones en materiales suficientemente litificados para producir cortes en los granos y matriz indistintamente (Fot. 250).
- d) Aglutinación en los boundstones por algas, estromatopóridos, etc. formando masas rígidas bioconstruidas capaces de ser rotas y perforadas (Fot. 299, 300).
- e) Cemento inicial en las grainstones.

Este último tipo merece una mayor atención. La primera generación de cemento en los grainstones aptienses presenta una gran variedad y complejidad. Abundan los tipos ya descritos en los anteriores niveles, de aureolas fibrosas o en "dog-tooth" (Fot.



Fot. 292



Fot. 293



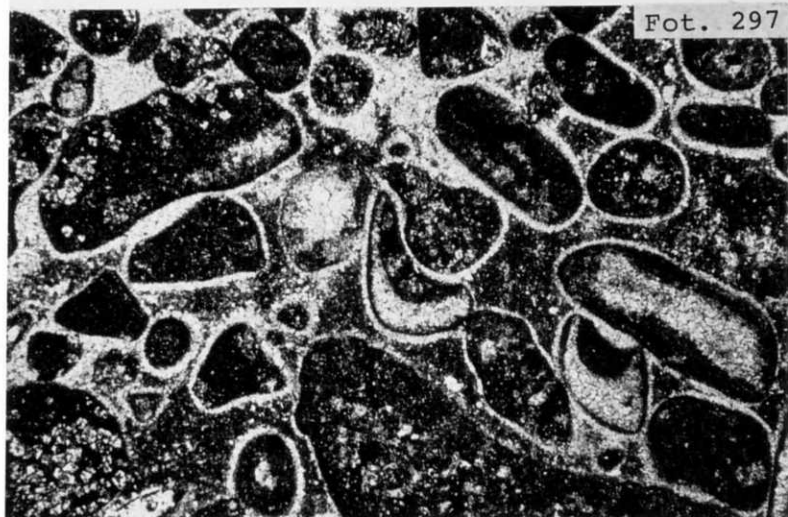
Fot. 294



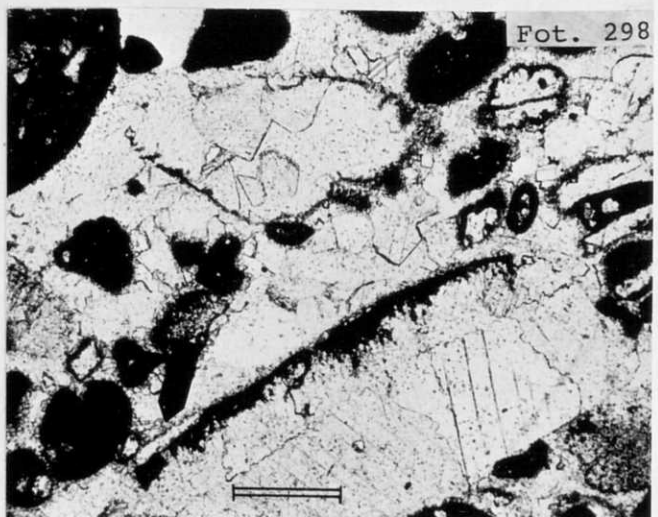
Fot. 295



Fot. 296



Fot. 297



Fot. 298

APTIENSE. GRAINSTONES

fot.292: MJ 15. Barra=2'2mm. Monjos. Calcarenita grano-clasificada con Orbitolínidos, Arabicodium, Equinodermus, peloides, etc. Gargasiense.

fot.293: SC 262. Barra=0'5mm. Masarbonés. Calcarenita oolítica. Los granos están micritizados difusamente, provocando la desaparición de algunos de ellos (flechas).

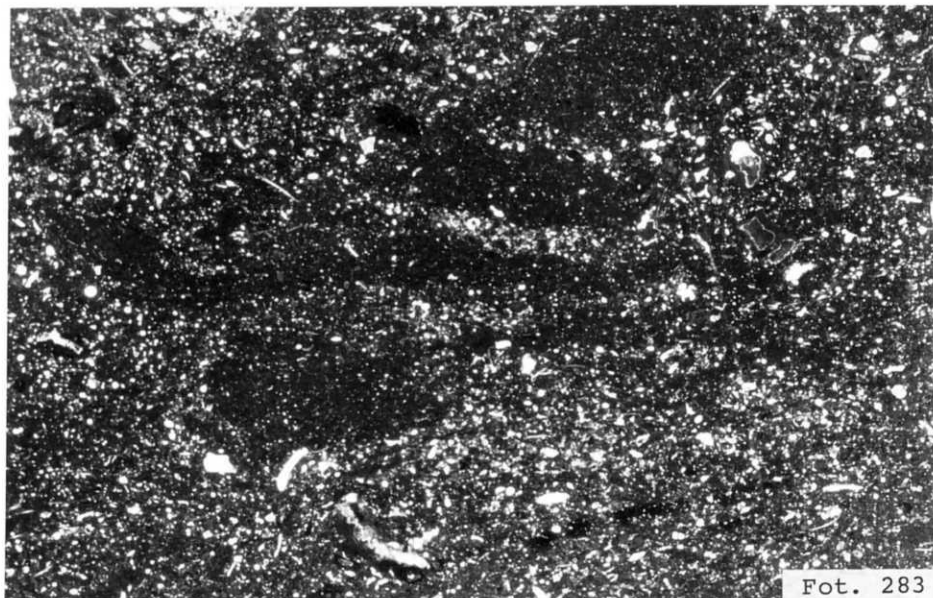
fot.294: SM 130. Barra=0'5mm. Montmell. Calcarenita con fragmentos de Arabicodium, Neomeris, Equinodermos, bioclastos micritizados y grapestones más o menos erosionados (flechas).

fot.295: MJ 17. Barra=0'5mm. Monjos. Envueltas oolíticas en un Orbitolínido seguidas de una primera generación de cemento (tipo dog-tooth). En ciertos puntos (parte superior) este cemento tiene un carácter marcadamente gravitacional. Obsérvese el desprendimiento de la última envuelta y el cemento, posiblemente por compactación (flecha). Gargasiense.

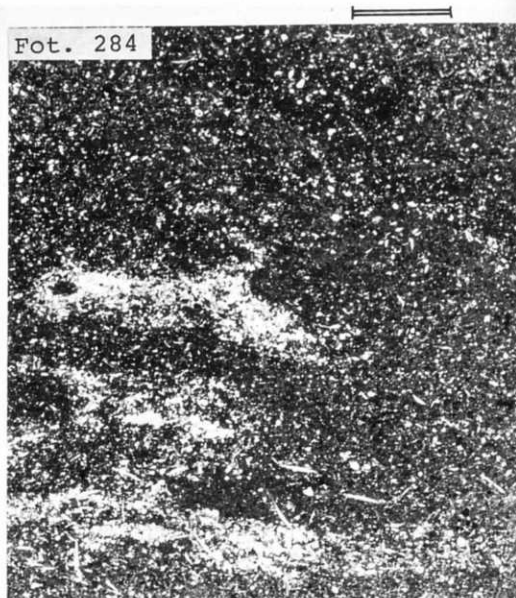
fot.296: MJ 14. Barra=0'5mm. Monjos. Grapestone con una fina primera generación de cemento. El espacio residual intergranular es ocupado por un material micrítico muy denso que ha de actuar como cemento del grapestone. Gargasiense.

fot.297: SC 119. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Base del Bedouliense. Los granos son bioclastos muy micritizados, con una primera generación de cemento fibroso (moluscos y Orbitolínidos sobre todo). El material micrítico rellena perfectamente el espacio intergranular residual y podría indicar que se trata de un cemento. Sin embargo, los rellenos geopetales de la parte superior de la figura sugieren que se trata de un sedimento.

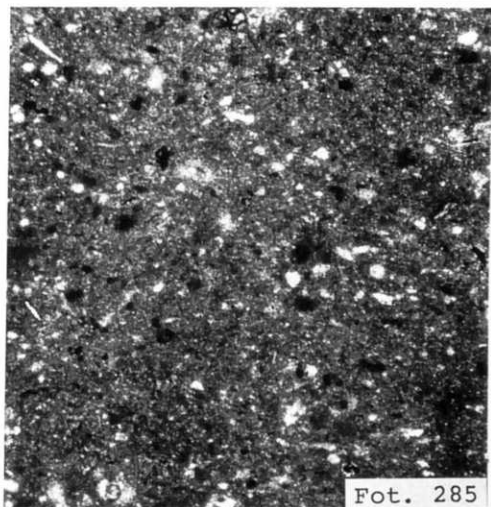
fot.298: Sal 35. Barra=0'5mm. Salomó. En el bioclasto de la parte superior ha tenido lugar una etapa de redisolución y cavidad. En el bioclasto inferior, la fábrica de la calcita sugiere una calcitización paramórfica. Pero entonces resulta difícil el explicar el desplazamiento de la envuelta micrítica. La calcitización paramórfica no ocurre uniforme y exclusivamente en un bioclasto, y puede asociarse con la redisolución-cavidad. (Esteban, 1973).



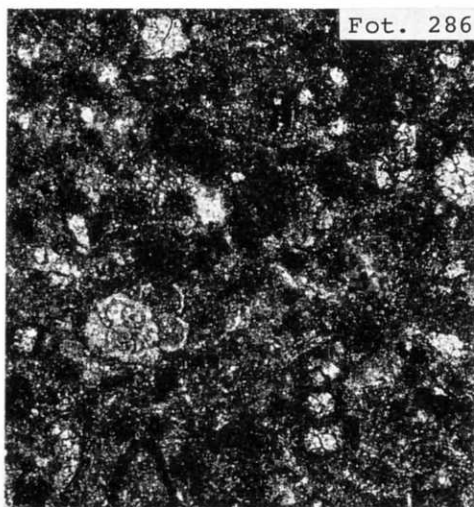
Fot. 283



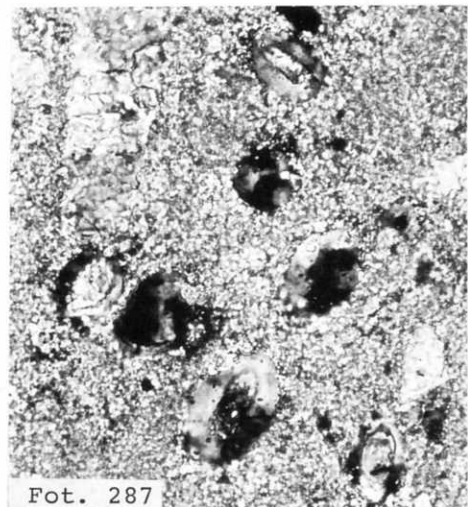
Fot. 284



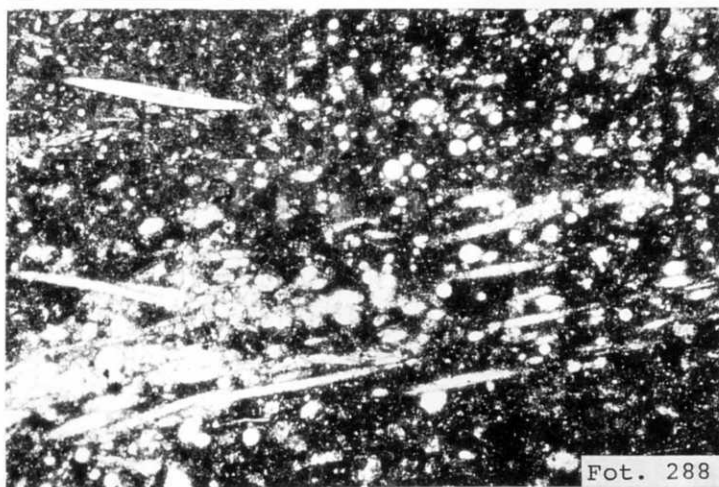
Fot. 285



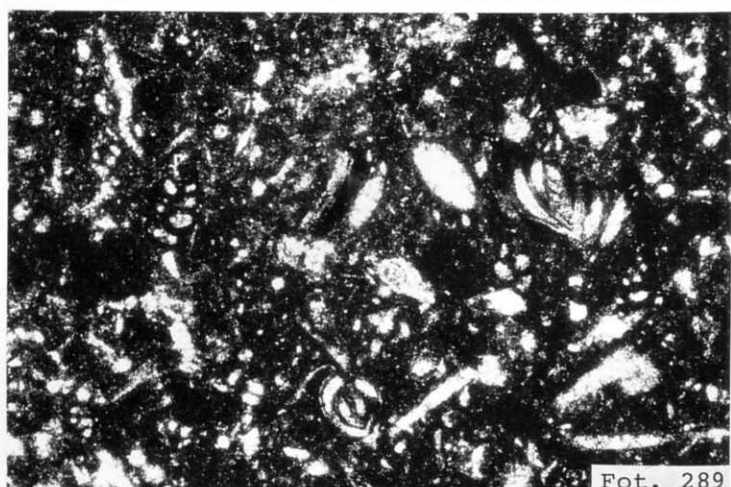
Fot. 286



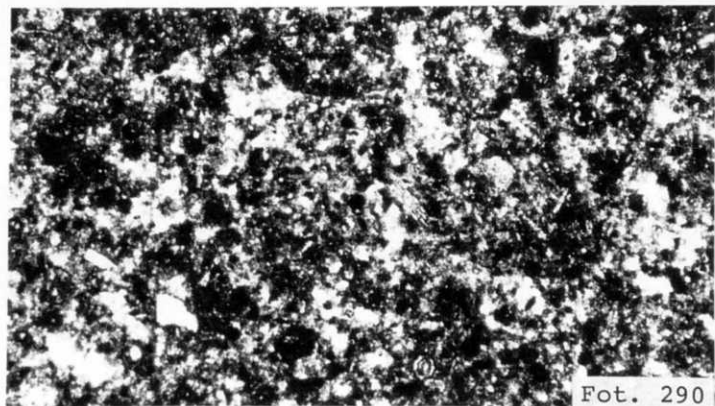
Fot. 287



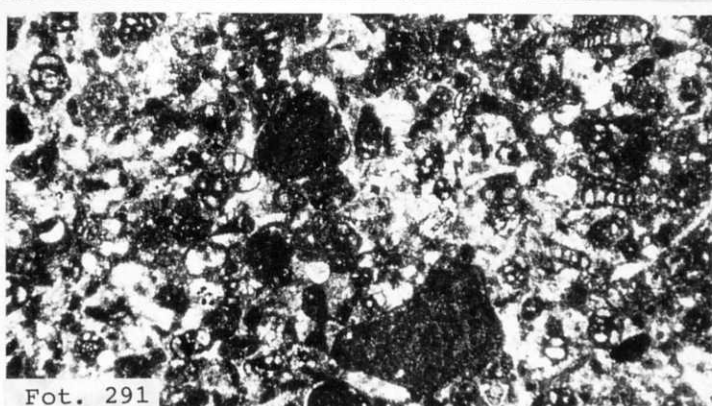
Fot. 288



Fot. 289



Fot. 290



Fot. 291

MARGO-CALIZAS "MAS MARINAS". BEDOULIENSE

fot.283: MJ 15. Barra=1'5mm. Monjos. Restos de estructuras laminares en Wackestones de detritus. Obsérvense bioclastos parcialmente micritizados (flecha).

fot.284: MJ 15. Barra=2'2mm. Monjos. Wackestones de espículas concentrados en "nubes" laminares.

fot.285: MJ 10. Barra=0'5mm. Monjos. Micrita micropellitoide con detritus irreconocibles de bioclastos.

fot.286: 1104 HD. Barra=0'12mm. Valcarca. Fábrica de micropellitoides y con restos de Globigerinidos.

fot.287: GF 11. Barra=0'02mm. Nícoles Cruzados. Canyelles. Espículas de Esponjas parcialmente reemplazadas por la calcíta (microsparita).

fot.288. MJ 6. Barra=0'5mm. Monjos. Wackestone de espículas.

fot.289: MJ 3. Barra=0'5mm. Monjos. Foraminíferos y bioclastos de Moluscos rotos y ferruginizados pueden hallarse en las facies de wackestones de espículas.

fot.290: 1107 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Fábrica micropellitoide en un nivel muy arcilloso. Nótese la casi ausencia de bioclastos, sólo muy raras y alteradas espículas de equínidos y esponjas.

fot.291: 1106 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Packstone de detritus de moluscos con microforaminíferos y peloides, asociado a las facies de espículas.

siempre en bancos duros y compactos con superficies paralelas bien delimitadas. En los grainstones con cierta frecuencia, la alineación de los granos en el interior de los bancos reproduce claramente una estratificación cruzada con sets de 2-10 cm. de espesor como mínimo. Ya hemos indicado la presencia de "Keystone vugs" y cementos estalactíticos (Fot. 295), en los grainstones, datos que junto al elevado redondeamiento en los bioclastos nos permiten atribuirles un ambiente de playa en sentido amplio.

Los bancos calcareníticos tienen un espesor variable desde 14 cm. a 80 cm. y más. Sobre todo en las partes altas (Gargasiense) presentan coloraciones rojizas y ocreas. Cuando son delgados alternan con horizontes margosos azulados, con Equínidos enteros y abundantes, o bien con horizontes de arcillitas rojas, arenitas cuarzo-micáceas pizarreñas con "parting lineation" y con intensa ferruginización.

5.7.4.4.- Las capas con wackestones de espículas

Señalaremos aquí una estratificación característica de estas facies, que destacan sobre el resto de los materiales de la cuenca. Los wackestones de espículas (y también las facies A6-2) en el área de Garraf se presentan en series potentes (100m.), homogéneas en bancos de 35-50 cm. con interestratos más margosos de 10 cm. (Fot. 314). Las microfacies son homogéneas en toda la serie, en el interior de cada estrato y en las margas interestratificadas. Las espículas de esponjas presentan una orientación paralela y se disponen en bandas, pequeños lentejones (Fot. 283, 284). Los foraminíferos bentónicos y los fragmentos de algas calcáreas son muy escasos, y parecen observarse con mayor frecuencia en las partes bajas de los estratos, (Fot. 289, 291), con claras evidencias de transporte desde una fuente relativamente lejana. Ocasionalmente se presentan trazas verticales muy difusas que podrían atribuirse con reservas a "burrowers". Estos estratos se

Este tipo de facies de Rudistas sólo aparece bien expuesto en el corte tipo de Santa Cristina y tal vez (?) en Garraf. Su desarrollo comprende todo el Bedouliense. En otras localidades (Marmellá, Salomó, Masarbonés) aparecen muy esporádicamente. Los bancos de Rudistas sin asociaciones margosas, muy comparables a los del Barremiense, se hallan escasamente representados en Marmella, Masarbonés y Salomó.

En la mitad septentrional del área de Garraf es posible que la base del Bedouliense contenga de 10-15 m. de bancos de Rudistas con alternancias margosas similares a las de Santa Cristina. Aunque contienen en abundancia Palorbitolina lenticularis no se ha podido precisar su edad Aptiense de una manera categórica en este estudio preliminar. Sin embargo, por consideraciones litológicas incluimos provisionalmente estos bancos en el Bedouliense.

Con los datos que poseemos es difícil evaluar la significación de estas alternancias margosas y nodulosas, y su diferencia respecto a las facies más compactas. El aspecto noduloso no está ligado a ninguna estructura interna ni microfacies particular. Podría implicar deposición en pendientes suaves, pero no se han observado "slumpings" internos. La falta de compacidad se debe claramente a un aumento en la fracción arcillosa, no a cementación incompleta. En las bandas de margas más arcillosas son azoicas y, el residuo insoluble apenas permite distinguir un fino limo de mica. No puede asegurarse que los nódulos blancos pulverulentos no sean relativamente recientes. En fin, no son correlacionables estas margas arcillosas con las margas azuladas del Bedouliense de Garraf, con sus wackestones de espículas, sino todo lo contrario: El Bedouliense de Santa Cristina contiene una elevada proporción de facies de Charáceas. Estos bancos de Rudistas han de representar un ambiente menos marino, un desplazamiento hacia zonas de menos contenido relativo en carbonatos.

5.7.4.3.- Los bancos calcareníticos

Las facies de packstones de Orbitolina y grainstones aparecen

se continúan durante el Aptiense. En el apartado 572 ya hemos señalado que las facies asociadas son equivalentes a las del Barremiense. Los datos de campo precisan que también se observan variaciones con facies de Charáceas, o bien con packstones y grainstones de Orbitolina. En general poseen características muy semejantes (Fot. 266, 267), aquí solamente mencionaremos los detalles particulares.

En el corte tipo de Santa Cristina se puede estudiar bien una nueva modalidad de bancos de Rudistas: alternancia con niveles margosos y nodulosos amarillentos (Fot. 27). Hemos intentado hallar una ritmicidad o una cierta correspondencia entre la microfacies y la estructura sedimentaria. A continuación exponemos los resultados que se han obtenido, que no pueden considerarse completamente satisfactorios.

Las alternancias consisten en bancos gruesos y masivos, duros, compactos, por un lado (1-1,5 m.) y margas nodulosas amarillentas (1,5-2,5 m.) por el otro. En general los wackestones de Rudistas se localizan en la base de los niveles duros, cuya masa principal corresponde a los grupos de facies A_1 A_2 A_3 . La parte superior de estos niveles duros suelen presentar horizontes ferruginosos de hasta 0,5 cm.

Los niveles margosos son mucho más complejos. En algunos puntos parece que existe una gradación entre los nódulos margosos y la base de los niveles duros, producida por engrosamiento de los nódulos. En estos puntos de transición se observan abundantes ejemplares de Toucasia enteros y en posición de vida, pero sin estar interconectados. Por otro lado, las bandas centrales de los niveles margosos son muy arcillosas, con concreciones carbonatadas blancas y pulvulentas de 1 a 3 cm. Las microfacies de los materiales nodulosos corresponden a mudstones oncolíticos principalmente, pero también se hallan wackestones pelléticos, y de Dasycladáceas. Los niveles margosos son amarillentos por alteración, en profundidad tiene coloraciones pardo-rojizas.

también parece que deba atribuirse a un olitostroma la presencia del paquete barremiense en la secuencia aptiense de Nasarbones. Aunque no ha sido estudiado en detalle también parecen olitostromas algunas estructuras en las inmediaciones de Canyelles. En ciertos podrán explicarse los hechos observados en campo mediante la acción de complejos sistemas de fracturas horizontales, sin necesidad de olitostromas. Tal tipo de estructuras no serían inesperadas en el marco estructural de estas zonas y ciertamente los afloramientos referidos aparecen complicados por numerosas fracturas de escaso salto. Sin embargo, el hecho de que estas masas barremienses anormales dentro de la serie aptiense no tengan una continuación lateral apreciable, y que en algunos puntos las microfacies barremienses sugieren masas en posición invertida, apoya claramente la interpretación como olitostromas.

Estos olitostromas ocurren a más de una docena de metros de la base del Aptiense, y parecen coincidir con los primeros indicios de materiales más margosos. Los casos más evidentes quedan restringidos en el área Salomó-Masarbonés. Algunas estructuras caóticas observadas en las masas arrecifales del gargasiense de Garraf son difíciles de interpretar, pues la plasticidad de las margas bedoulienses puede permitir el desplazamiento de bloques calcáreos incluso en la actualidad. Tampoco deben confundirse los olitostromas aptienses con los complejos pliegues volcados y olitostromas miocenos.

Los olitostromas no implican necesariamente la existencia de taludes continentales. Parecen sincrónicos con la aparición en otros puntos de la cuenca de facies de "aguas más profundas", pero ocurren en facies de aguas someras (bancos de Rudistas, playas). Pueden significar bruscas rupturas de pendiente en plataformas litorales, procesos tal vez relacionado con la reactivación de las fracturas del zócalo.

5.7.4.2.- Los bancos de Rudistas y facies asociadas

Los típicos bancos de Rudistas que hemos descrito en el Barremien

los packstones de Orbitolina. Estos foraminíferos junto con algún Miliólidos y fragmentos de Equínidos, son los granos menos susceptibles a la dolomitización. Los ejemplos aptienses presentan una porosidad dolomóldica bien desarrollada, que permite reconocer la presencia de bancos de Rudistas, Corales,..... Este tipo de dolomitización presenta también canales atribuibles a procesos de "selpage refluxion" y en conjunto es muy similar al producido en el Barremiense.

El segundo caso (b) afecta a los niveles margosos, micriticos (A_6 , A_7 , A_{9-4}), y es muy escasa la destrucción de las texturas primarias. No poseemos una explicación adecuada para el origen y tipo de procesos implicados en este tipo de dolomitización.

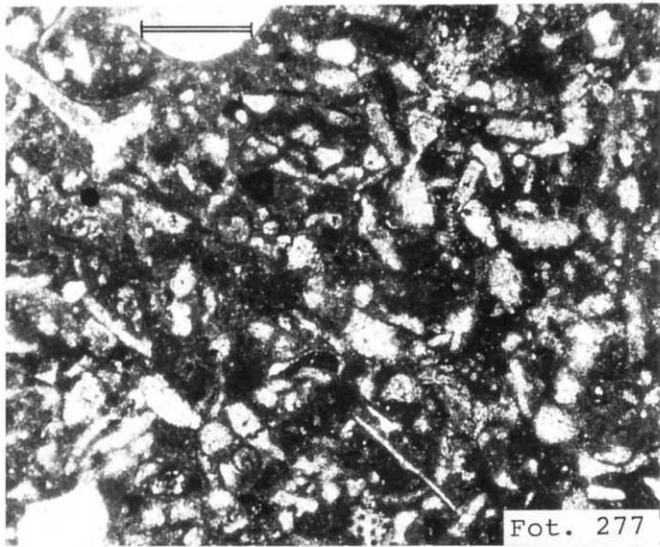
El tercer caso es muy característico, prácticamente confinado en el sector de Garraf. Se presenta claramente asociado a fracturas que ponen en contacto margas aptienses y calizas cretácicas de cualquier edad. La zona afectada por este tipo de dolomitización no es nunca superior a una estrecha franja de 10-15 m. Teniendo en cuenta los hechos observados en el campo, debe suponerse que las margas aptienses actúan de fuente de Magnesio durante la actuación de las fracturas (miocenas?), siendo capaces de dolomitizar las calizas adyacentes a la fractura, posteriormente a la cementación completa.

Los grupos de facies A_1 y A_9 , excepto la variedad A_{9-4} no presentan indicios de dolomitización, excepto en algunos casos muy excepcionales de dolomitización en fracturas.

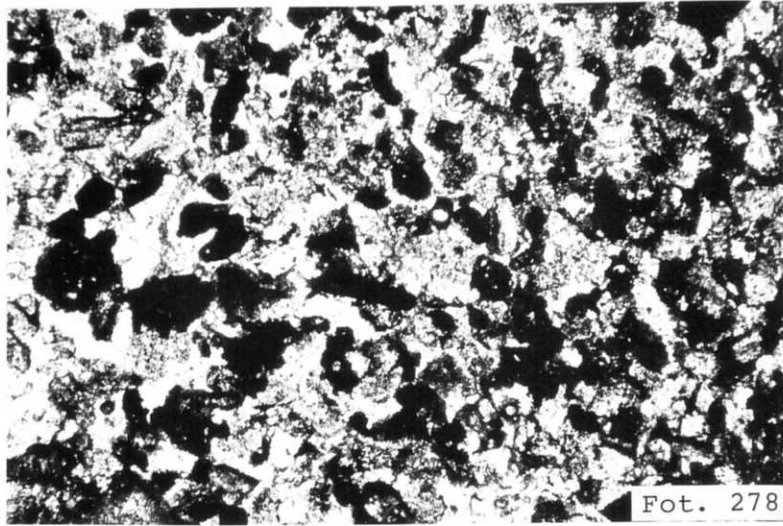
5.7.4.- ESTRUCTURAS DEPOSICIONALES

5.7.4.1.- Los Olitostromas

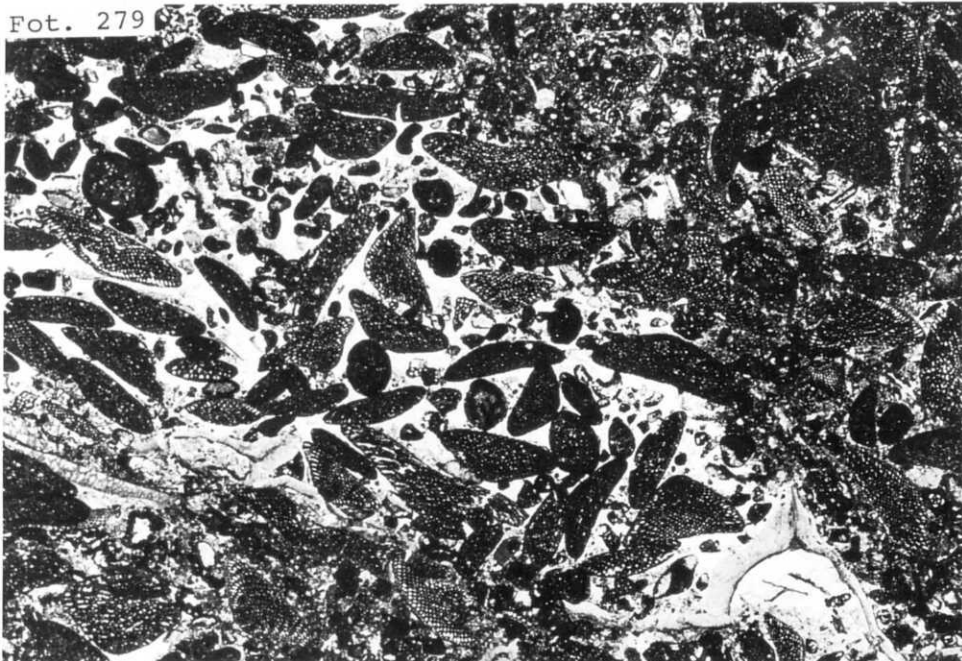
Una característica importante en la sedimentación aptiense es la presencia de olitostromas de masas calcáreas barremienses. El corte de Salomó por la vía férrea ofrece dos ejemplos (lam. 5 y 6)



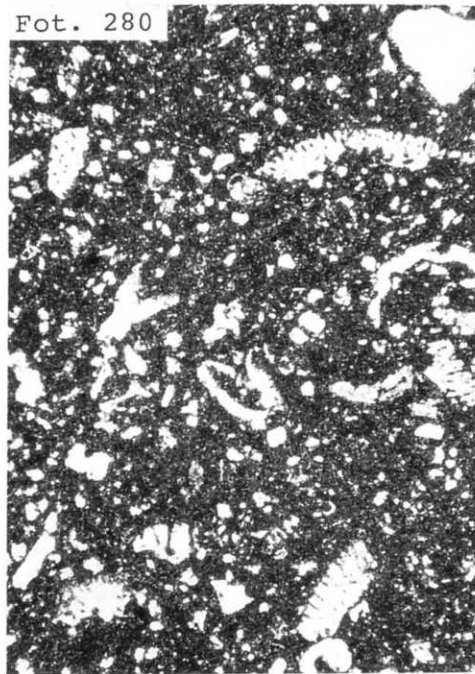
Fot. 277



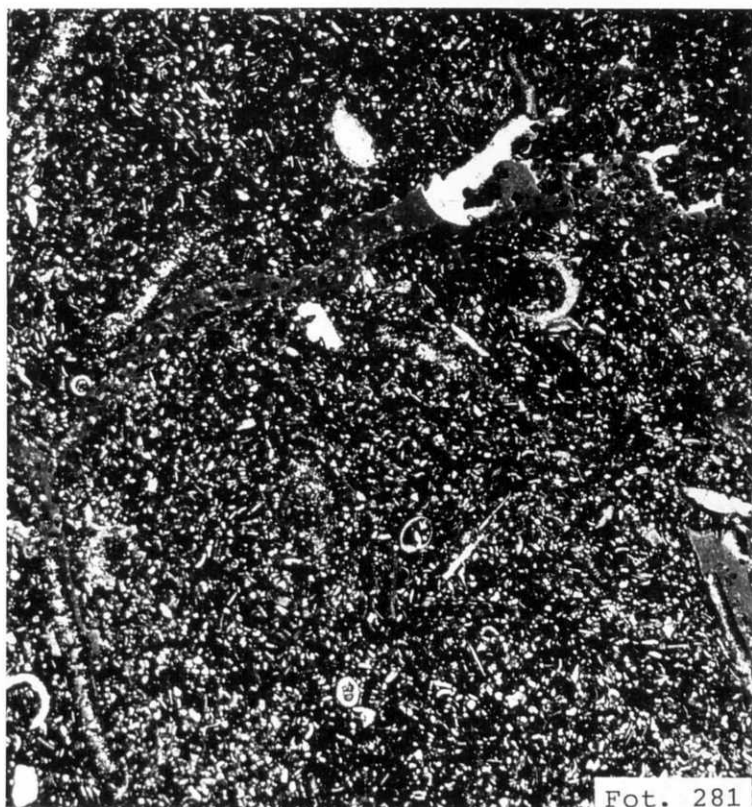
Fot. 278



Fot. 279



Fot. 280



Fot. 281



Fot. 282

APTIENSE.

fot.277: SM93. Barra=0'5mm. Montmell. Wackestone-Packstone de detritus de Moluscos, Equinodermos, Espículas, Acicularia, etc.

Fot.278: SC246. Barra=0'5mm. Masarbonés. Packstone de detritus de Equinodermos con peloides. Cementación syntaxial monocristalina.

Fot.279: Sal 73. Barra=2'2mm. Salomó. Packstone de Palorbitolina lenticularis; con lavado de la micrita pellética.

fot.280: SC163. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Wackestone con fragmentos de Boueina y Permocalcus.

fot.281: SM92. Barra=2mm. Wacke-Packstone de detritus en grietas blandas parcialmente rellenas por sedimento diagénico.

fot.282: SM109. Barra=1'5mm. Montmell. Packstone de Orbitolínidos y Dyciclinidos, con Patellina, Coscinophragma, Schuleridea, etc. Facies de tránsito de grainstones a packstones de detritus.

Las observaciones de campo y los datos del análisis petrológico permiten plantear una estimación aproximada de las intercorrelaciones que parecen deducirse de estos grupos de facies. Nos basamos en la "disimilaridad" entre el grupo de mudstones y wackstones de espículas (A7). A continuación debe reflejarse la correlación geográfica de los wackstones de Dasycladáceas (3) con el grupo A1-A2, y los de este conjunto con los wackstones de Rudistas (A4) y los pelléticos (A5). Así queda representado el conjunto de facies de mud-bank. El conjunto de los grainstone debe guardar una cierta relación con los packstones de Orbitolina (A8), pues están siempre muy próximos y pasan de uno a otro incluso dentro del mismo estrato. Igualmente, el conjunto A8-A9 debe relacionarse aunque sea lejanamente con las facies de mud-bank. Las facies A6-2 y A7 parecen muy próximas. El problema de este esquema consiste en conocer la exacta significación de A6-1 y A9-4 y hacia que conjunto de facies están más correlacionados. Este problema no puede resolverse con los métodos empleados y en el esquema de la Fig. 34 representamos la solución que parece más simple.

5.7.3.- LA DOLOMITIZACION

Durante el Aptiense se diferencian claramente tres fábricas muy diferentes:

- a) Mosaicos euhedrales zonales, de cristales de hasta 1 y 2 mm. formados por crecimiento porfiroide (Fot. 315, 316).
- b) Mosaicos de dolmicrosparita, formados por crecimiento coalescente. (Semejante al Barremiense).
- c) Mosaicos subhedrales, en ocasiones zonales, cristales de hasta 1 mm., con deformaciones tensionales.

El primer caso afecta al conjunto de facies asociadas a los bancos de Rudistas (A₃, A₃, A₄, A₅) y también a los boundstones y a

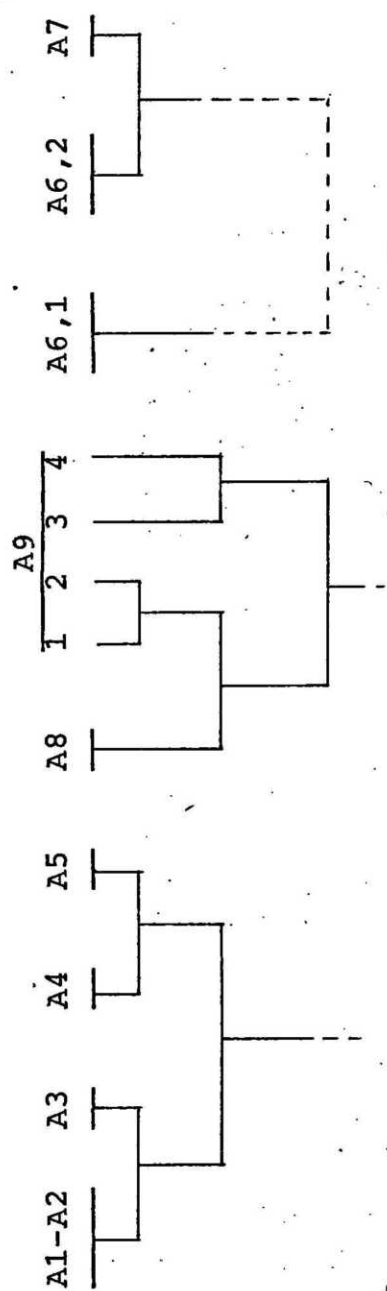


Fig. 34 INTERRELACIONES ENTRE LOS GRUPOS DE FACIES DEL APTIENSE

dos, detritus de Moluscos. Los fragmentos mayores suelen ser los bioclastos redondeados de Moluscos. Existen algunas variedades con abundante cuarzo ferrígeno (Fot. 317).

Estas variedades representan toda una amplia gama de facies de tipo grainstone, y de hecho existen muchos pasos graduales hacia otras facies. Así están muy próximas A9-4 y A6 (1-2), A9 y A8, etc. Los grainstones son escasos en el área de Santa Cristina, predominando allí las variedades pelléticas y oolíticas, en cambio son abundantes y variados en Garraf y Marmellá.

5.7.2.10.- A.10.- Boundstones

En los puntos de máxima actividad constructora en el Aptiense se aprecia el predominio casi absoluto de los Estromatopóridos y los Corales masivos; los Rudistas ocupan un lugar muy accesorio. La función aglutinante es ejercida por Baccinella, Lithocodium, Estromatopóridos, y en menor grado Rodofíceas, Briozoos,..... Son frecuentes los restos de Moluscos, Esponjas, y Algas perforantes, y el sedimento cercano a los boundstones es casi de tipo micrítico y en ocasiones pellético. La función arrecifal en el Aptiense es mucho más vigorosa que en el Barremiense. En el capítulo dedicado a los procesos arrecifales ampliaremos el estudio de estas facies (Fot. 301, 303, 304).

5.7.2.11.- Grupos de facies accesorias

Aquí simplemente mencionaremos a aquellas facies que no han sido objeto de un estudio detallado. Incluimos en este grupo las margas arcillosas ferruginosas y las arenitas cuarzosas ferruginosas (Fot. 318). Las dolomías se integrarán en el capítulo dedicado a la dolomitización.

5.7.2.12.- Consideraciones

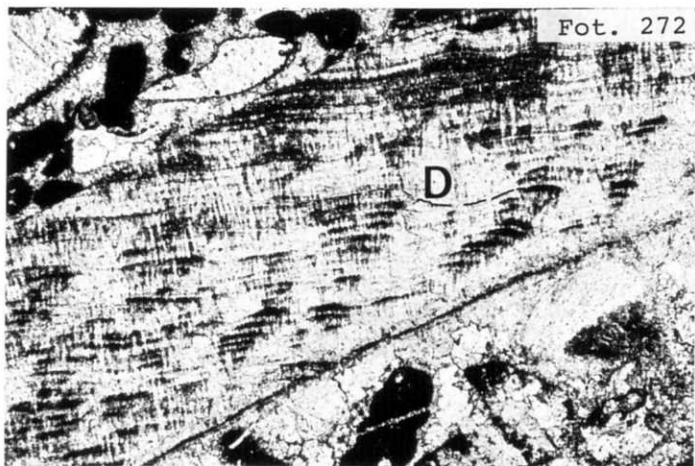
Estos grupos de facies que aquí hemos definido permiten clasificar adecuadamente más del 70 % de las muestras. Debe admitirse que un 12 % de las muestras presentan dificultades de clasificación en estos grupos, que por sus características no quedan bien definidas dentro del esquema establecido. Entre las restantes muestras debemos incluir las dolomías, y las margas y arenitas ferruginosas.



Fot. 269



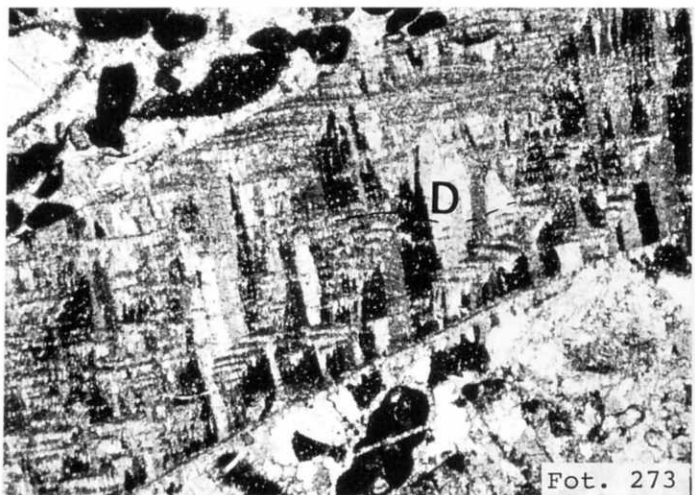
Fot. 270



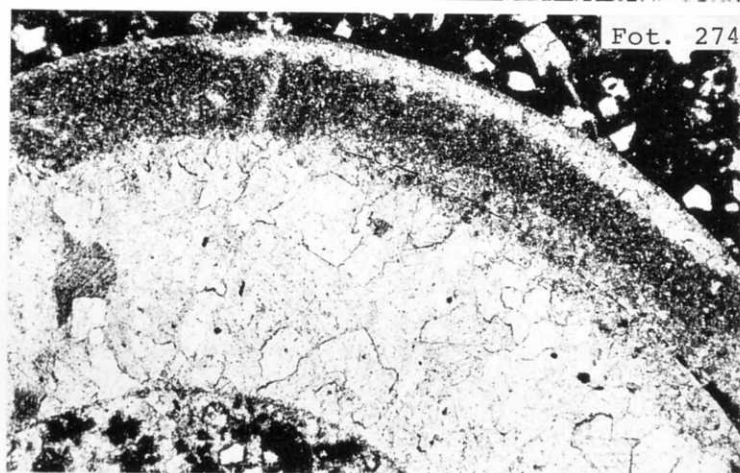
Fot. 272



Fot. 271



Fot. 273



Fot. 274



Fot. 275



Fot. 276

APTIENSE

fot.269: SC 194. Barra=2'2mm. Esta compleja estructura exige que la micrita difusa haya litificado mucho más deprisa que la micrita oscura, para permitir que la concha haya podido desplazarse de su primitivo límite (por compactación?). La micrita difusa es realmente sedimento (observar el efecto "shelter" en el lado izquierdo), pero es difícil interpretar el tipo de contacto con la micrita densa (borings?).

fot.270 y 271: Sal 33. Barra= 0'12mm. Nícoles Cruzados. Calcarenita grainstone de bioclastos de Moluscos. Las primitivas líneas de crecimiento (L) son reemplazadas por un mosaico neomórfico de largos cristales perpendiculares que pueden continuuar fuera de los límites de la concha (S), creciendo en el vacío intergranular como cemento (c).

fot.272: Sal 32 y fot.273: Sal 33. Nícoles Cruzados. Barra= 0'12mm. Mismo caso que las fots. anteriores. En algunas zonas las láminas de crecimiento han desaparecido completamente; ligeras distorsiones en estas láminas (D) podrían interpretarse como producto del neomorfismo.

fot.274: 1059 HD. Barra=0'5mm. Garraf. Gasterópodos con fino periostracum calcítico, y gruesas capas aragoníticas redissueltas. Entre ambas se observan restos de dust-line. La redisolución del aragonito se efectuó en etapas diferentes para cada capa, y seguramente en posiciones diferentes del f-sil, puesto que se supone que este "sedimento" se comporta geopetalmente.

fot.275: SC 402. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Calcitización paramórfica en un bioclasto aragonítico. Obsérvense los contactos intercristalinos saturados de la calcita neomórfica. Preservación de algal-borings vacíos, gracias a la dust-line. No siempre el boring se rellena de material micrítico.

fot.276: SC 266. Barra=0'12mm. Masarboneés. Bioclastos de Ostreidos neomorfizados con abundante fungi-boring. Los espacios intergranulares son arcillas ricas en minerales ferruginosos (goethita y hematíes). Hard-ground.

lar y progresivo de esta expansión.

5.7.2.9.- A.9.- Grainstone

Def.: La matriz micrítica representa menos del 10 % del total de la roca. Los granos están cementados por una o dos generaciones de cemento (fibroso y/o esparítico) (Fot. 292 a 298).

Características: Los únicos foraminíferos importantes son los Orbitolínidos, los Miliólidos son siempre secundarios. Entre las algas destacan los fragmentos del grupo Boueina-Arabicodinium, siendo secundarios los de Dasycladáceas (Acicularia, Neomeris,....) y las Rodofíceas. Baccinella suele estar presente, aunque no forma rodolitos. Los granos más abundantes corresponden Moluscos y/o Orbitolínidos. Equinodermos, y finalmente las Algas, Corales, Briozoos..... Las texturas tipo keystone son frecuentes, pero no están muy bien desarrolladas, igual que la alineación de los granos.

Aparte de estas características generales mencionaremos algunas variedades tales como:

A.9.1.- Grainstones oolíticos: Un 50 % de los granos presentan en vueltas oolíticas superficiales. Los granos más dominantes son los de Moluscos, bien redondeados, orientados y en conjunto la granoclasificación es buena. Tamaño medio de grano 0,2-0,3 mm. Los Foraminíferos y Equinodermos son secundarios, las Algas accesorias (Fot. 293, 305).

A.9.2.-: Grainstone grueso: La mayor parte de los granos sobrepasan los 4 mm. (Son frecuentes los 6 y 7 mm.). La granoclasificación es regular a mala (S_0 igual o mayor que 3,4) aunque es frecuente la orientación de los ejes mayores de los granos. Los fragmentos mayores corresponden a Orbitolinas, Rudistas (Moluscos) Corales, Equínidos, Estromatopóridos, Codiáceas, Briozoos,..... Los restantes foraminíferos son muy escasos (Miliólidos), igual que las Dasycladáceas. Puede presentar hasta un 30 % de granos de cuarzo detrítico anguloso (tamaño medio 0,2 mm.). Algunas conchas de Moluscos pueden presentar silicificación parcial (Fot. 292, 298).

A.9.-3.- Grainstone bimodal: Dos tamaños de granos claramente predominantes 3 mm. (Orbitolina, Moluscos, Algas) y 0,2 mm. 0,4 mm. (pellets, Miliólidos, Dasycladáceas,.....). Ambas categorías de granos ocupan una superficie parecida (50 %). Son frecuentes los fragmentos de Equínidos (Hasta un 35 %) Corales, Briozoos, Arabicodinium, Neomeris, Acicularia, Rodofíceas,... (Fot. 292, 295).

A.9.4.- Grainstone pellético. El tamaño medio de grano se sitúa 0,1 y 2 mm. La granoclasificación es muy buena (S_0 menor que 1,21) la mayoría de granos corresponden a pellets ligeramente elipsoidales, bien redondeados. Generalmente contienen entre un 30 y 40 % de bioclastos de Equinodermos. Son accesorios los Miliólidos, Spirulina, Cuneolina, Boueina, Rodofíceas, Dasycladáceas, Orbitolínidos.

espículas pueden presentar relleno de calcita, o conservar la sílice; pueden aparecer claramente orientadas. Con frecuencia las espículas se agrupan en nódulos ("nubes") alargadas de hasta 1 cm. (Fot. 284, 288), que en algunas zonas darán origen a nódulos de sílex. La matriz puede ser pellética "granulosa", con algunos intraclastos de 2-3 mm. procedentes de boundstones y grainstones. Son frecuentes de detritus de Moluscos Corales (?) muy alterados, siendo muy raros los bioclastos de este tipo de mayor tamaño. Ocasionalmente presentan pequeños rellenos de pirita, Nannoconus, Amonites.....

Los grupos A.6.1, A.6.2, y A.7 representan una serie continua de muestras, y sus límites son transicionales (Fot. 289, 291). Por otro lado A.6.1.- pasa gradualmente a wackestones de Rudistas o de pellets, o bien a packstone-grainstones de Orbitolina. La serie mencionada tiene un gran desarrollo durante el Aptiense Inferior, excepto en Santa Cristina, donde apenas aparece. En cambio durante el Barremiense estas facies sólo se insinúan en el techo de la serie de Garraf.

5.7.2.8.- A.8.- Packstone de Orbitolina

Def.: Presencia de 30-65 % de Orbitolínidos. Los granos restantes son predominantemente foraminíferos y/o pellets (Fot. 279, 300).

Características: Los foraminíferos pertenecen al grupo de los Miliólidos, Nautiloculina, Cuneolina, Haplophragmium.... Excepto Baccinella, las algas son poco abundantes en general algunas Acicularia, Neomeris, Boueina, Arabicodium, Rodofíceas. Baccinella es frecuente, y puede llegar a formar nódulos e incrustaciones sobre "racimos" de Orbitolina, fragmentos de Corales,... asociada ocasionalmente a Rodofíceas y Lithocodium (rodolitos). Los granos pueden presentar una cierta orientación. La matriz puede ser un wackestone de detritus de moluscos, o bien, en otras zonas un grainstone pellético o intraclástico. Son accesorios los fragmentos de Equinodermos, Briozoos, Corales,..... Ocasionalmente estos fragmentos pueden alcanzar gran tamaño, así como algunos intraclastos.

Este es un grupo de facies relativamente reducido, tiene interés por contener rodolitos, fragmentos de corales de más de 1 cm.... indicando la proximidad de boundstones. Este grupo pasa muy gradualmente al de los grainstones, por medio del aumento de cavidades intergranulares, sugiriendo procesos de lavado por lo irregu-



Fot. 264



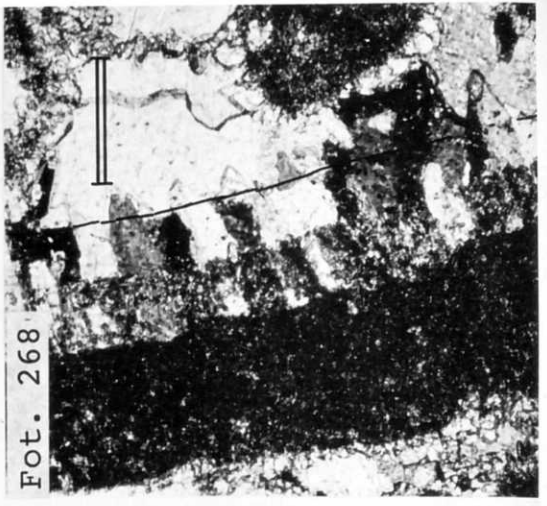
Fot. 265



Fot. 266



Fot. 267



Fot. 268

WACKESTONES DE RUDISTAS. APTIENSE

fot.264: T 6. Barra=2'2mm. Tarragona. Fragmentos y detritus de Rudistas y algunas Codiáceas. Esparitización neomórfica de la capa calcítica lamelar (N), y redisolución y residuo microspartítico en la capa aragonítica (I). Amplias zonas de la roca ocupadas por Rudistas e incrustantes (?) han sido microspartitizadas y finalmente redisueltas, preservándose los primitivos borings (B) rellenos de micrita.

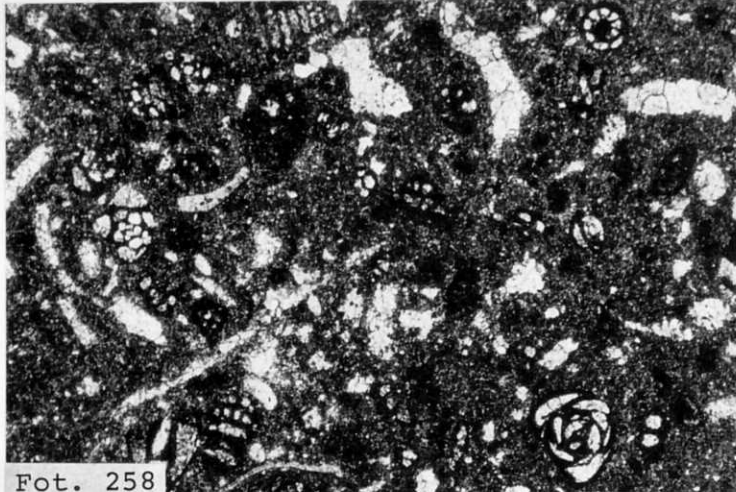
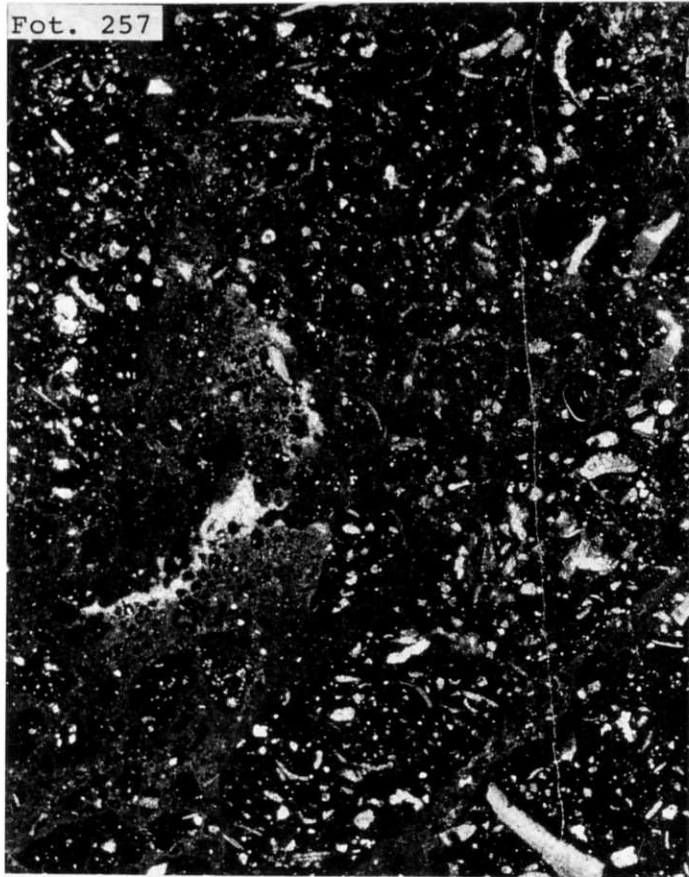
fot.265: SM 101. Barra=2'2mm. Montmell. Fragmentos muy angulosos de Rudistas, matriz de detritus. La esparitización de la calcita lamelar no impide la perfecta preservación de los borings, atribuibles a esponjas. La capa aragonítica se halla redisuelta, con resíduos microspartíticos y comunicando con la cámara interna. En la parte inferior de la concha existe una pequeña incrustación referida a Esquamaviáceas.

fot.266: Santa Cristina. Banco de Rudistas masivo con distribución irregular de la dolomía (D) y en canales, reemplazando a la caliza (C).

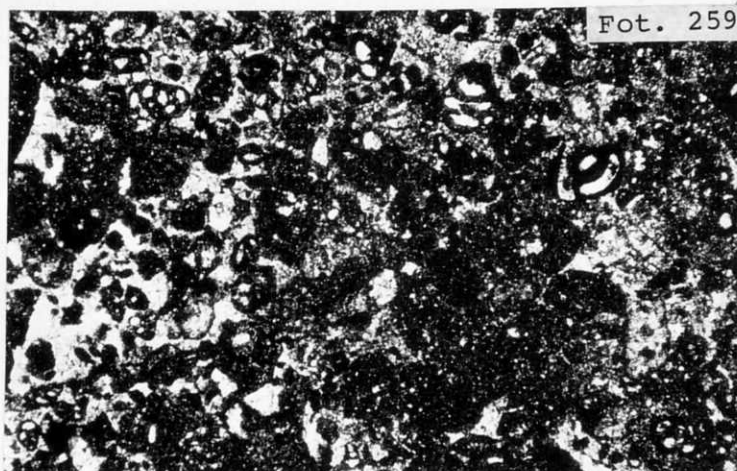
fot.267: Misma localidad que la anterior. Banco de Rudistas de 40cm. con frecuencia su espesor es mayor.

fot.268: Sal 35. Barra=0'12mm. Salomó. Caso similar al de las fots.270 y 273, con la variedad de que parte de la concha (aragonítica (?)) se ha redisuuelto completamente y ha sido ocupada por sedimento micrítico.

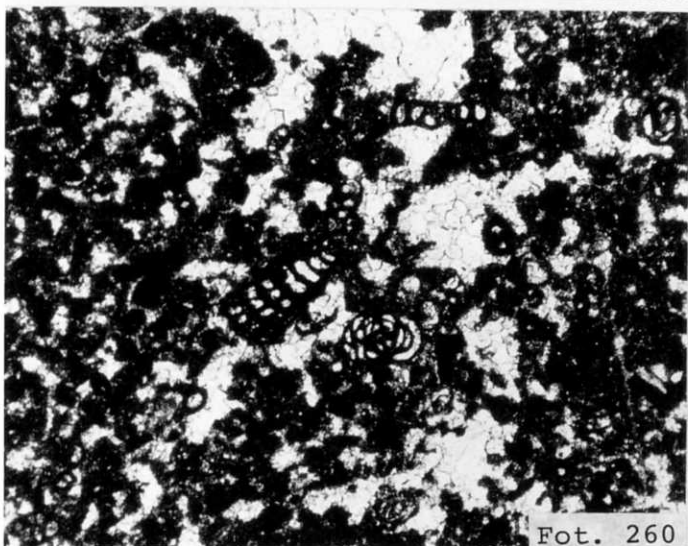
Fot. 257



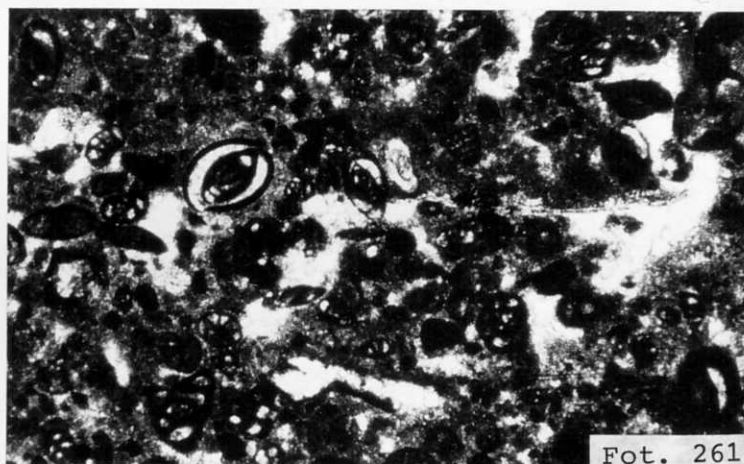
Fot. 258



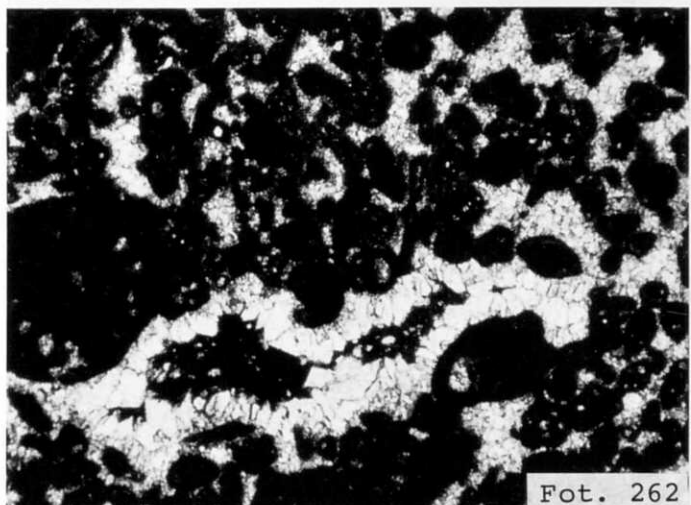
Fot. 259



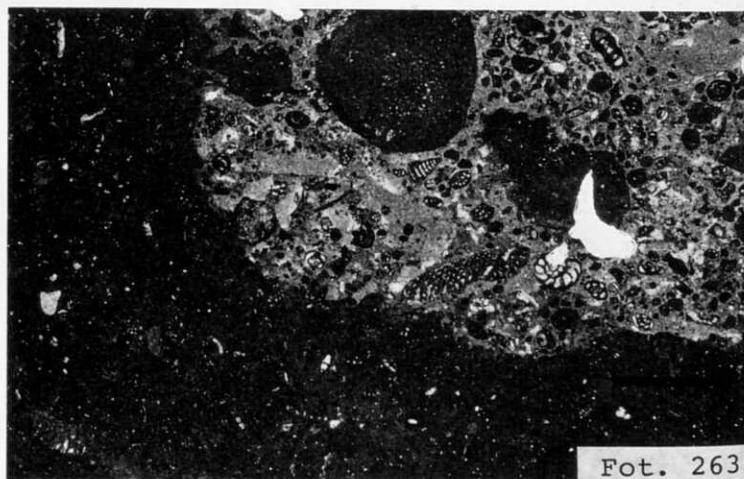
Fot. 260



Fot. 261



Fot. 262



Fot. 263

BEDOULIENSE

fot.257: SC 187. Barra=1'6mm. Santa Cristina. Wackestone de detritus de Moluscos y pellets, afectado por un proceso de lavado y microsparitización según unos "canales". En las zonas de lavado más intenso pueden llegarse a formar cavidades posteriormente cementadas por cemento ortosparítico.

fot.258: SC 179. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Wackestone de Dasycladáceas. En la fultura sólo aparecen algunos fragmentos de Moluscos o Dasycladáceas (moldes) y foraminíferos asociados. La matriz es de micrita difusa.

fot.259: Sal 107. Barra=0'5mm. Salomó. Wackestone de Dasycladáceas. El lavado parcial pone de manifiesto una micrita una micrita pelóide, con microsparitización local.

fot.260: SC 195. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Packstone pelético con foraminíferos. Los espacios intergranulares cementados por ortosparita pueden ser mayores que el diámetro medio de los granos. La textura puede obtenerse a partir de un wackestone por lavado, no se trata de un auténtico Keystone.

fot.261: SC 420. Barra=0'5mm. Santa Cristina. Packstone pelético. Lavado parcial de la micrita, con efecto "tejado" en el lado derecho de la imagen. El lavado de la micrita: es un simple lavado mecánico en la zona vadosa, o interviene la redisolución? Obsérvese que los bordes de los parches de micrita son de microsparita.

fot.262: SC 249. Barra=0'5mm. Masaribónes. Packstone pelético en el que una primera etapa de cementación "drusy" permitió la preservación de una gran cavidad residual, que posteriormente fue rellenada por sedimento micrítico. Este sedimento no es de tipo diagenético, lo que sugiere una cementación muy inicial.

fot.263: SC 207. Barra=2'2mm. Santa Cristina (Gargasiense). Wackestone de foraminíferos y Orbitolínidos con burrowing. Obsérvese la matriz microsparítica del material de relleno. Los componentes y su proporción relativa son equivalentes a los de las paredes, simplemente resaltan por la microsparitización. Compárese con fot.257.

parece indicar que aguarda todavía una cierta correlación con los grupos de facies de tipo mud-bank de Rudistas. Se observan todos los pasos graduales entre esta facies y los packstones y grainstones bimodales de Orbitolina, los Wackstones de Rudistas, e incluso, más raramente, los wackstones de Dasycladáceas. Los límites del grupo A.5 son algo arbitrarios.

5.7.2.6.- A.6.- Wackstone-Packstone de detritus

Def.: El 60 % o más de los granos son bioclastos inferiores a 3 mm. Las espículas de esponjas pueden llegar a un 15 %. (Fot. 277, 278, 281).

Características: Es un grupo de facies muy complejo y variado, algunos de sus representantes pueden asimilarse al grupo B.5. Los granos presentan una clara tendencia a orientarse paralelamente a la estratificación según sus mayores. Los pellets suelen implicar más del 40 % de los granos. Las Dasycladáceas son muy raras, pero puede existir fragmentos de Rodofíceas y del grupo Boueina-Arabacodium. Podemos diferenciar dos variedades:

A.6.1.- Wackstone-packstone de detritus de Moluscos (Fot. 277). Los fragmentos de Equinodermos pueden alcanzar hasta un 15 % igual que las espículas de Esponjas. Son frecuentes los Orbitolínidos (Fot. 282), Miliólidos, Coscino-phragma cribosum, Cuneolínidas, Barkerina, en conjunto no sobrepasan el 25 %. Localmente los fragmentos de Serpúlidos, Rodofíceas y Coscino-phragma pueden llegar a ser los fragmentos mayores representando un 30 % de los granos (Fot. 281, 282).

A.6.2.- Packstone de detritus de Equinodermos (Fot. 278). Los bioclastos de Equinodermos oscilan entre el 15-60 %, los foraminíferos son más escasos (un máximo de 10 %) principalmente Miliólidos y algún Orbitolínido. Son más frecuentes las espículas de Esponja, Tritaxia y Lenticulina.

5.7.2.7.- A.7.- Wackestone-Packstone de Espículas

Def.: Es una variedad del A.6 en la que se presentan más del 45 % de espículas de Esponja. La mayoría de los granos son inferiores a 3 mm. (Fot. 283 a 288).

Características: Son foraminíferos tipo Miliólidos, Glomospira, Barkerina, Sabaudia, Orbitolínidos,.....son accesorios, cuando presentes. En cambio son frecuentes Lenticulina, Tritaxia y planctónicos tipo Globigerinelloides, aunque éstos no sobrepasan el 20 %. En algunas muestras llegan a aparecer detritus de Boueina-Arabacodium, Acicularia y alguna Rodofícea. Las

tre estas facies y la perduración de las condiciones barremienses en la localidad tipo de Santa Cristina.

5.7.2.4.- A.4.- Wackestones de Rudistas

Def.: Abundancia de fragmentos de Rudistas y/o Ostreidos, angulosos y mayores de 1 cm. (Fot. 264 a 274).

Características: Equivalente al B6 del Barremiense, con una biofacies muy similar, excepto en una cierta pobreza de componentes acompañada de un ligero incremento de fragmentos de Corales y Equinodermos. Localmente pueden admitir hasta un 30 % de cuarzo detrítico. La matriz no llega a contener un 30 % de pellets, y es predominante el detritus de moluscos. Los rudistas parecen pertenecer al grupo de Toucasia. Ocasionalmente aparecen intraclastos de micrita con crecimientos porfiroides de dolomita (dedolomita).

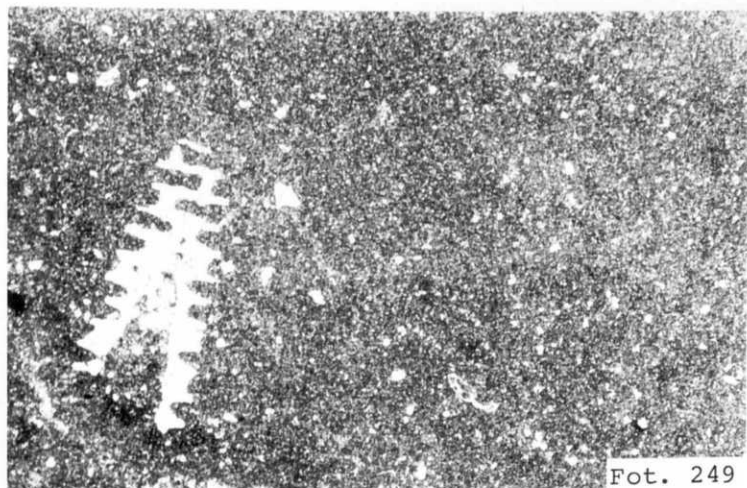
Esta facies abunda en el área de Santa Cristina, pero también se halla representada en Salomó, Marmellá, y Tarragona. Ello implica que todavía guarda una cierta relación con el conjunto A.1-2-3.

5.7.2.5.- A.5.- Wackestones-Packstones de pellets

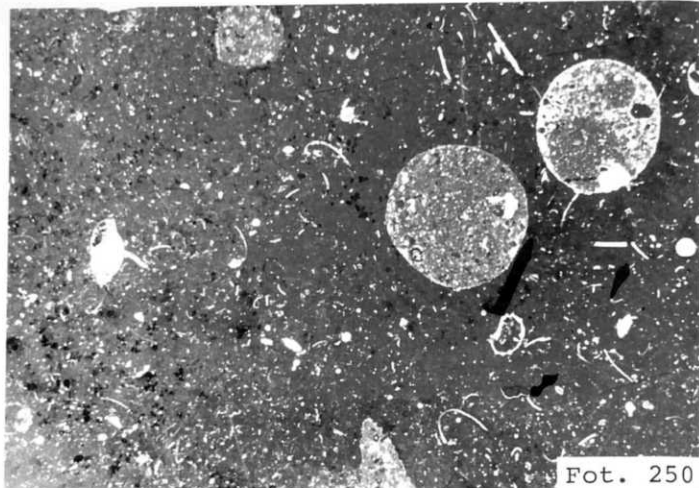
Def.: Más del 40 % del sedimento son pellets. Los foraminíferos son los granos dominantes después de los pellets, generalmente más del 25 % (Fot., 260 a 262).

Características: Equivale al B7 del Barremiense. Los Miliólidos son los foraminíferos dominantes junto con la asociación Barkerina-Sabaudia-Nautiloculina, etc. Los Orbitolínidos, si están presentes, nunca sobrepasan el 25 %; Orbitolinopsis suelen ser abundantes. Los bioclastos de Dasycladáceas son secundarios (Munieria, Salpingoporella, Acicularia,) igual que los restos de Permocalculus, Baccinella. Prácticamente ausentes los restos del grupo de la Boueina y las Rodofíceas. Los fragmentos y detritus de Moluscos no sobrepasan los 25 mm. y pueden llegar a representar el 40-60 % de los granos y los Corales localmente representan un 10 %. Los fragmentos de Equinodermos, espículas de esponjas, intraclastos, están ausentes o lo sumo como accesorios.

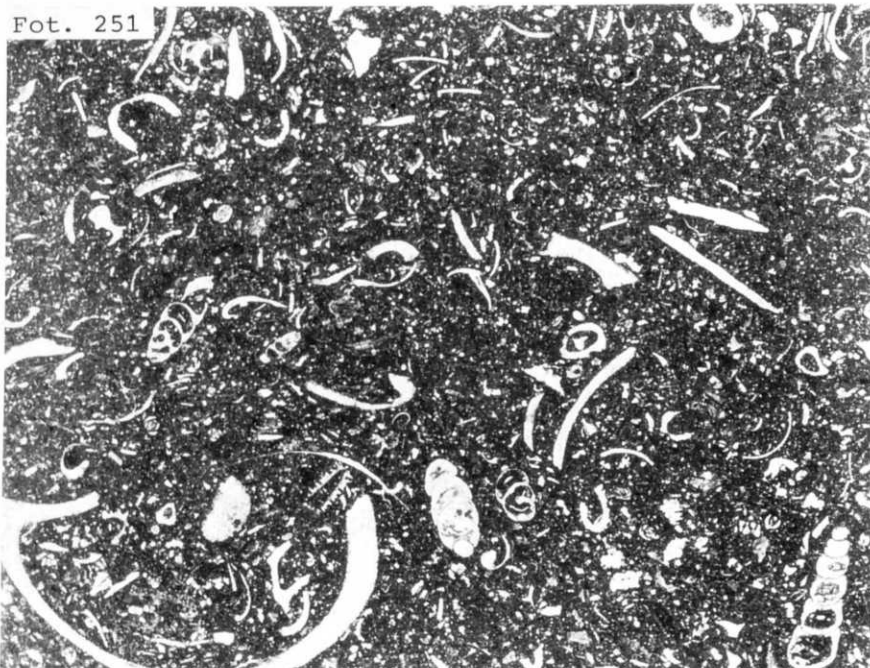
Este grupo estaba muy desarrollado durante el Barremiense, durante el Aptiense queda como secundario, apareciendo ocasionalmente en Santa Cristina y también el Marmellá y Salomó. Todo



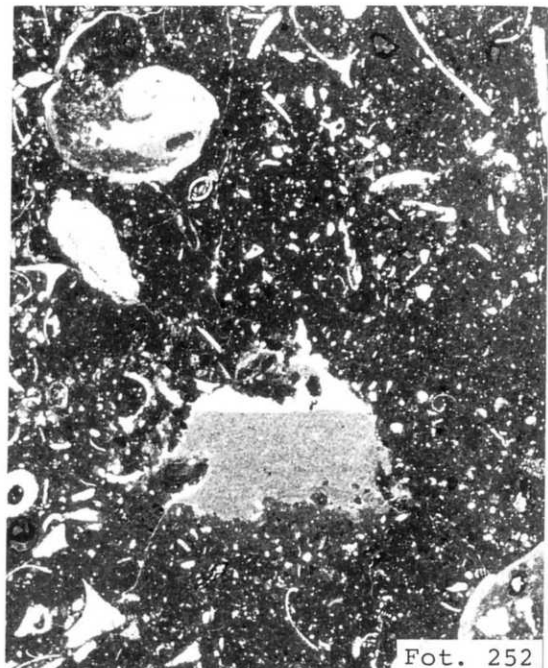
Fot. 249



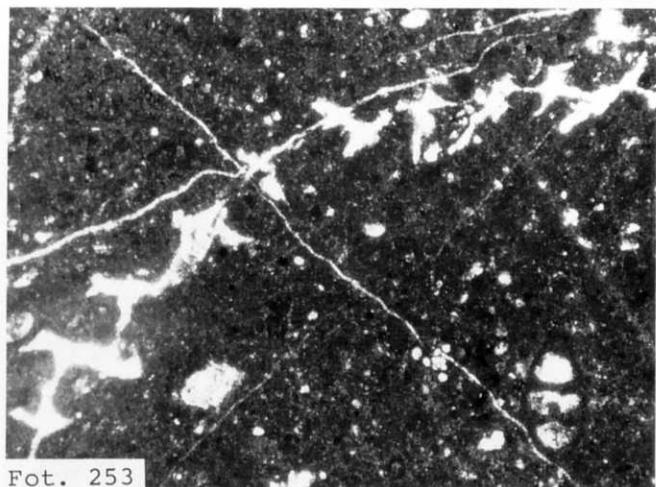
Fot. 250



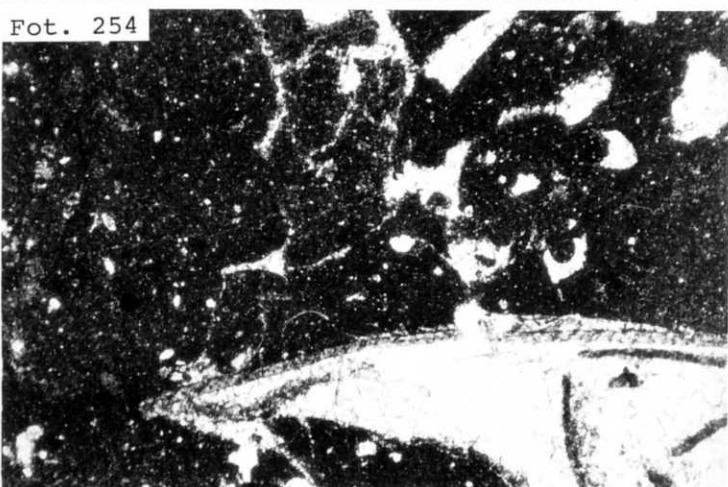
Fot. 251



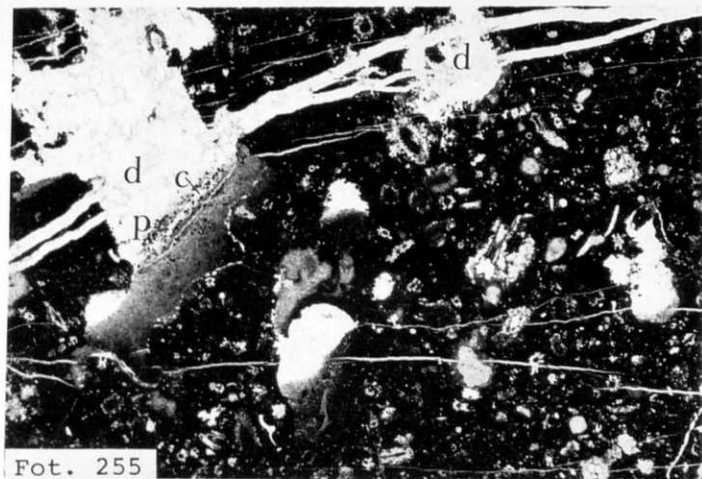
Fot. 252



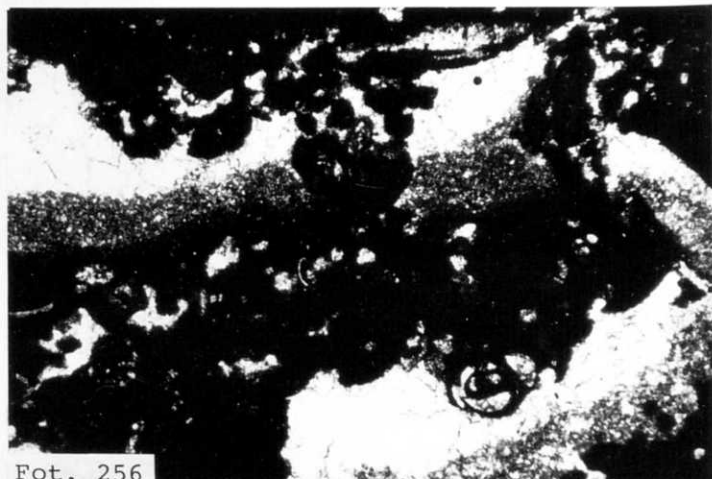
Fot. 253



Fot. 254

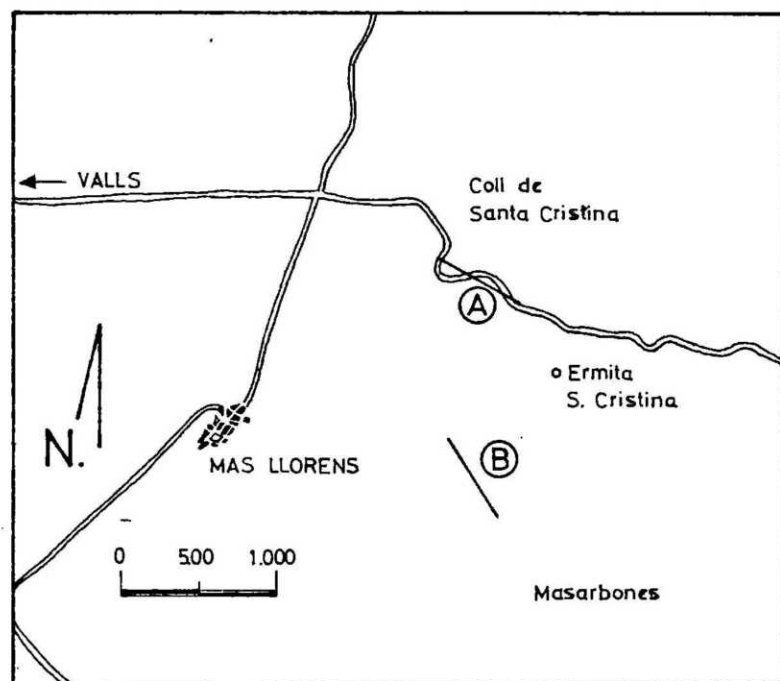


Fot. 255



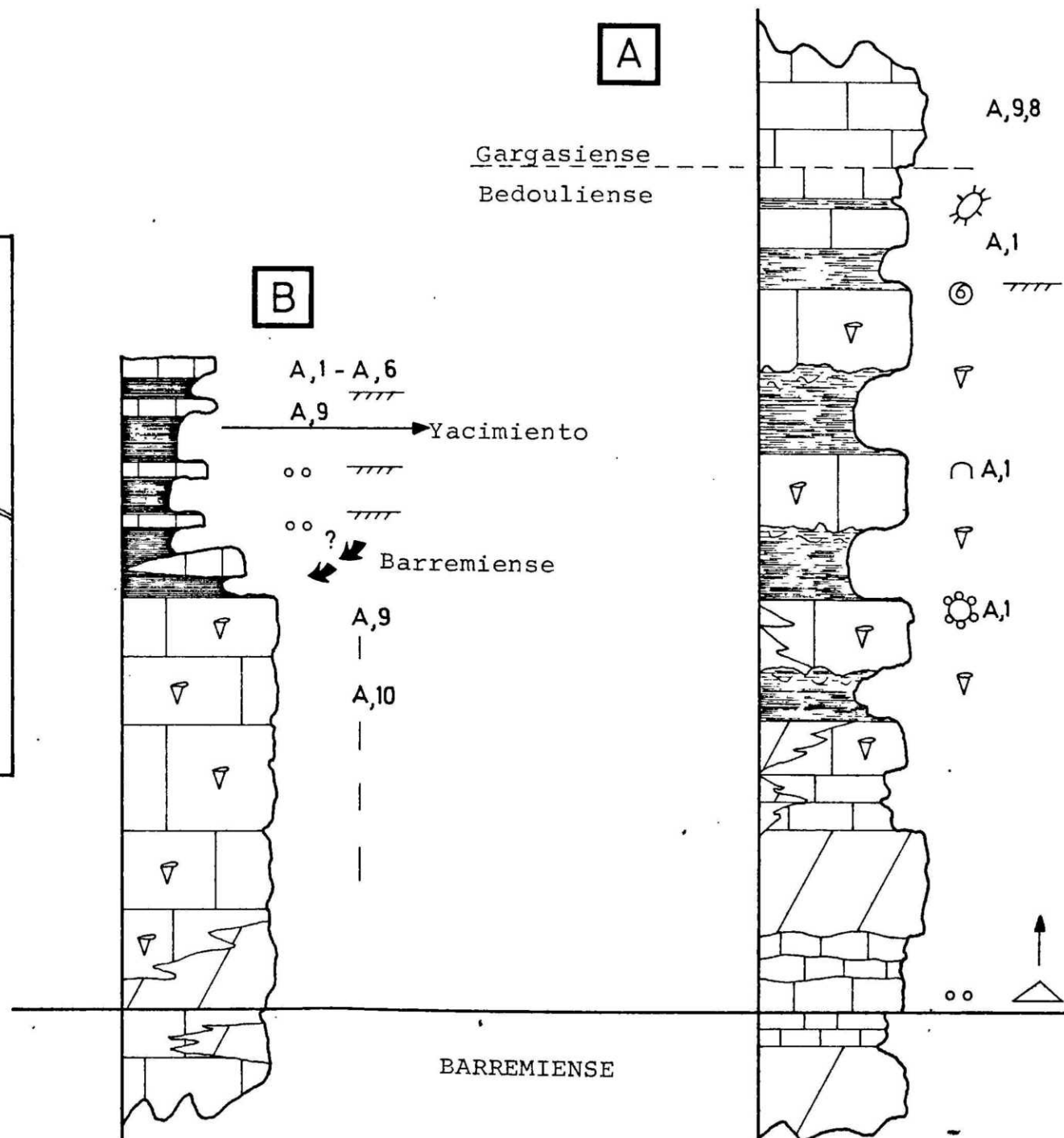
Fot. 256

Fig. 35



EL APTIENSE DE
SANTA CRISTINA

30
0m.



les. Los burrows dolomíticos y los wash-outs con sedimento diagénético (DUNHAM 1969 a) continúan indicando que estos "mud-banks" poseían plataformas semiemergidas hipersalinas, mientras que por otra parte debían sufrir bruscas invasiones de agua dulce (facies de Charáceas). En cambio el Gargasiense presenta ya una clara diferenciación en packstones de Orbitolinas y grainstones pelléticos.

La situación es bastante diferente en Masarbonés (2 km. al Sur). Sólo hemos podido estudiar los 70 m. basales pertenecientes al Bedouliense. En la base la dolomitización es muy intensa, coincidiendo en esta característica con la serie tipo. Pero los 50 m. siguientes son bancos gruesos y masivos de wackestones de Rudistas, wackestones pelléticos sin alternancias margosas. Se presentan fragmentos de Estromatopóridos, Baccinella, Solenoporáceas, Corales. La matriz es predominantemente micrítica excepto en la parte alta, donde se observan ya algunos bancos calcareníticos y además un supuesto olistostroma (3m.) de Barremiense. El cambio en relación con la serie tipo es muy brusco, pero todavía lo es más en la parte alta de este Bedouliense (Fig. 35):

En efecto, los bancos calcáreos compactos finalizan bruscamente y dan lugar a una serie de margas arcillosas rojizas (25 m.) con pequeñas intercalaciones de bancos calcareníticos ferruginosos, algo más calcáreos. Son grainstones pelléticos, oolíticos (Fot. 293)., de grandes fragmentos de Moluscos, con hasta un 30 % de granos de cuarzo detríticos dispersos en la matriz (0,3 mm. máximo). Algunos pequeños horizontes intercalados son hard-grounds ferruginosos con abundantes restos de Moluscos muy compactados. (Fot. 276). Hacia la parte alta aparecen unos pequeños bancos de wackestones de Rudistas, y wackestones de detritus con perforaciones. Cerca de los bancos más calcáreos aparece la abundante macrofauna descrita por Bataller (1958). Los corales de este yacimiento son de dimensiones reducidas (máximo 6 cm. de altura), arborescentes, y muy aislados; no se ha podido determinar si están en posición de vida. Aunque las

condiciones de afloramiento no permiten un estudio detallado, el tipo de restos observados no indica en absoluto la presencia de la más mínima función arrecifal.

Las facies del Bedouliense de Masarbonés se continúan hacia el Sur hasta las inmediaciones del pueblo de Sant Vicens de Calders (Más Borrás), aunque ya no se observan más restos coralinos y la fauna se empobrece progresivamente, excepto los bancos de packstone de Orbitolina.

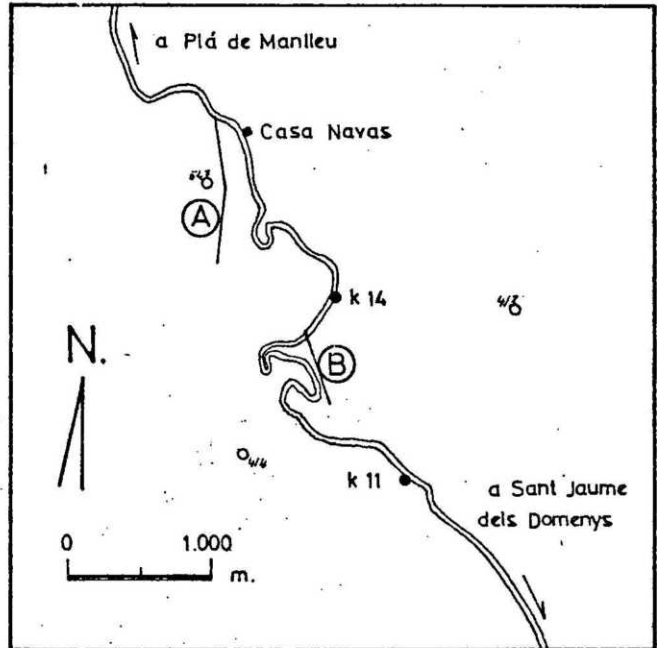
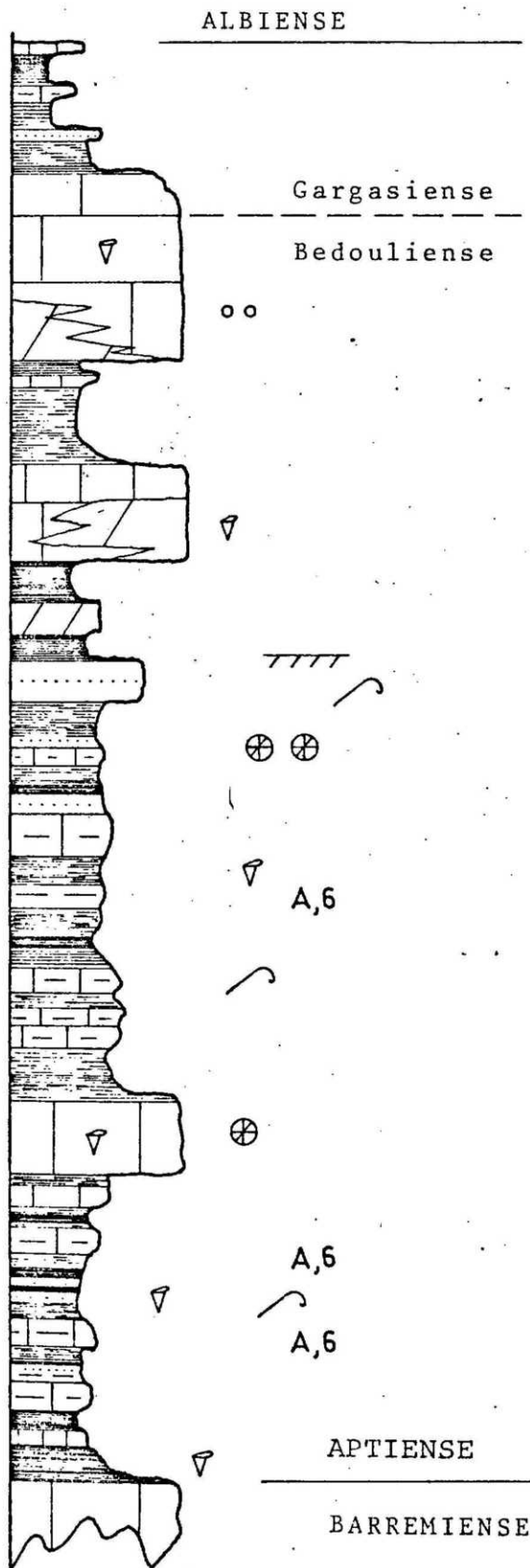
En resumen, el área de Santa Cristina presenta una dos tipos de facies bien diferenciadas en el Bedouliense: por un lado mud-banks de Rudistas con incrustaciones algales, restos coralinos, dolomitización, con o sin alternancias margosas, y por otro lado, margas rojas, horizontes ferruginosos, cuarzo detrítico, restos coralinos, Equínidos, etc. Es preciso hacer notar que estas facies rojas recuerdan a las que se hallan en la base de la facies "utrillas" en la plataforma estable. En cambio el Gargasense, es tal vez más homogéneo con grainstones y packstones de Orbitolina. Aunque los mud-banks presentan claros indicios de proximidad al continente (facies de Charáceas) parece lógico interpretar las margas rojas y el yacimiento de Masarbonés como una facies más próxima a tierras emergidas, o tal vez, simplemente, una mayor descarga de materiales "continentales".

5.7.6.3.- El Aptiense del Montmell

La base del Bedouliense coincide con un profundo cambio en la secuencia litológica respecto al Barremiense. Los primeros 40 m. son predominantemente de margas azuladas con intercalaciones de margas arenosas micáceas y pizarreñas. Contienen Toucasia de hasta 20 cm. en posición de vida. Trigonia, Ostreidos Orbitolina. En algunos niveles de margas más calcáreas son frecuentes los wackestones de detritus A.6.- de Equínidos y espí-

EL APTIENSE DEL MONTMELL

A



B

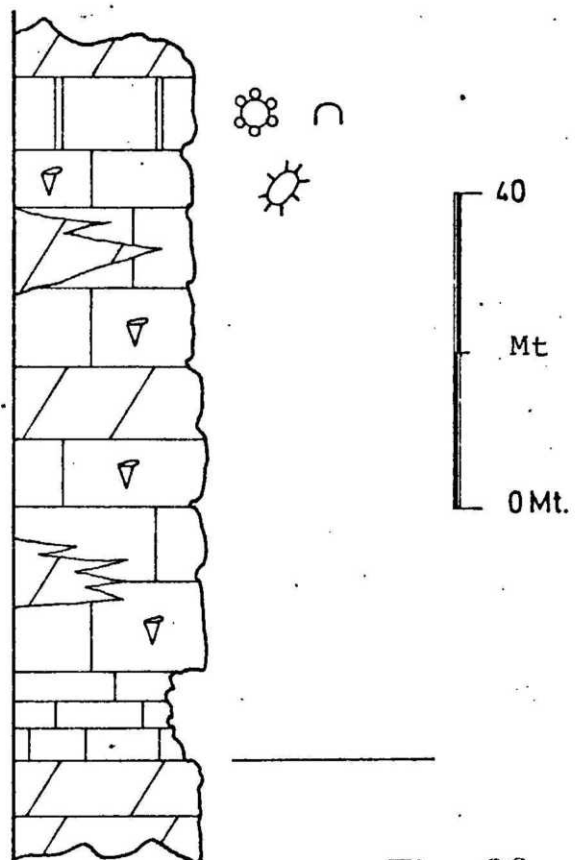


Fig. 36

culas de Esponjas (algunas triaxonas), sobre todo hacia la parte superior. La presencia de Tritaxia y las acumulaciones de espículas suponen, dentro del contexto regional, una comunicación abierta con zonas de plataforma externa.

Los 70 m. siguientes recuerdan la secuencia de Masarbonés, con unos 10 m. de mud-banks masivos y compactos con Ostreidos en posición de vida, Corales, abundantes incrustaciones de Baccinella, Dasycladáceas, (Acicularia, Neomeris), láminas de Miliólidos, Solenoporáceas, etc. y claras evidencias de función arrecifal. Los 60 m. restantes son nuevamente de predominio margoso: margas calcáreas nodulosas, con Orbitolina, Gasterópodos gruesos (Turritella?), margas azuladas, grandes Toucasia en posición de vida con incrustaciones de Rodofíceas. Las microfacies son wackestones y packstones de detritus y fragmentos de Rudistas, con espículas, Equinodermos, Orbitolina alguna Dasycladácea (Munieria). Un dato interesante es la presencia de un banco biostromal de pequeños corales arborescentes y dendriformes asociados a pequeños Rudistas. Su espesor no sobrepasa los 25 cm. siendo dominante la fracción margosa. Los corales aparecen en posición de vida, o simplemente aplastados por compactación. Las margas y calizas margosas que siguen a este banco tendrán frecuentemente restos de Corales, Rudistas, Serpúlidos (facies A.6-1) y algún grainstone ocasional. Este paquete finalizará con un par de bancos gruesos de arenitas cuarzosas ferruginosas, con fragmentos de Ostreidos (Fot. 318), y por último un hard-ground laterítico. Todo ello implica un ciclo francamente regresivo, desde la base del Bedouliense, con una emersión final.

De nuevo, la sedimentación se reemprende con un ciclo que parece ser significativo en esta área de la cuenca. Mud-banks de Rudistas, wackstones pelléticos con Miliólidos, dolomitización basal y canales de "seepage-reflux", etc. Este episodio calcáreo, compacto y masivo dura apenas 10 m. Finaliza con algunos rodolitos de Baccinella, fragmentos de corales y escasas Rodofíceas, en una matriz de grainstone pellético. Un episodio de

margas rojas con alternancias de delgados grainstones oolíticos (Fot. 294) de 10 m. finaliza con un nuevo hard-ground ferralítico. De nuevo aparecen 30 m. de bancos masivos y compactos de wackestones y packstones de Orbitolina, wackestones de Rudistas algunos grainstones oolíticos. Se observan rodolitos, Rodofíceas, Dasycladáceas,..... Implica un nuevo complejo de mud-banks con indicios de función arrecifal. La parte alta de este complejo indica ya un Gargasiense.

El Gargasiense (40-50 m.) es un paquete de margas rojas muy arcillosas, con intercalaciones de arenitas cuarzosas micáceas, pizarreñas en la base, y varios niveles de bancos delgados de grainstones A1, A2, A3 y ocasionales packstones de Orbitolina. Aunque el color rojo es en general muy intenso no se observan horizontes lateríticos ni hard-ground. Los fragmentos de Equinodermos, Codiáceas, Rodofíceas, Estromatopóridos, Dasycladáceas son particularmente abundantes, pero dominan ampliamente las Orbitolina. Cabe señalar que aunque la alineación de los granos es buena en general, no se observan keystones ni contactos estilolíticos intensos. Sin ningún cambio litológico brusco se pasa insensiblemente al Albiense marino. Las zonas terrígenas de estas facies están representadas en la Fot. 317.

No se ha podido obtener perfiles completos del Aptienses en otros puntos del Montmell, pero es evidente que la serie tipo no es válida, en detalle, en toda el área. Así un par de Kilómetros al Sur de la serie tipo del Aptiense, los 35 m. basales del Bedoulienses son bien diferentes (Fig. 36). Son bancos masivos y compactos de mud-banks, con wackestones pelléticos y de Rudistas, rodolitos de Baccinella, Codiáceas, corales, algunos grainstones, etc. además de la típica dolomitización basal. Se repite, en cierta manera la situación de Masarbonés (Santa Cristina). Vuelve a suceder que las facies margosas rojas se sitúan en zonas supuestamente más litorales que los mud-banks de Rudistas. Ya se ha discutido (454, 5652) la posible existencia de tierras emergidas, o por lo menos con escasa sedimentación, al N. del Montmell, lo cual concuerda con lo aquí expuesto.

5.7.6.4.- El Aptiense de Garraf

En el área de Garraf predomina un Bedouliense de margas azuladas y wackestones de detritus, al que debe atribuirse un ambiente deposicional de agua "más profunda" (571-e, 5727, 5744). Tal vez en los puntos más septentrionales (más cercanos al Monmell) se presentan algunos metros de mud-banks de alternancias margosas (5742) ¿Que significado tiene el término "agua más profunda?". Nos situamos fuera de la zona de actividad arrecifal, de foraminíferos bentónicos predominantes, de las algas calcáreas, probablemente fuera de la acción del oleaje. Rodo parece indicar (TYRRELL 1969; WILSON 1969); GARRISON and FISCHER 1969; THOMSON and THOMASSON 1969; Mc DANIEL and PRAY 1969; HECKEL 1972, etc.) profundidades de agua superiores a 40 m. Los escasos Nannoplanctónicos que se han hallado no ayudan a precisar más; THIERSTEIN (1972) presenta algunas figuras (P1 1-1, 5,6,13,18, 19,; P1 3-1, 2, 6, 7) y señala que algunos de ellos son favorables las condiciones de plataformas someras. No podemos determinar una profundidad para estas facies, los criterios que podemos utilizar son tan válidos para la batimetría como para la distancia a la costa.

Algunos datos tales como ausencia de acumulaciones de planctónicos tipo "coze", turbiditas, slumpings, así como la presencia constante de escasos restos de algas calcáreas, Rudistas, Miliólidos,..... tienden a sugerir profundidades inferiores a 200 m. Debe recordarse que estas calizas margosas "de aguas más profundas" son contemporáneas de los mud-banks de Rudistas de Santa Cristina y Marmellá, y con los bancos corallinos con horizontes lateríticos de Masarbonés y Les Ventoses (Marmellá). No poseemos datos de la zona de transición entre ambas facies. En el borde occidental de Garraf (corte del Foix) todavía persisten las facies "profundas"; 15 Km. más al W encontramos ya facies muy someras. Las facies son realmente semejantes a las descritas por CONRAD (1969) en el Barremiense de Ginebra, y atribuidos al medio circalitoral inferior (PERES 1961), con una batimetría entre 100 y 200 m.

En el esquema de WILSON (1970) estas facies correspondían al tipo 2 (Tidal shelf, deep undathem) con transición al tipo 1 (Basin) e indicios de margen de cuenca con pendiente muy suave. Sugiere una profundidad entre 20 y 60 m. de agua.

En los últimos metros de las margas azuladas se pueden datar ya el Gargasiense con acumulaciones de Orbitolina y algunos restos de Boueina. En las canteras de Els Monjos (Vilafranca) se aprecian nódulos margosos de Orbitolina de hasta 20 cm., que llegan a tener un aspecto de brecha infraformacional (slump?). Esta etapa margosa gargasiense dura apenas 3 m. Inmediatamente encima se sitúa el paquete de calizas compactas, calcareníticas del Gargasiense. Estas calizas poseen una facies eminentemente arrecifal en Vallcarca-Jafra, a base de Estromatopóridos, Codiáceas, Rodolíficas, Baccinella,.... Los Ostreidos y Rudistas son secundarios. Estos arrecifes pueden alcanzar 5 m. de altura, se desarrollan sobre lentejones de calcarenitas de Orbitolina, y puede presentar dos o tres etapas sucesivas, separadas por bancos de Orbitolina, margas azuladas, brechas calcáreas, wackestones de Rudistas y Miliólidos, etc. Es importante señalar que la matriz entre los boundstones es fundamentalmente micrítica, wackestones de detritus, y a lo sumo algunos grainstones peléticos. Los grainstones A9-1, 2, 3 son independientes de las zonas bioconstruidas. Todo parece indicar que no se trata de un arrecife frontal en zonas de alta energía. Los procesos destructores son primordialmente orgánicos (borings), aunque algunas brechas ocasionales podrían interpretarse con reservas como producto del oleaje. Los rodolitos de Baccinella son abundantes. Todos los datos que poseemos señalan un modelo tipo patch-reef. (Ver GARRETT et al 1971; BATHURST 1971 pág. 157; MULTER 1971), en zonas protegidas con intensa producción de fango que se mantiene en las zonas bioconstruidas.

En el borde Norte y Oeste, de Garraf desaparecen prácticamente las construcciones arrecifales gargasienses reemplazadas por un paquete de grainstones tipo A9-1, 2, 3. El corte más representativo es el de la cantera de Els Monjos (Vilafranca). La base del Gargasiense compacto presenta interesantes detalles, tales como cantos, bre-

chas con espículas, e inyecciones de margas, intercalaciones de 20-80 cm. de margas azules con abundantes Toxaster, etc. Ello induce a pensar en que estas calcarenitas basales implican erosión de la parte alta del paquete margoso; su geometría lentiforme además, un depósito de canal erosivo sobre estas margas. El resto del Gargasiense calcáreo es homogéneo, en bancos gruesos y masivos al final, con evidencias petrológicas de depósito tipo playa en sentido general.

5.7.6.5.- Consideraciones sobre la cuenca bedouliense

La cuenca bedouliense implica una zona de influencias continentales en Santa Cristina, perduración de los mud-banks de Rudistas con función arrecifal en Masarbonés, parte del Montmell y Salomó, así como una sedimentación muy restringida del mismo tipo en el área estable, y una posible tierra emergida al S de Salomó. En cierta manera, en estos lugares prosiguen las condiciones del Barremiense final sin ningún cambio importante de ambiente deposicional.

Garraf continúa siendo la zona más fácilmente comunicada con el mar abierto. Depósitos de aguas más profundas (40-100 m?) irrumpen bruscamente sobre los mud-banks barremienses con función arrecifal. La base del Bedouliense tipo de Marmellá ha de corresponder a un extremo septentrional de este litosoma, pero en Marmellá el Bedouliense presenta ya indicios de proximidad a tierras emergidas (mud-banks, lateritas, ...) . Hacia la parte media del Bedouliense en la plataforma estable se producen los supuestos olitostromas de Barremiense. Sin embargo estos accidentes no pueden relacionarse con un talud hacia aguas más profundas, puesto que las facies continúan siendo someras.

Hipoteticamente podríamos señalar las semejanzas con el modelo teórico de WILSON (1969) fig. 4) para una cuenca amplia y somera. El talud es muy suave, prácticamente inexistente, y están ausen-

Mud-banks

Barra

Agua dulce

Aguas más profundas

A1-2

A3

A4-5

A10

A8-9

A6

A7

MODELO DEPOSICIONAL
DEL BEDULIENSE

A8-9

A3-5

Fig.37

Símbolos como en la Fig.38

tes las barreras arrecifales frontales. En su lugar deberemos situar los mud-banks con frentes de función arrecifal, tal vez protegidos por cordones de playa (grainstones).

Durante el Bedouliense puede hablarse de un "alto fondo" en la plataforma estable. En efecto. Al SW de Salou en Vandellós el Bedouliense posee las mismas características que en Garraf, con un paquete de margas azules con abundantes Nannoconus, Amonites piritosos, Braquiópodos, Equínidos,.... En el apartado 4.1.4.1.-) se precisan algunos datos generales sobre el Aptiense del Maestrazgo, en conjunto se percibe un desarrollo análogo al de la Cuenca Salou-Garraf. Los datos que disponemos para el Bedouliense reproducen a grandes rasgos los esquemas paleogeográficos clásicos (Fig. 6) para las cuencas levantinas; un amplio golfo del Maestrazgo, un umbral, alto fondo o cabo (Salou-Tarragona) y un golfo más reducido (Garraf-Montmell). Una ligera modificación es la consistente en que igual que en el Barremiense, todo parece indicar que entre ambas cuencas, existía comunicación al Norte de Salomó, mediante una plataforma somera de mud-banks.

5.7.6.6.- Consideraciones sobre el Gargasiense

Durante el Gargasiense se obtiene una cierta uniformización de facies, con un claro predominio de grainstones sobre cualquier otra facies. Las únicas modificaciones aparecen en la plataforma estable, en la que todavía perduran los mud-banks de Rudistas, y en el centro del área subsistente, Garraf, con un conspicuo desarrollo de patch-reefs. (Fig. 38).

Otra característica del Gargasiense es la escasa subsidencia que se manifiesta en la cuenca en comparación con las unidades inferiores. Ello es indudablemente un anuncio de la "regresión" albiense. La cuenca se ha convertido en una extensa plataforma tipo "lagoon" somero, con complejas facies de playas y una zona de patch-reefs. Todo ello implica una "regresión" ya, efectuada tal vez por colmatización de la cuenca "mas profunda" del Bedouliense de Garraf. Este proceso podría explicar ciertas "anomalías"

APTIENSE

fot.320: MJ 27.Barra=0'5mm. Monjos. Crecimiento sintaxial sobre un Equinodermo, reemplazando granos persistentes. La envuelta micrítica del centro de la figura puede haber sido rota por la presión de cristalización.

fot.321: MJ 24.Barra=0'5mm. Fragmento de Rudista con pequeños núcleos de silificación. Matriz microsparitizada.

ALBIENSE

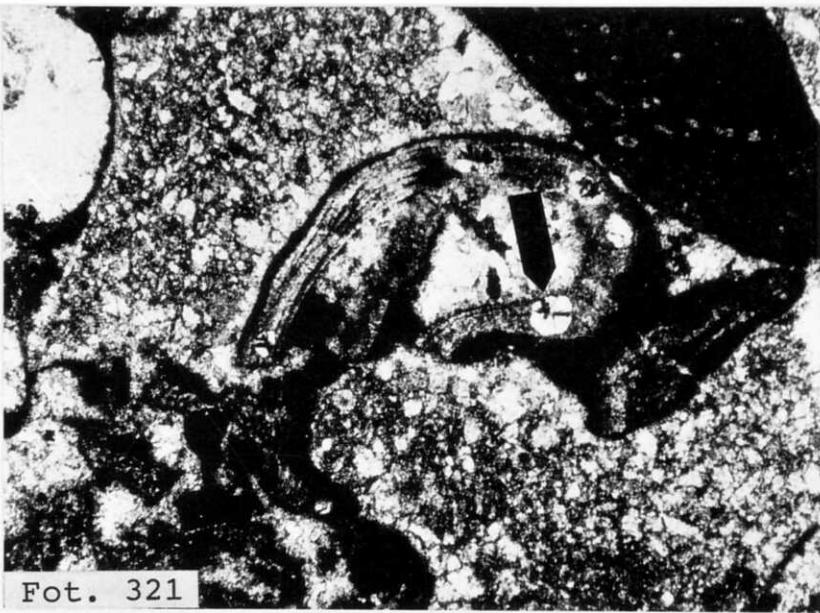
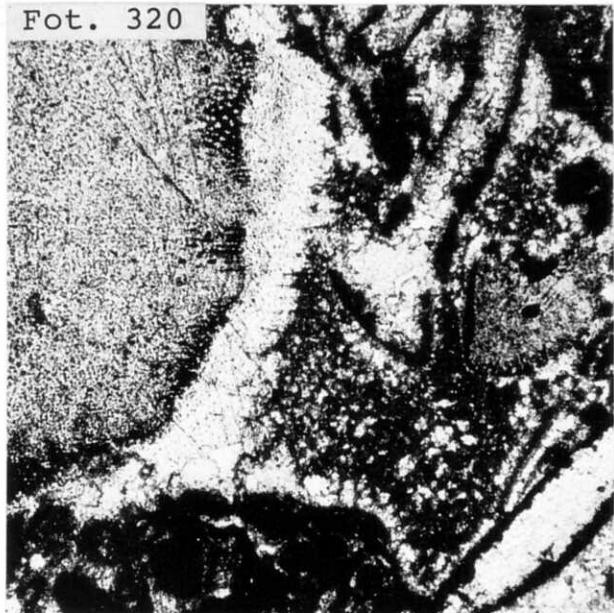
fot.322: SM 147.Barra=0'5mm. Montmell. Grainstone calcarenítico de detritus de moluscos, y peloides ferruginosos.

fot.323: SM 162.Barra=0'5mm. Montmell. Litoclasto de grainstone calcarenítico de grano grueso en un packstone pellético y de detritus. Junto con otros ejemplos, puede establecerse que estos bioclastos son albienses igual que la matriz; ello da una idea de la intensidad de cementación (beach-rock?).

fot.324: SM 161.Barra=0'5mm. Packstone calcarenítico con Orbitolínidos, Acicularia, oolitos. La matriz micrítica ha sido microsparitizada, llegando a formar cavidades con posterior cemento ortosparítico.

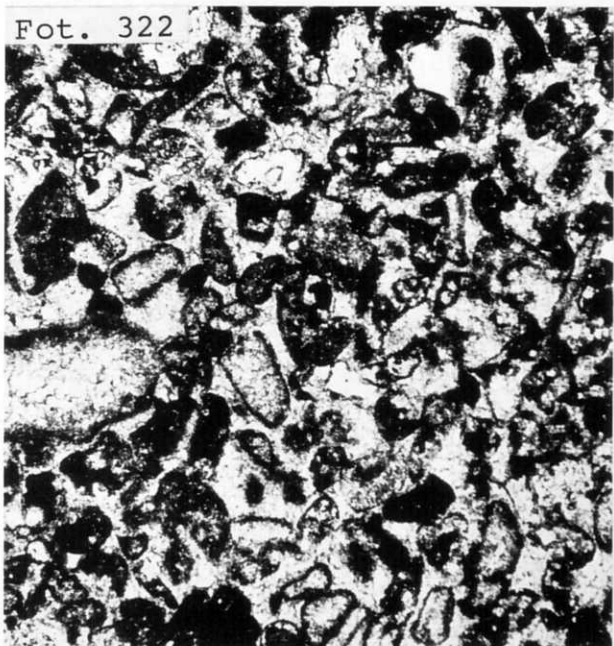
fot.325. SM 149.Barra=0'5mm. Packestone con Arabicodium, oolitos peloides. Microsparitización de la matriz.

Fot. 320

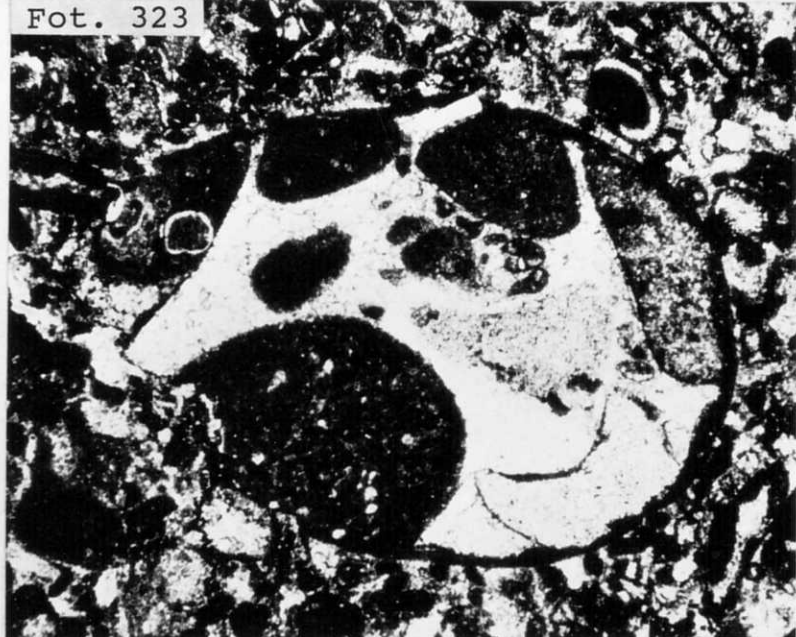


Fot. 321

Fot. 322



Fot. 323



Fot. 324

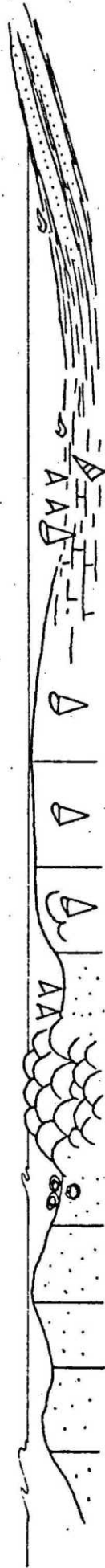
Fot. 325



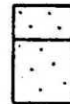
Barra

Patch reef

Mud-bank



MODELO DEPOSICIONAL DEL GARGASIENSE



Graist. packst. calcareníticos



Margas y calizas margosas



Arcillitas y arenitas cuarzosas
rojas



Estromatopóridos-Baccinella



Corales arborescentes



Rodolito



Rudista



Bivalvo



Gasterópodos

Fig.38

en los espesores de esta unidad en los alrededores de Canyelles, donde parece que puede llegar a alcanzar espesores de hasta 70 m. o más (Molist y Galmés, comunicación personal). Por otra parte, en la cuenca del Maestrazgo también se deja sentir esta regresión del Aptiense Superior (4.1.4.1.-).

5.7.6.7.- Consideraciones sobre la Cuenca Aptiense

Hemos indicado que la presencia de margas arcillosas rojas y lateritas, con alternancias de grainstones calcareníticos y abundante macrofauna debían implicar condiciones costeras (5762, 5763). Ejemplos actuales de tal situación los podemos hallar en las facies terrígenas de las Honduras Británicas (PUSEY 1964, pág. 189), del extremo NW de la Bahía de Florida (TABB et al 1962) (SCHOLL 1963), Ouslow Bay (GORSLINE 1963), incluso algunos puntos de la costa del Golfo de Texas (SHEPARD and MOORE 1955; SANDERS and FRIEDMAN 1967, pág. 223-228). El modelo general implica un drenaje continental de material terrígeno sobre la costa, y fangos carbonatados (ocasionalmente mud-banks) a cierta distancia de la costa es la plataforma somera. Estas bandas de terrígenos pueden alcanzar hasta 30 km. de espesor. El tamaño de grano de los materiales calcáreos en nuestro caso será predominantemente arena gruesa (grainstones de Orbitolina). Ejemplos de biohermes y mud-banks rodeados de materiales terrígenos finos (con algo de arena de cuarzo) de Ostreidos son frecuentes en las Bahías de Texas (NORRIS 1953, SHEPARD and MOORE 1955, 1960, LADD et al 1957). Todo ello nos permite elaborar un modelo deposicional explicativo de las facies aptienses (Fig. 37 y 38), así como un intento de paleogeografía (Fig. 39).

Por lo tanto, la cuenca aptiense se diferencia esencialmente de la barremiense por la presencia de una entrada de aguas más profundas en Garraf (notable descenso en el aislamiento de la cuenca) y aumento de la influencia terrígena en los bordes del Montmelle septentrional y la plataforma estable. Desaparece la disposición general de una bahía restringida comparable al modelo de la Bahía de Florida.

5.8.- EL ALBIENSE

En Tarragona y Salomó el techo del Aptiense comunica a una unidad litológica que hemos venido denominando "facies de utrillas", caracterizada por arcillitas y margas rojas piritosas. En Garraf no existen niveles superiores al Gargasiense. Sólo en Marmellá hemos podido datar el Albiense, con Neorbitolinopsis conulus y Aulotortus (P.) lenticularis. En el límite superior la aparición de Orbitolina concava y Neoiraquia convexa, definen la base del Cenomanense (Ver 5.10). En este apartado nos referiremos exclusivamente a estas facies marinas del Albiense, dejando para más adelante el problema de la base del Cenomanense en la plataforma estable. Los materiales arcillosos y ferruginosos de las facies "utrillas" no se estudian en detalle en esta Tesis, sólo su relación con las calizas.

5.8.1.- FACIES DEL ALBIENSE

Los componentes texturales de las calizas albienses son los mismos que los de los últimos metros del Gargasienses, aunque notablemente menos variados. A continuación describiremos brevemente las facies albienses, tal como aparecen en la serie de Marmellá.

5.8.1.1.- L.1.- Wackestone-packstone de grandes Orbitolínidos

Def.: Más del 40 % de la superficie son Orbitolínidos es una matriz de la micrita difusa (Fot. 324),

Características: Son frecuentes los restos de Moluscos y Equinidos, pero rara vez sobrepasan los 3 mm. En la matriz puede apreciarse una cantidad variable de pellets (hasta un 30 %) y oolitos (hasta un 20 %) ambos con los bordes intensamente ferruginizados. Son abundantes los fragmentos de Boueina (Fot. 325), frecuentes los de Neomeris y más esporádicos los de Briozoos, Gasterópodos, Acicularia. Los foraminíferos (Everticyclamina, Spiroplectamina, Valvulínidos) suelen estar presentes con muy pocos individuos, excepto O. texana texana.

Se presentan grandes "litoclastos", de hasta 3 mm. de oomicritas y biosparitas, con los bordes claramente erosionados. Los granos de cuarzo detrítico no sobrepasan el 10 %, excepto las notables concentraciones en los caparazones de los Orbitolínidos. En general todas las muestras presentan señales evidentes de compactación.

5.8.1.2.- L.2.- Packstone de detritus

Def.: Abundancia de detritus (granos inferiores a 2 mm.) de Moluscos, Equínidos, Orbitolínidos,.... formando una trama "grain supported" Fot. 326).

Características: Los detritus de Moluscos son los granos dominantes, generalmente, muy alterados (microsparitización) y ferruginizados, con evidencias de compactación. Los pellets y los oolitos son totalmente accesorios.

5.8.1.3.- L.3.- Grainstones

Def.: Menos del 10 % de matriz micrítica (microsparítica) Fot. 322,

Características: La granulometría es muy variable, desde pellet a intraclastos y bioclastos mayores de 3 mm. Pueden contener hasta un 15 % de cuarzo detrítico. Los granos más abundantes y de mayor tamaño corresponden a fragmentos de Moluscos y Equínidos. Ocasionalmente se observan zonas estabilizadas por Baccinella. Los Orbitolínidos (O. texana texana, N. conulus) suelen estar presentes y son accesorios los fragmentos de Briozoos, Gasterópodos, Boueina, Acicularia, Aulotortus lenticularis, etc.

5.8.1.4.- L.4.- Dolomías

Las dolomías albienses poseen unas características particulares, totalmente diferentes a las hasta ahora vistas. Es un grupo muy heterogéneo, cuya característica común es la fábrica dolomicrosparítica muy ferruginosa. De hecho, en las diferentes muestras se observan todas las transiciones posibles desde las anteriores facies a mosaicos de dolomicrosparita con minerales opacos. (Fot. 327 a 331). El proceso lo denominaremos "microsparitización". Implica la pérdida progresiva de la fábrica primitiva. Los granos fácilmente alterables son los fragmentos de Moluscos, y los menos, los fragmentos de Equínidos, Orbitolínidos y los oolitos, Ostreidos y pellets, que presentaban ya previamente una intensa ferruginización. Este proceso implica redisolución centrípeta de los granos, tal como puede apreciarse en los Orbitolínidos y en algunos oolitos (ver 5.9.1.).

Otro dato importante es que estas facies pueden llegar a presentar hasta un 40 % de granos de cuarzo detrítico, con bordes intensamente corroídos y reemplazados por la calcita. Por ello es atractiva la hipótesis de que estas zonas dolomíticas representan horizontes de intensa redisolución, resultando una concentración de cuarzo detrítico y ferruginoso flotando en una matriz de microsparita. El hecho de que las zonas dolomíticas se hallen en las superficies de los estratos, coincidiendo con las zonas más ferruginosas y comunicando a hacia arriba a margas rojas con lechos de arenitas cuarzosas pizarreñas, nos puede precisar ade-

ALBIENSE

fot.326: Sal 301. Barra=0'5mm. Salomó. Packestone de detritus de moluscos, equínidos, etc.

fot.327: SM 156. Barra=0'5mm. Montmell. Microsparita con cuarzo detrítico anguloso flotando; además, algunos peloides ferruginosos. Por lo tanto no puede tratarse de un cemento.

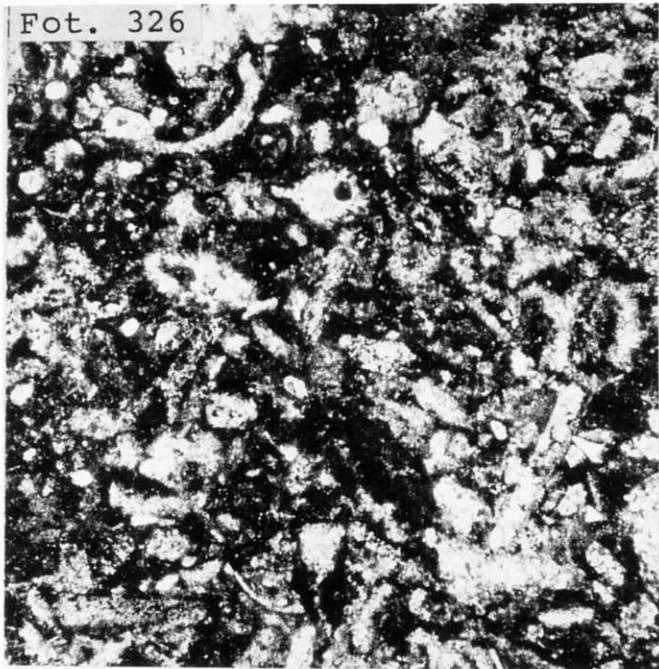
fot.328: SM 157. Barra=0'5mm. Montmell. Microsparitización general. Los fragmentos de moluscos desaparecen rápidamente, mientras que los foraminíferos y equínidos resisten mejor el neomorfismo.

fot.329: SM 157. Barra=0'12mm. Montmell. Detalle de la anterior. La fábrica aparece intensamente teñida de tonos rojizos.

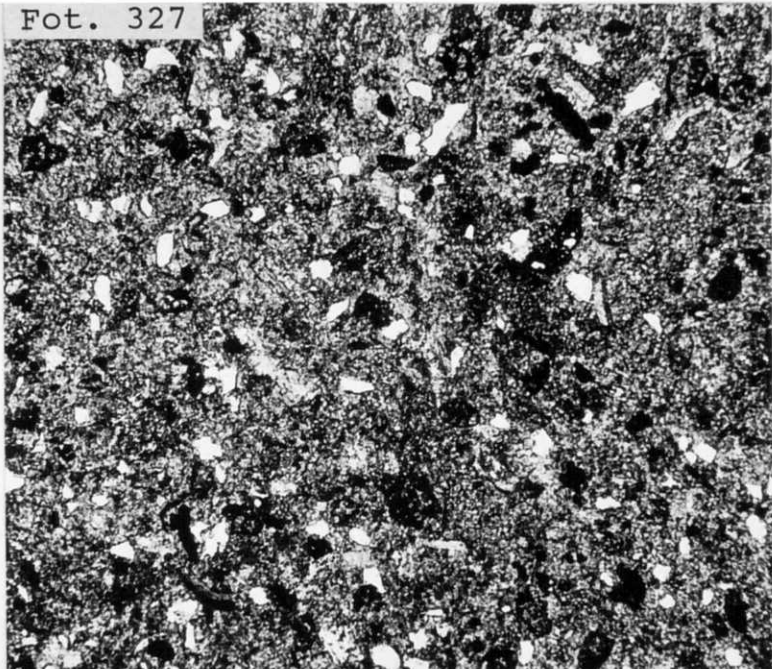
fot.330: Sal 123. Barra=0'5mm. Salomó. Oolitos ferruginosos en microsparita.

fot.331. Sal 123. Barra=0'12mm. Salomó. Detalle de la anterior. Cristales subhedrales de minerales ferruginosos.

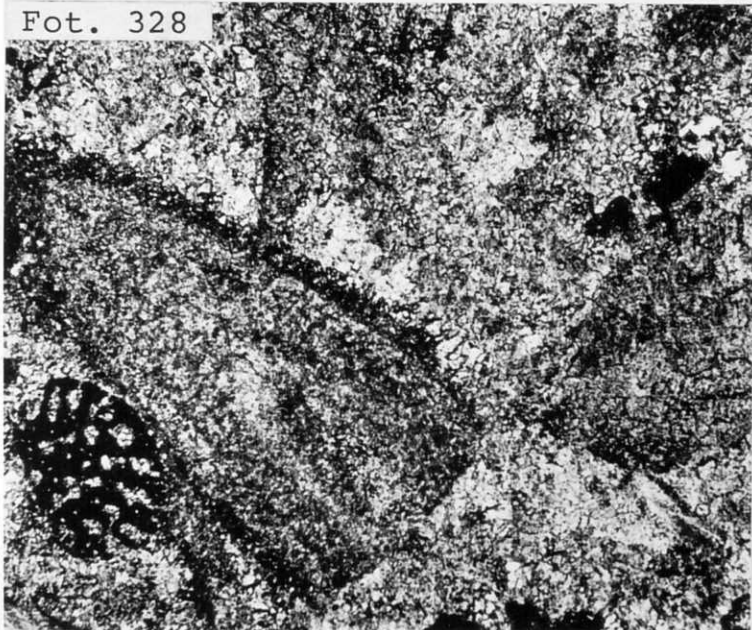
Fot. 326



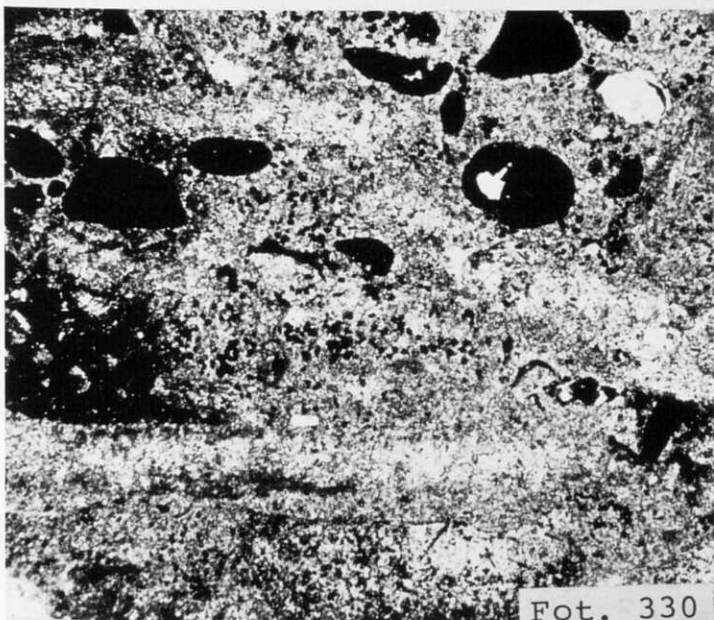
Fot. 327



Fot. 328

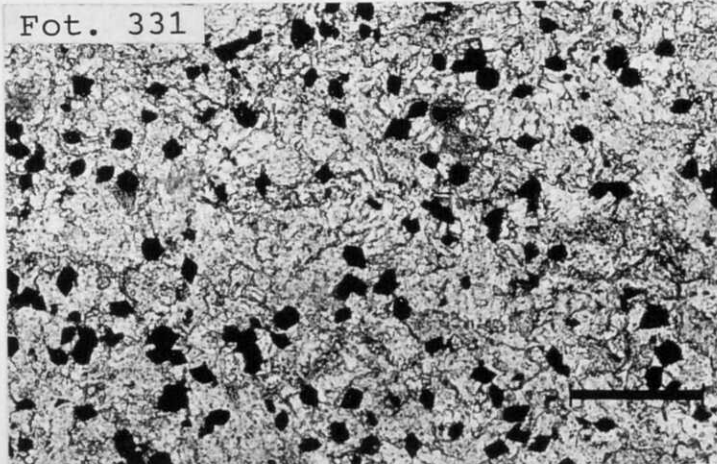


Fot. 329



Fot. 330

Fot. 331



más que se trata de auténticos hard-ground.

5.8.1.5.- Consideraciones

Estos grupos de facies se han obtenido a partir del estudio de 18 muestras según los métodos expuestos en 5.6.2. La característica común es la intensidad de los procesos de ferruginización y compactación, dominando los colores rojos en esta secuencia. Los estratos son de 20-40 cm. como máximo, alternando con niveles margosos rojos de hasta 4 m. Los ejes mayores de los bioclastos con frecuencias están orientados paralelamente a la superficie de estrato.

Las facies del Albiense aquí estudiadas son una clara prolongación de las facies aptienses terminales de Masarbonés y sobre todo, Marmellá, sin poder disponer de criterios de campo que permiten su diferenciación. El ambiente deposicional de estos materiales que podemos deducir será semejante al de aquellos casos; cercanía a tierras emergidas, con abundancia de indicios de emersión en la misma secuencia, comunicación directa con aguas de salinidad normal, en las que tenían lugar acumulaciones de oolitos, Codiáceas, etc. El hecho de que existen residuos de micrita (y microsparita) puede suponer que no se trata del mismo borde de plataforma somera: los oolitos aparecen muy ferruginizados y alterados. Los numerosos indicios de litificación muy inicial (litoclastos albienses;) con cementos esparíticos completos, favorecen la idea de beach-rocks o de situaciones similares.

5.8.2.- EL ALBIENSE MARINO DE MARMELLA Y SU RELACION CON LA FACIES "UTRILLAS" DE LA PLATAFORMA ESTABLE.

No se puede asegurar que el perfil albiense de la serie tipo sea el más completo de la zona de Montmell, puesto que coincide con la charnela del pliegue volcado y es muy probable que existan numerosas fracturas que compliquen la secuencia (Fig.

12, Lam. 8). Teniendo en cuenta esta salvedad describiremos algunas características de esta secuencia.

Los 20 m. basales son de la misma facies que el Aptiense (L-3, L-2, L-1), terminal. En los 35 m. centrales dominan claramente las intercalaciones de margas y arcillitas rojas oscuras con niveles de calizas ocre margosas y nodulosas, ricas en Orbitolínidos. Hacia la parte alta de este tramo central se hacen muy frecuentes los horizontes dolomíticos (L-4) y hard-grounds ferruginosos e irisados, con burrowing vertical (4 cm. grueso). En los 6 ó 7 m. finales se aprecia un notable cambio en estas facies. Vuelven a dominar los tramos calcáreos duros sobre los margosos, en estratos de hasta 40 cm. con algunas intercalaciones de 20-40 cm. de arcillitas y arenitas ferruginosas que coinciden encima de horizontes dolomitizados y hard-grounds de los bancos calcáreos. Las facies son grainstones (L-3) casi exclusivamente, en las que se aprecian restos abundantes mayores de 4 mm. de Rudistas, Oatreidos, y Corales. El techo de este tramo final es un importante horizonte dolomítico y ferruginoso, después del cual aparece ya fauna cenomanense.

Con las reservas que imponen las características de esta secuencia podemos hacer los comentarios siguientes. La regresión, ya insinuada a finales del Aptiense, se acentúa a lo largo del Albiense. Parece tener su máximo inmediatamente después de un importante episodio margoso. Por otro lado la transgresión cenomanense se anuncia ya antes de acabar el Albiense. Sin embargo, no es hasta un Cenomanense alto (Medio? Superior?) cuando se abandonan las recurrencias a facies tipo "utrillas".

¿Que posible correlación podemos suponer entre el Albiense de Marmellá y las unidades definidas como "utrillas" de Tarragona y Salomó?. En estas zonas, entre el Aptiense final bien datado y la base del Cenomanse bien datado existe una secuencia litológica semejante a la que hemos visto para el Albiense de Marmellá. Los últimos bancos aptienses se empobrecen de fauna representativa, al mismo tiempo que aumenta su color rojizo y el con

tenido en residuos arcillosos insolubles. Son las capas con Trigonia, Equínidos, Braquiópodos, etc. con niveles de oolitos (L-2) (Fot. 326). En Salomó estos niveles basales de Trigonia alcanzan su máximo desarrollo, 4 m. con abundantes Braquiópodos. Encima se sitúan las arcillitas rojas piritosas, con yeso fibroso y en "punta de lanza" y costras ferruginosas cuyo espesor real es difícil de calcular (5-10 m.). Finalmente, en Tarragona aparecen bancos dolomíticos con irisaciones, moldes de Lamelibranquios y hasta un 35 % de cuarzo detrítico. En cambio en Salomó, inmediatamente encima de las arcillitas ferruginosas aparecen calizas margosas en bancos gruesos, muy parecidos a las facies L-2 y L-3 de Marmellá, pero contienen ya fauna cenomanense.

Como conclusión provisional de todo lo anteriormente dicho se desprende que el máximo regresivo (arcillitas con costras ferruginosas) se establece en la parte final del Albiense. Las ideas expuestas las completaremos en el próximo capítulo dedicado al Cenomanense.

5.9.- EL CRETACICO INFERIOR DE LA CUENCA SALOU-GARRAF

Desde el Jurásico terminal al Aptiense Superior hemos asistido a la génesis, desarrollo y colmatación de una cubeta deposicional entre Tarragona y Garraf. En realidad esta evolución comprende varios ciclos sedimentarios, que de acuerdo con los datos estratigráficos y sedimentalógicos que disponemos podemos precisar:

a) Ciclo del Jurásico Superior: Desde la etapa erosiva de la base del Malm hasta el techo del Valanginiense, el problemático Hauteriviense-Barremiense Inferior. Se puede subdividir en:

a.1.- Desde la base del Malm al techo del Portlandiense-Berriasiense. La mayor parte de esta episodio está dolomitizada, de todas maneras se distingue una base oolítica y coque de cuarzo detrítico, un potente desarrollo de algal-mats y un techo con caliche, pisolito y hard-grounds.

a.2.- Transgresión valanginiense, que finaliza con niveles lacustres y lateritas. Este episodio es relativamente breve y su etapa erosiva final es responsable en gran parte de la desaparición de los materiales de este ciclo en la plataforma estable.

No se puede precisar los límites de la cuenca deposicional del ciclo Jurásico Superior, pero ya poseemos indicaciones de por lo menos algunas características cretácicas: comunicación con el Maestrazgo por el Norte de la plataforma de Tarragona y comunicación con una hipotética plataforma abierta por Garraf Occidental.

b) Ciclo del Cretácico Inferior: Desde el Barremiense Superior al Albense. Comprende los episodios siguientes:

b.1.- Barremiense Superior: Desde los niveles lateríticos basales hasta los niveles lateríticos y dolomíticos superiores, coincidiendo (o unos metros debajo del techo barremiense).

b.2.- Bedouliense: Diferenciación de un "umbral" batimétrico y entrada de depósitos pelágicos (?) por Garraf Occidental

b.3.- Gargasiense a Albiense: colmatación de la cuenca, con intenso desarrollo de patch-reefs y calcarenitas grainstone.

Este ciclo caracteriza por una marcadísima subsidencia (ver 4.9 .5.-) que se contraresta por una intensa producción de sedimento en b.1.- provoca la diferenciación de b.2. y se atenúa completamente en b.3. Por otra parte se establece un claro ambiente de bahía muy somera con gran producción de fango micrítico en complejos mud-banks. En el esquema de la Fig. 39 se representa la situación de los litostomas de predominio de depósitos de influencia de cuñas de agua dulce y los de aguas de salinidad más normal continuando en las zonas marginales las condiciones tipo "purbeck (mejor "purbeck-weald") durante parte del Bedouliense. En los esquemas paleogeográficos (LAM. 15 y 16) queda bien patente la comunicación con el gran golfo del Maestrazgo al N de la plataforma extensa al Sur del Garraf Occidental.

Insistimos en que la ausencia de materiales correspondientes al ciclo jurásico en la plataforma estable no implica un umbral emergido en la misma. La estructura de la fig. 39 puede explicarse mejor con el balance - sedimentación (subsidencia)-erosión; las discontinuidades erosivas (lateríticas, hard-grounds, caliche,.....) se hacen más densas progresivamente hacia la plataforma estable.

Queda el problema del límite SE continuamente hemos precisado de la presencia de un obstáculo paleográfico entre la bahía de Tarragona-Garraf de carácter muy restringido (restricted bay) y la supuesta plataforma de más abierto. Puede tratarse de una cadena de islas emergidas, tal vez de un frente arrecifal o de unas barras oolíticas. Nótese el incremento de los patch-reef hacia esta zona, así como de bioclastos de elementos arreci

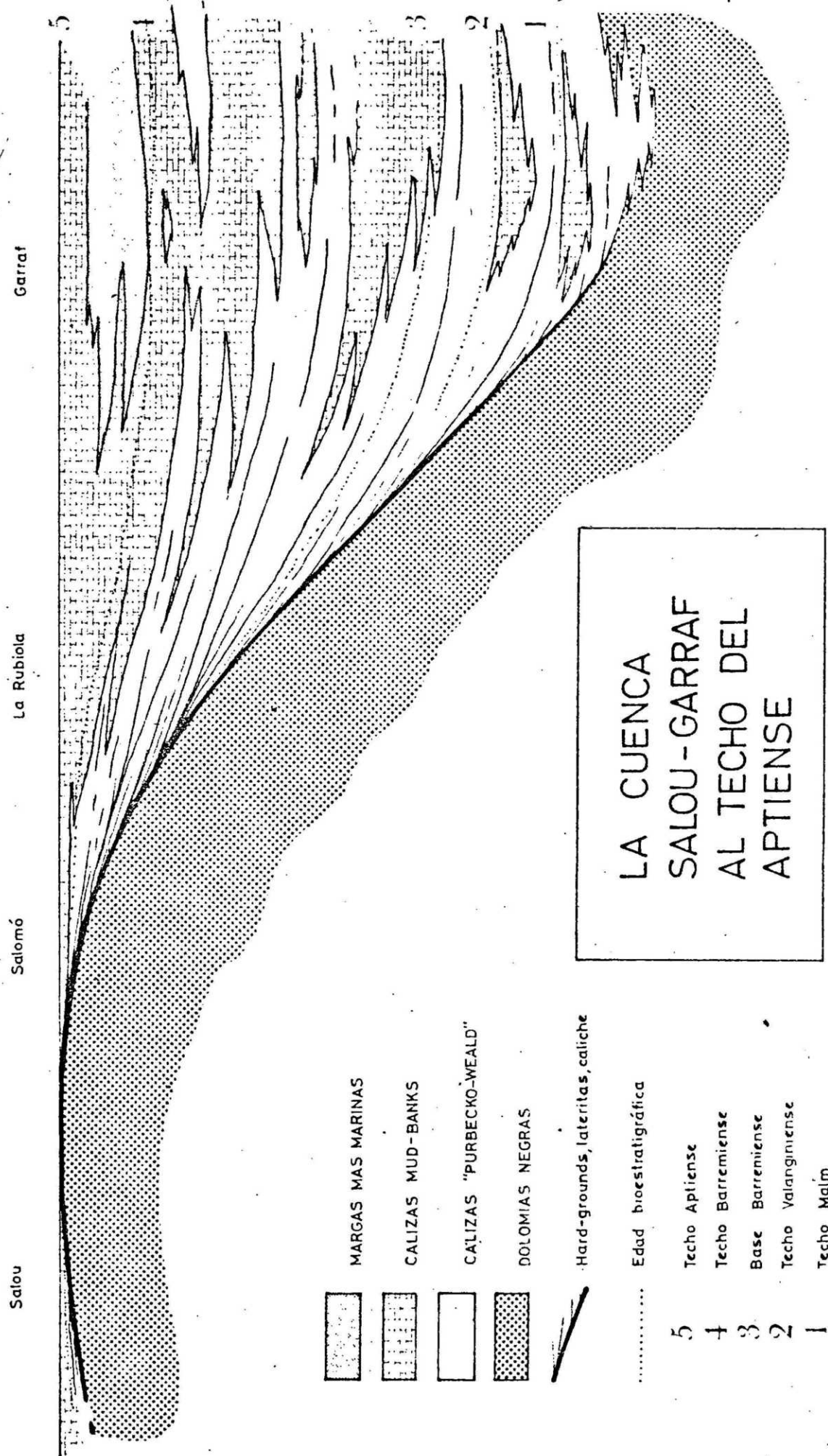


Fig. 39

fales y de granos oolíticos.

Por último, una cuestión terminológica. No ha aparecido en esta Memoria el término "urgoniano", ni siquiera en la expresión de facies litológica o ambiente deposicional. En nuestra opinión, este término es completamente inútil en el estado de los conocimientos sobre sedimentología de rocas carbonatadas. Tradicionalmente se engloban en el "urgoniano" o "facies urgoniana" a los arrecifes de corales tipo barrera, patch-reefs, mud-banks con Rudistas, y los materiales asociados como arenitas y arcillitas terrígenas, playas calcarenitas, etc. Se emplean términos derivados, como "paraurgoniano, suburgoniano, supra-urgoniano, urgonoides, etc." de imprecisa y dudosa utilidad, tanto desde el punto de vista estratigráfico como del sedimentológico. Entre otros aspectos, la dificultad de este término estriba en que no tiene en cuenta la realidad sedimentológica de los materiales que describe. El único punto en común en todos ellos es que se trata de carbonatos de plataforma y suelen contener Orbitolínidos; de hecho todas las calizas de plataforma marina responden a las características de "urgonianas". Por ejemplo, un algal-mat estromatolítico y evaporítico, o un depósito de agua dulce (facies de Charáceas, Oncolitos,....) nunca se incluirían en el término "urgoniano". En cambio hemos visto su íntima relación con los bancos de Rudistas. Tenía sentido hablar de "facies urgonianas" hace unos años, pero en la actualidad es equívoco y poco afortunado el proseguir con su ejemplo, sobre todo desde un punto de vista sedimentológico. Paralelamente, y quizás guardando relación deben ser desechados los términos "sub-arrecifal", para-arrecifal".

5.10.- LA TRANSGRESION CENOMANO-TURONENSE

5.10.1.- DEFINICION

La base del Cenomanense queda caracterizada con Orbitolina gr. concava, O texana aperta, Neoiraquia convexa, que coincide sen

siblemente con el techo de las facies "utrillas". En realidad esta asociación define al Vraconiense, pero dado que este piso resulta superfluo cuando se estudian secuencias planctónicas, incluimos este problemático Vraconiense en la parte basal del Cenomanense. De esta manera, además, se facilita el análisis sedimentológico del Cretácico Superior. El techo del Cenomanense de esta cuenca viene caracterizado por las faunas de Alveolínidos. Los niveles Turonenses se determinan por la presencia de Pithonella spherica, Hedbergella paradubia, Heterohelix cf. brayi. El techo de la transgresión cenomano-turonense lo situamos en la aparición de calizas micríticas finamente tableadas, con algunos raros Ostrácodos y laminaciones tipo caliche. Los afloramientos cenomanenses se hallan limitados en Tarragona Salomó y Marmellá, y los turonenses en Tarragona y, en parte, en Salomó.

5.10.2.- COMPONENTES TEXTURALES

En el Cenomanense y el Turonense ya no tenemos la gran variación de texturas que caracterizaba a los niveles inferiores. Los componentes texturales responden a dos o tres tipos esenciales, de hecho ya conocidos en niveles inferiores, pero que aquí presentan algunas características particulares que señalaremos a continuación:

- a) Micrita: Se parecía la total ausencia de las texturas de micritas densas y oscuras, excepto en algunos casos aislados, en los que sin embargo, no se llega exactamente al mismo tipo de micrita. Las micritas del Cretácico Superior responden fundamentalmente a dos tipos:
 - Micrita gruesa, difusa, con varios estadios de transición a microsparita (Fot. 338, 339, 340, 344).
 - Micrita pellética y micropellética. Se trata en realidad de acumulación detrítica de pellets que se homogeneiza por compactación (Fot. 322, 343). Podría objetarse que el aspecto grumuloso se debe a procesos nemórficos, pero su carácter detrítico queda bien manifiesto en las texturas tipo "shelter" (Fot. 336, 337).

Sin embargo, algunas muestras presentan micritas de grano fino, homogéneas sin observarse indicios de otra textura. Por ejemplo, en la Fot. 336, la masa micrítica que aparece en el ángulo superior derecho podría ser originariamente sedimento micrítico próximo al descrito como micrita densa.

- b) Pellets.—La inmensa mayoría de los pellets del Cretácico Superior se diferencian claramente de los de niveles inferiores por su tamaño más pequeño y una notable regularidad de su forma elíptica y granulométrica (0,03 - 0,06mm.). Algunos de ellos son claramente moldes internos de Ostrácodos (Fot. 334), acumulados posteriormente a la desarticulación de sus caparazones. Dado que existen importantes acumulaciones de Ostrácodos (Fot. 353), es lógico suponer que en parte los pellets de estas facies se producen por este mecanismo. En otros casos no es posible determinar este origen, y aunque no se hayan observado estructuras internas y formas típicas de los pellets fecales, suporemos este origen debido a la regularidad de estos pellets.
- c) Oolitos.— Las envueltas oolíticas son de tipo fibroso radial siendo la estructura concéntrica mucho menos observable. Hemos realizado algunas pruebas experimentales según los métodos de SHEARMAN et al (1970). Las réplicas de acetato con H_2O_2 revelan claramente una serie de capas concéntricas de minúsculos cristales de calcita con sus ejes dispuestos radialmente y sus formas alargadas según esta dirección. En cambio, el ataque con ClH remarca la estructura de residuos concéntricos de materia orgánica. De ello se deduce que la primitiva fábrica tangencial de agujas de aragonito se ha convertido en una fábrica radial de cristales de calcita. No sólo por sus características ópticas, sino también por sus detalles estructurales estos oolitos son equivalentes a los de los ambientes marinos actuales.

La mayoría de los oolitos poseen un núcleo visible, generalmente fósiles, en otras ocasiones pellets. Es muy variable el

CENOMANO-TURONENSE

fot.332: Sal 325.Barra=0'5mm. Salomó. Mudstone formado por la acumulación de pellets blandos.

fot.333: Sal 305.Barra=2'2mm. Salomó. Packstone de Ostrácodos.

fot.334: Sal 140.Barra=0'5mm. Salomó. Packstone pellético con Ostrácodos. Por lo menos en parte, estos "pellets" son moldes internos de Ostrácodos.

fot.335. Sal 10.Barra=0'5mm. Salomó. Coralínícea incrustante en packstones de detritus, con cuarzo terrígeno, peloides ferruginosos.

fot.336: Sal 145.Barra=2'5mm. Salomó. Packstone de pellets, con restos de gasterópodos lamelibranquios, serpúlidos. Efecto "shelter" en los horizontes más pelléticos.

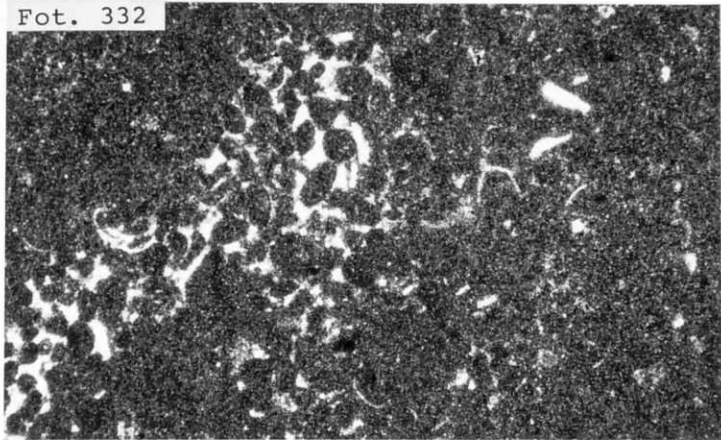
fot.337: MT 111.Barra=0'5mm. Tarragona. Réplica de acetato de una cavidad "shelter" de wackestones pelléticos.

fot.338: Sal 135.Barra=0'5mm. Salomó. Grainstone pellético con algunos Miliólidos, fragmentos de Equinodermos, granos de cuarzo. Dos generaciones de cemento y posibles cavidades.

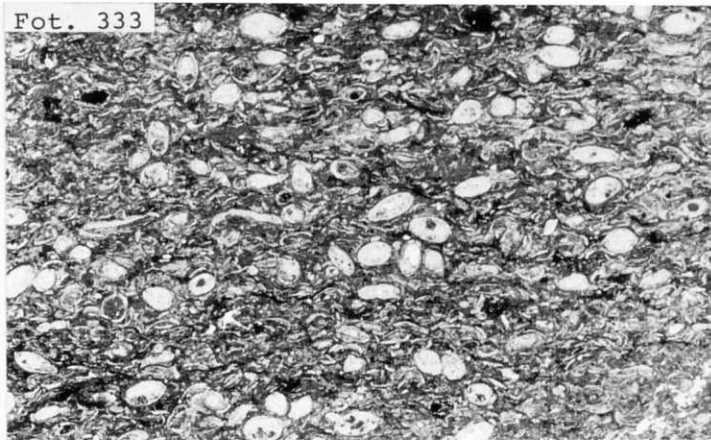
fot.339: MT 112.Barra=0'12mm. Tarragona. Mudstone con foraminíferos planctónicos y pequeñas manchas piritosas. Turonense.

fot.340: MT 107.Barra=0'5mm. Tarragona. Mudstone microsparítico (o de finos detritus ?) con planctónidos.

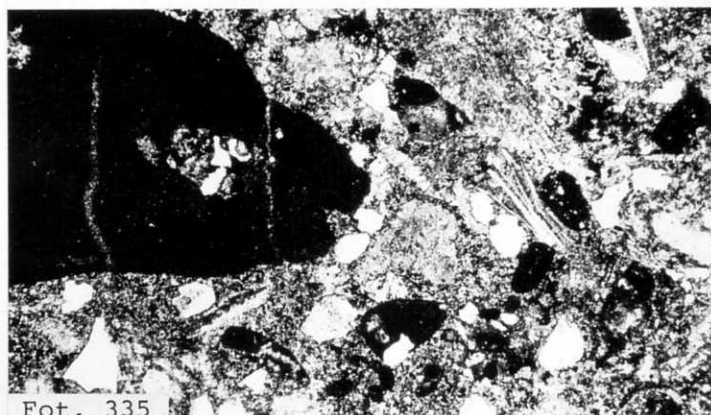
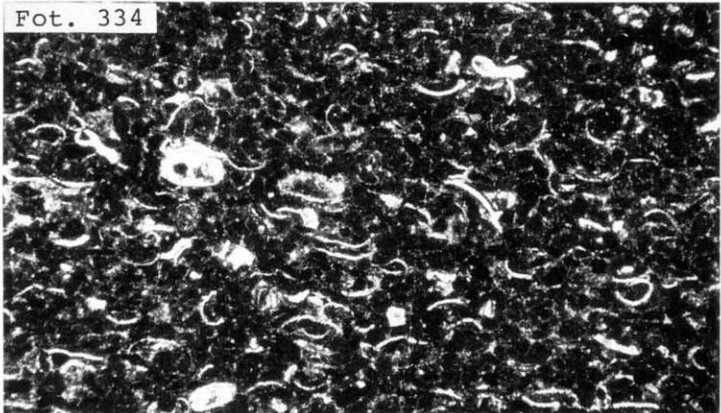
Fot. 332



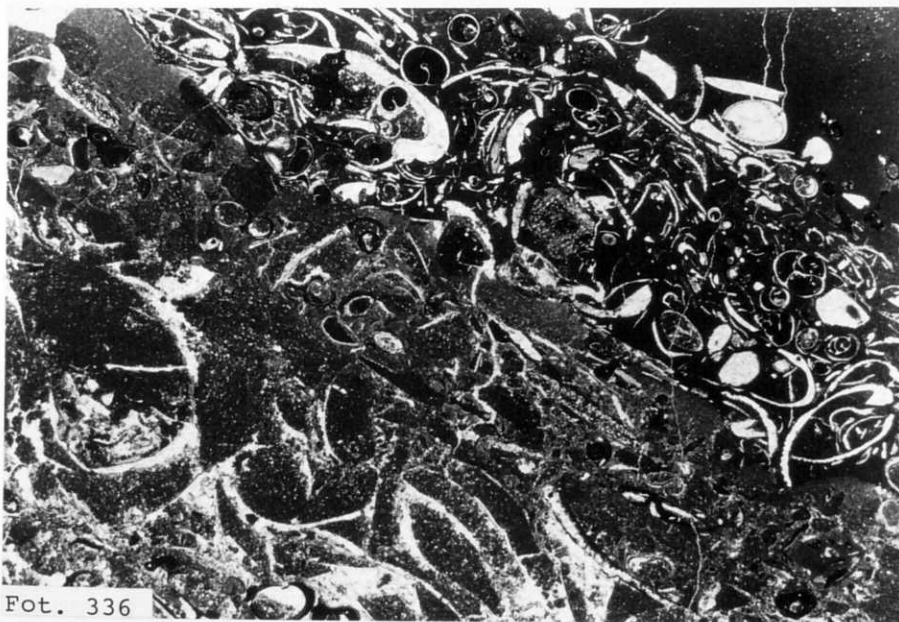
Fot. 333



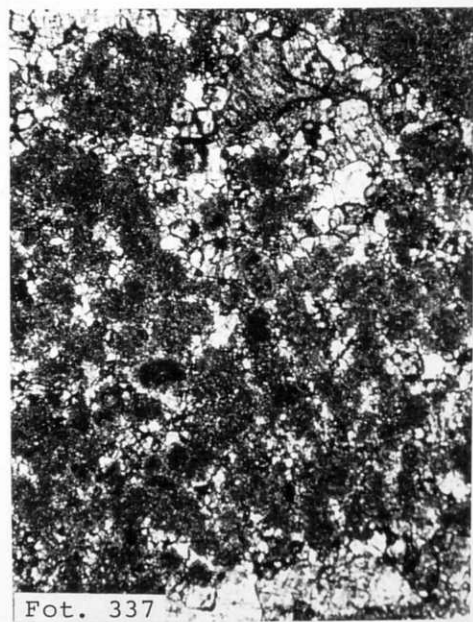
Fot. 334



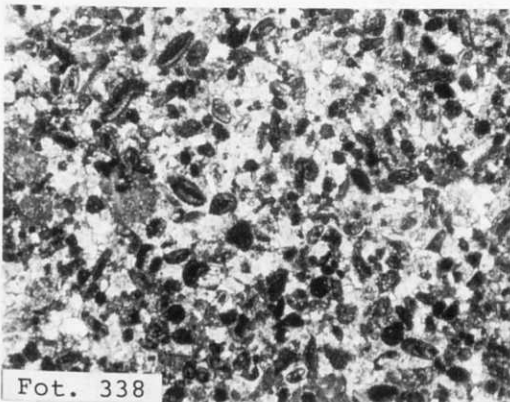
Fot. 335



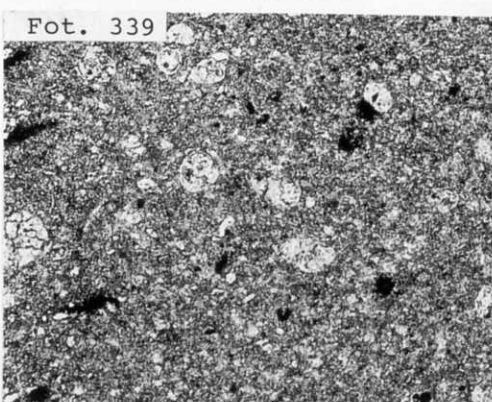
Fot. 336



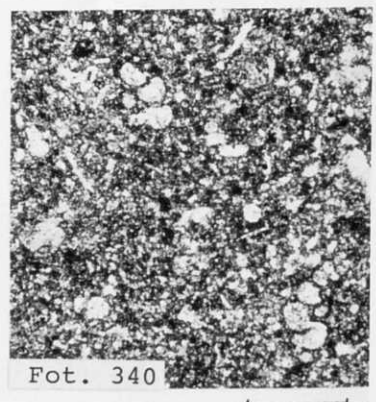
Fot. 337



Fot. 338



Fot. 339



Fot. 340

espesor de envuelta oolítica, obteniéndose todas las posibilidades entre oolitos superficiales (pseudoolitos) y oolitos carentes de núcleo (raros). No debe confundirse las envuelta oolíticas con la primera generación de cemento (even-style), el significado ambiental de ambos productos es completamente distinto (Fot. 350).

- d) Intraclastos.- Recordando el uso de este término que hemos propuesto en anteriores capítulos, aquí nos limitamos a señalar la abundancia de grapestones de bordes erosionados (Fot. 348, 353). Son frecuentes igual que en el Albiense, los litoclastos con cemento esparítico erosionado (Fot. 351), que muy probablemente son de la misma edad. Los bioclastos completamente micritizados sólo son abundantes en determinados niveles.

5.10.3.- CLASIFICACION, GRUPO DE FACIES

Siguiendo los métodos establecidos en capítulos anteriores hemos obtenido el siguiente grupo de facies:

5.10.3.1.- C.1.- Mudstone-wackestone

Def.: Hasta un 20 % de granos en micrita gruesa (Fot. 339, 390).

Características: Los granos son inferiores a 0,03 mm. constando siempre los caparazones de Ostrácodos. Los foraminíferos (Hedbergella, Pithonella, Heterohelix,....) puede llegar a representar hasta un 15 % de la superficie. Son frecuentes los detritus de Equinodermos y rellenos piritosos en las cámaras primarias de los bioclastos. Esta facies se presenta en bancos gruesos y muy compactos, blanquecinos, y en ocasiones masivos. Son muy frecuentes las suturas estilolíticas.

5.10.3.2.C.2.- Wackestone-packstone de pellets

Def.: En más de un 40 % la matriz micrítica se resuelve en una acumulación de pellets, más o menos compactados (Fot. 336, 343).

Características: Se trata de un grupo muy complejo, con numerosos pasos graduales hacia otras facies. Se pueden distinguir estas variedades:

CENOMANENSE

fot.341: Galerías de "burrowers" inmediatamente debajo del nivel de Alveolínidos, Tarragona. (La Bulladera). La superficie está ligeramente ferruginizada.

fot.342: Misma localidad; horizonte completamente bioturbado.

fot.343: MT 103. Barra=2'2mm. Tarragona. Packstone de pellets con burrowers (intensa microsparitización) y grietas semirígiditas (con sedimento diagenético). La grieta ha de ser anterior o coetánea al burrow.

fot.344: MT 92. Barra=2'2mm. Tarragona. Wackstone de Alveolínidos, abundantes detritus y burrowing.

fot.345: Sal 302. Barra=1'6mm. Salomó. Packstone de detritus de moluscos. En el fragmento de la derecha se observan intensas perforaciones de esponjas, algunas de ellas vacías, redisolución vacío de la capa aragonítica y calcitización de la capa externa.

fot.346: Sal 320. Barra=2'2mm. Salomó. Sucesivas etapas de perforación por Bivalvos de un wackestones con núcleos arrecifales de Serpúlidos, los cuales aparecen cortados junto con la matriz micrítica completamente litificada.

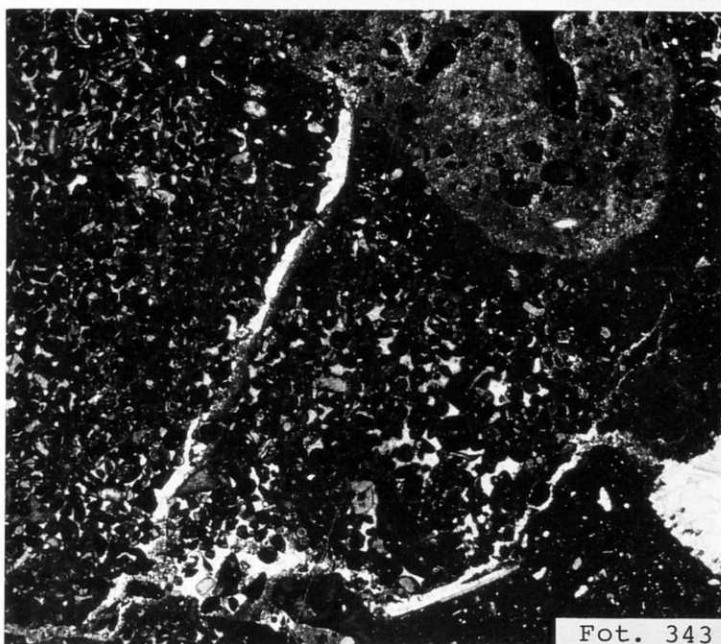
Fot. 341



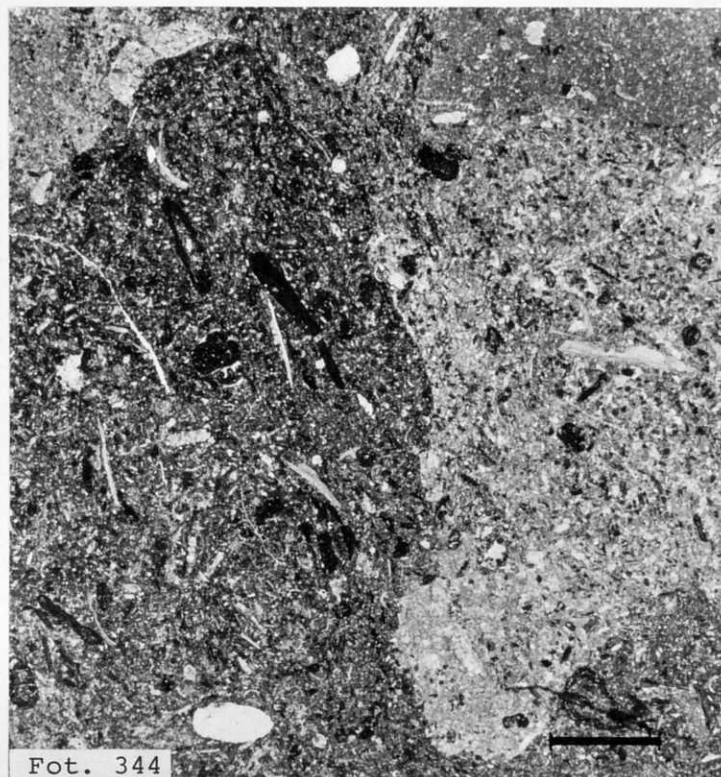
Fot. 342



Fot. 343



Fot. 344



Fot. 345



Fot. 346



C.2.1.- Wackestones de foraminíferos. Es la variedad de mayor contenido en micrita y granos micritizados. Los caracterizamos según el tipo de foraminíferos más abundantes en:

- Wackestones de Miliólidos: Quinqueloculina, Nummuloculina, Spiroplectamina, Nezzazzata, Glomospira y algunos Orbitolínidos. En ocasiones presentan texturas dismicríticas, y siempre inferior al 30 % es la proporción de detritus de Moluscos. La micrita suele ser de tipo denso oscuro.
- Wackestones de Alveolínidos: (Fot. 364, 344) Los Miliólidos y en general, los foraminíferos, son menos abundantes. La máxima concentración de Alveolínidos observada es de 7 individuos por 25 cm². Son frecuentes los fragmentos de Equínidos, Moluscos, Corales, Serpúlidos,..... Los foraminíferos más frecuentes son los Miliólidos, y se observa la presencia de Tritaxia.
- Wackestones de Orbitolínidos: muy parecidos a las facies L.1.- del Albiense, pero apenas se han observado algas calcáreas. La micrita es de tipo grueso y difuso.

C.2.2.- Wackestones-packstones de Rudistas. La micrita suele ser de tipo denso, con crecimientos porfiroides de dolomía en extensión variable. La matriz es packstone-wackestone pellético y calcarenítico (granos micritizados), aunque localmente es micrita homogénea. Presenta una proporción muy variable de detritus de Moluscos, y detritus y fragmentos de Corales. Estos fragmentos presentan importantes incrustaciones de Baccinella irregularis, en general posteriores a los borings. Como componentes secundarios y, o accesorios presenta una fauna muy variada, entre la que destacamos: Miliólidos, Coskinolina sp., Pseudocyclamina rugosa, Pseudotextulariella cretosa, Cuneolina pavonia, Glomospira, Daxia cenomana, Marsonella, Equinodermos, Solenopora-ceas,.....

C.2.3.- Packstone de Moluscos. (Fot. 345). Textura grain-supported a base de conchas finas poco micritizadas en la que la matriz es un grainstone de pequeños pellets que por compactación dan lugar a micrita homogénea. Son muy frecuentes las texturas tipo "shelter", "flored interstices",... (DUNHAM 1962). Los restantes elementos faunísticos son muy accesorios (Equinodermos, Anélidos, Orbitolínidos, Miliólidos, Ostrácodos, Bouina, Acicularia,.....

5.10.3.3- C.3.- Packstone wackestone(?) de detritus

Def.: Los granos son esencialmente detritus de Moluscos, siendo raros los bioclastos mayores de 3 mm.

Características: Los detritus son muy angulosos ("astillas" de Ostreidos") y no es frecuente su micritización. Con todo, son

CENOMANENSE. GRAINSTONES

fot.347: Sal 151.Barra=1'8mm. Salomó. Horizontes de micritización y litificación (hard-ground) a partir de grainstones oolíticos.

fot.349: Sal 155.Barra=2'2mm. Salomó. Caso semejante al anterior. Estos oolitos presentan cementación tipo Keystone, aunque a veces puede confundirse con efecto "shelter" en el que se redisuelva el bioclasto que lo produce.

fot.348: Sal 142.Barra=0'5mm. Salomó. Oolitos con núcleo pelético, de grapestones, bioclastos. La primera generación de cemento presenta un contacto sinuoso con la segunda, debido a un débil neomorfismo de las terminaciones drusoides.

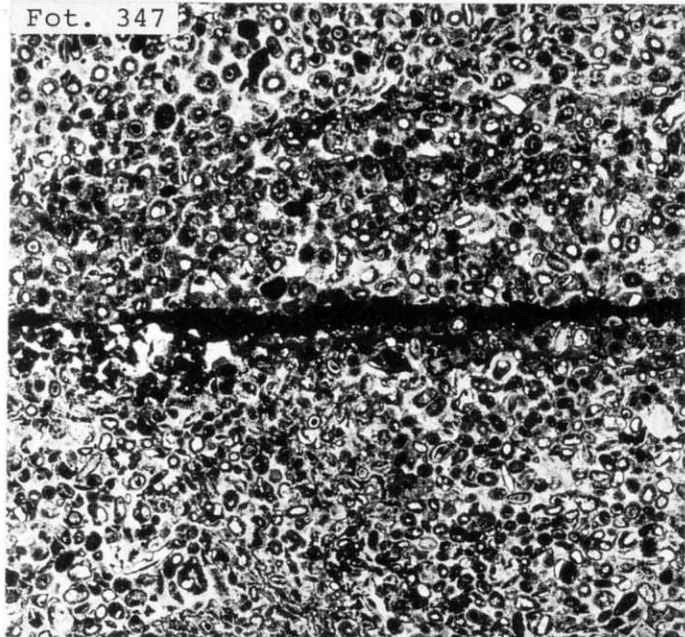
fot.350: Sal 311.Barra=0'5mm. Salomó. Packstone oolítico con primera generación de cemento y microsparitización de la micrita residual. Parece existir una ligera deformación de los granos por compactación.

fot.351: MT 161.Barra=0'5mm. Tarragona. Litoclastos con cemento esparítico, con la misma facies que la muestra en que se hallan (beach-rock). Fragmentos de Serpúlidos cortados junto con el cemento.

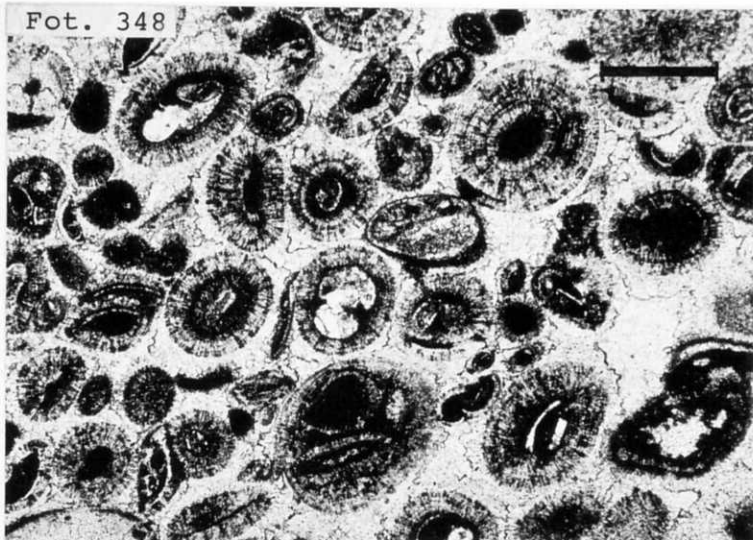
fot.352. Sal 154.Barra=2'4mm. Salomó. Packstone lumaquélico. Ver detalle en fot.354.

fot.353: Sal 148.Barra=0'5mm. Salomó. Grainstone de granos de micrita (bioclastos, grapestones, oolitos,... intensamente micritizados). Facies como esta son frecuentes en el techo del Cenomanense.

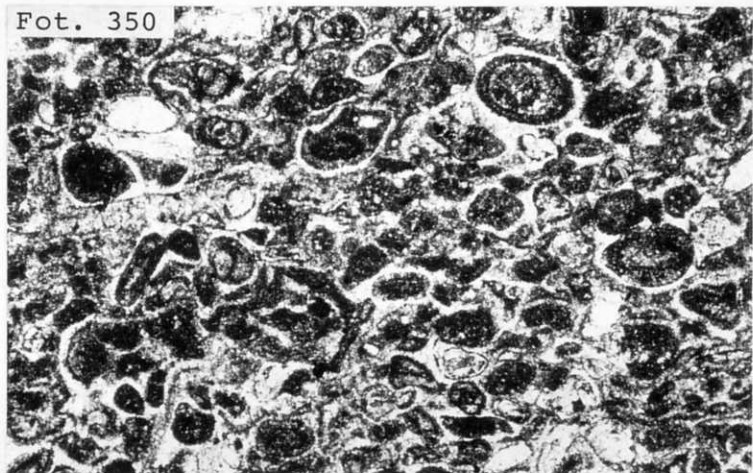
Fot. 347



Fot. 348



Fot. 350



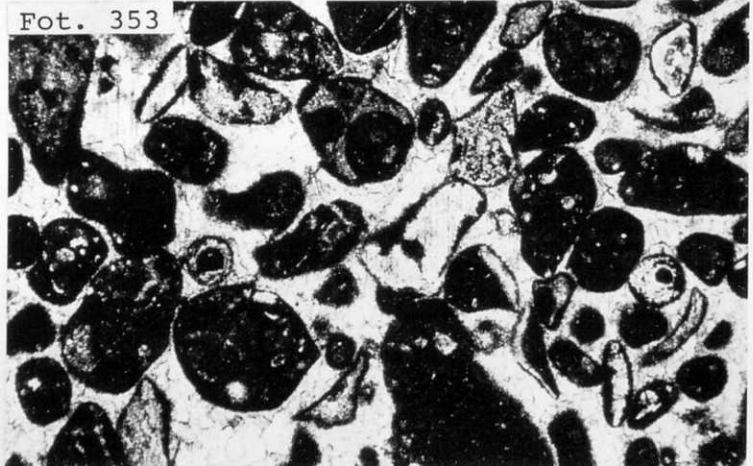
Fot. 351



Fot. 349



Fot. 353



Fot. 352

en general evidentes los borings de algas, hongos, esponjas,... La proporción de pellets es inferior al 30 % y es más abundante la micrita gruesa.

Esta facies presenta la máxima variedad de foraminíferos del Cretácico Superior, sin que haya podido observarse un grupo determinado predominante. Además de los citados en las variedades del grupo C.2, tenemos Paratrocholina, Charentia cuvillieri, Lenticulina, Mayncina, Spiroptalmidium, raras Pithonella, Valvulina. Se observan algunos escasos fragmentos de algas (Bouei na, Dasycladáceas, Coralináceas) y briozoos. (Fot. 355). La proporción de cuarzo detrítico puede alcanzar valores próximos al 35 %. En comparación de facies semejantes en niveles inferiores (B.5, A.6, L.2) se aprecia una mayor diversidad faunística y la ausencia de espículas de esponjas.

5.10.3.4.C.4.- Grainstones

En el Cretácico Superior este grupo de facies se presenta con tres variedades bien definidas, que coinciden aproximadamente con las variedades granulométricas. Algunas de estas variedades estaban ya presentes en algunos niveles aptienses, pero en el Cenomanense alcanzan un notable desarrollo. Como características generales de las facies grainstones señalaremos la presencia de las dos típicas generaciones de cemento en todas ellas.

C.4.1.- Grainstone pellético (Fot. 338). La mayoría de los granos son pellets observándose todos los pasos graduales hacia C.2.1.- Gran abundancia de clastos de Equinodermos y Ostrácodos, estos generalmente de caparazón grueso. Son raros los granos mayores de 2 mm. Por lo menos en parte, los pellets parecen moldes internos de Ostrácodos. La textura es muy homogénea y son muy escasos los otros componentes (grapestones, oolitos, Miliólidos, Serpúlidos, Tritaxia, Marssonella, Spiroplectamina, etc. Localmente los pellets presentan deformación por compactación.

C.4.2.- Grainstone oolítico (Fot. 347 a 350). En gran parte se obtiene esta variedad añadiendo envueltas oolíticas a C.4.1.- Los granos oolíticos son marcadamente esféricos, abundando los grapestones erosionados. La compactación se presenta raramente en algunos niveles, deformando plásticamente los granos y provocando algunas roturas de envueltas oolíticas y primera generación de cemento. El contenido faunístico, muy pobre, es diferente de C.4.1.-, implicando unas condiciones ambientales algo diferentes: Glosmospira, Valvulínidos, Quinqueloculina, Nezzazata, restos de Acicularia, Neomeris, Boueina, Serpúlidos, etc.

C.4.3.- Grainstone lumaquéllico (Fot. 352). La mayoría de los granos poseen tamaños entre 1 y 3 mm. y sus ejes mayores están orientados sensiblemente paralelos a la superficie de estrato. Los bi

CENOMANENSE

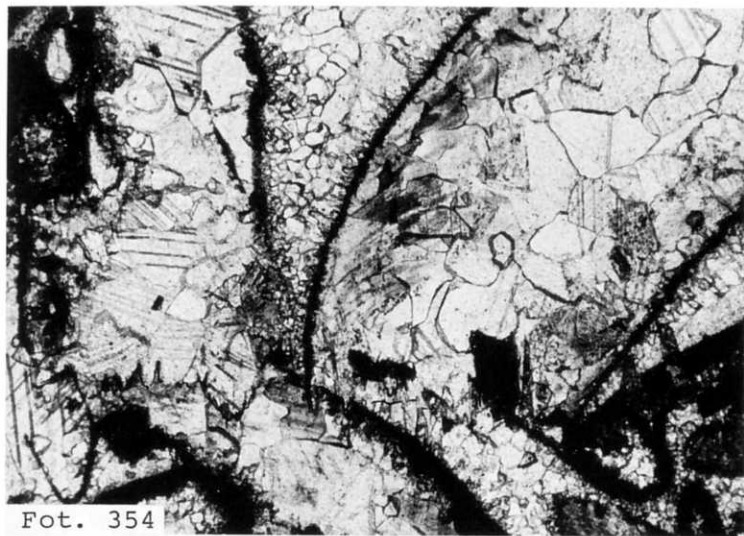
fot.354: Sal 153. Barra=0'5mm. Salomó. Detalle de la 352. Calcita pseudopleocroica, paramórfica de aragonito, que muestra algunos de los criterios de Bathurst para diferenciar el cemento. Los contactos estilolíticos afectan al cemento intergranular, la calcita paramórfica y a las envueltas micríticas.

fot.355 a 359: SM 204. Barra=0'5mm. Marmellá. Diferentes posiciones de un núcleo oolítico residual, flotando contra el techo, en el fondo, o hacia un lado. El cemento esparítico del interior del oolito es mucho más transparente que el cemento intergranular, (en parte microsparitizado). Los granos han sufrido previamente un proceso de micritización.

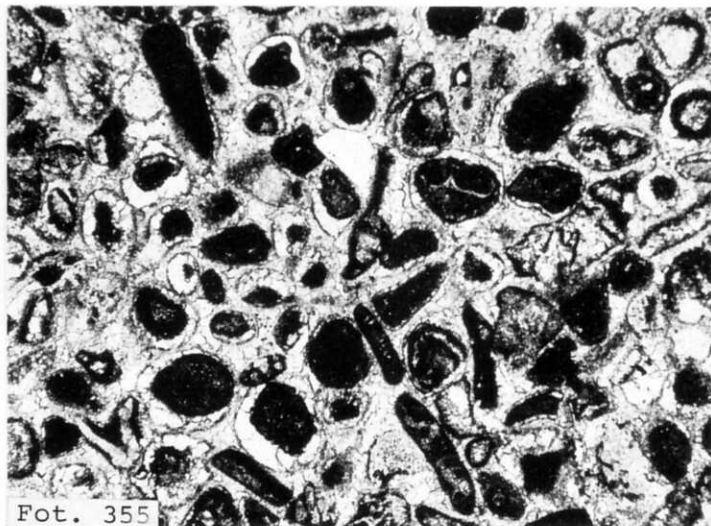
fot.360 y 361: SM 204. Barra=0'12mm. Marmellá. Redisolución concéntrica y alternante de un oolito micritizado, que resulta más intensa en las partes bajas. (Redisolución gravitacional Esteban, 1972). Ello implica diagénesis en la zona vadosa.

fot.362: MT 84. Barra=0'5mm. Tarragona. Dolmicrosparita con relictos de peloides (?). Base del Cenomanense.

fot.363: Sal 318. Barra=0'5mm. Tarragona. Dolsparita anhedral con residuos de bioclastos (?), granos. El tipo de matriz indica que la facies puede ser detrítica.



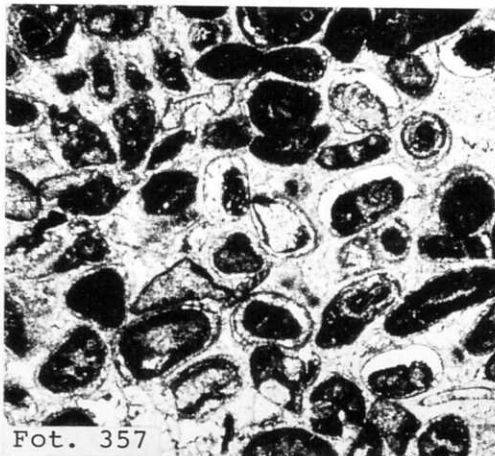
Fot. 354



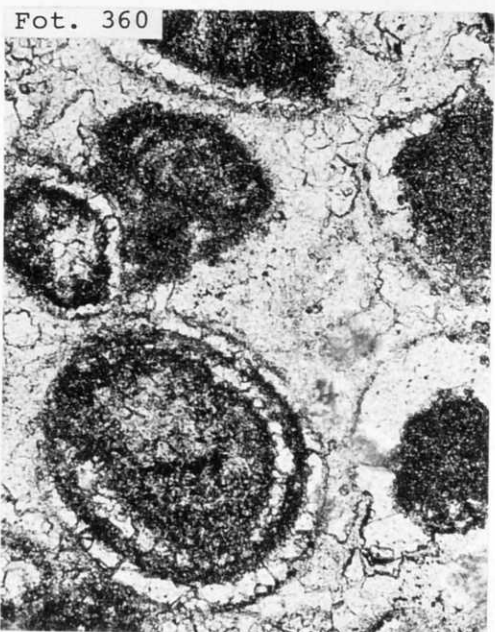
Fot. 355



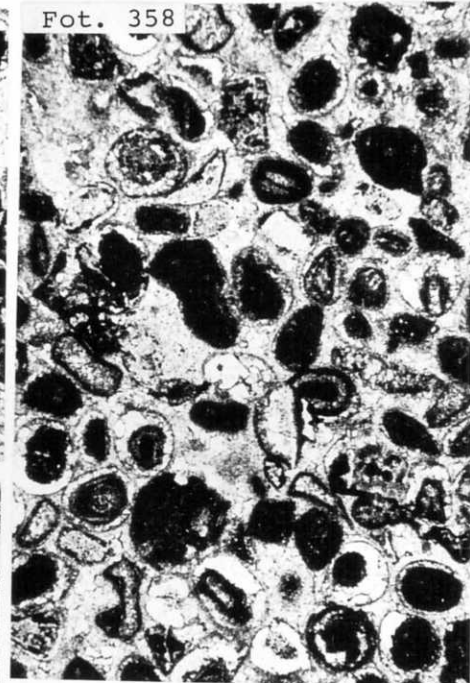
Fot. 356



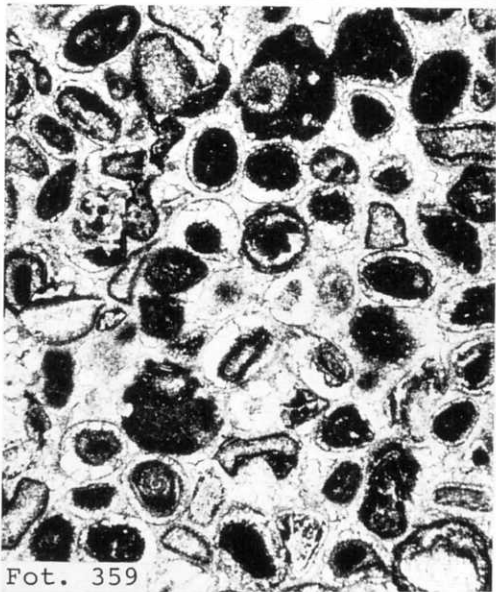
Fot. 357



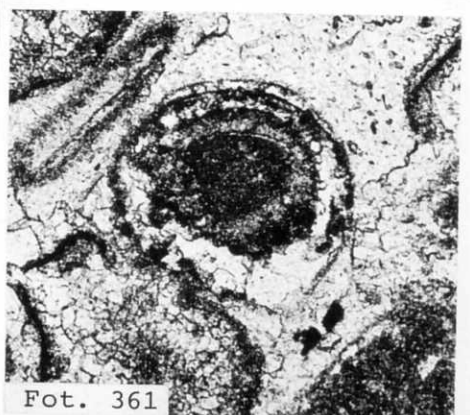
Fot. 360



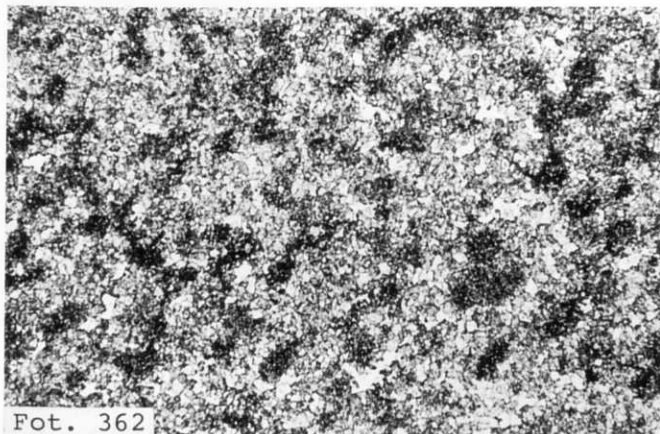
Fot. 358



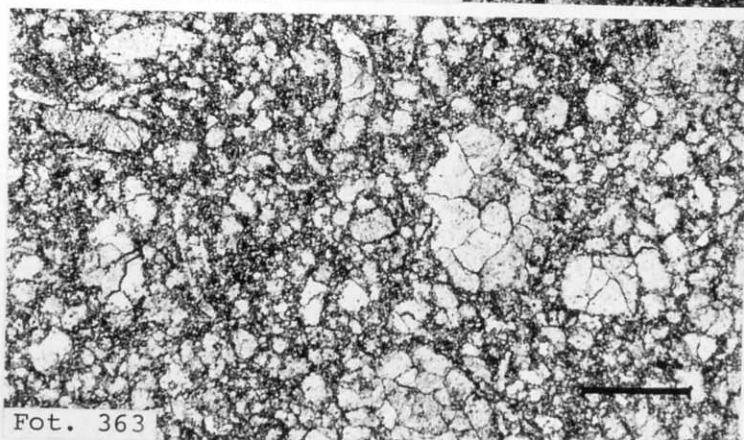
Fot. 359



Fot. 361



Fot. 362



Fot. 363

clastos presentan con mayor abundancia calcitización paramórfica del aragonito original (Fot. 354), con notables calcitas "pseudopleocroicas" (BROWN, 1961, HUDSON 1962). No obstante, son también patentes los procesos de redisolución-vacío-precipitación con preservación de una envuelta micrítica rígida. La compactación es generalmente muy intensa, empaquetando densamente los granos y produciendo contactos estilolíticos que afectan igualmente a la segunda generación de cemento (Fot. 354).

Existen numerosas variedades de grainstones lumaquéllicos, en relación con la proporción de granos micritizados (Fot. 353) y grado de mezcla con C.4.1.- y 2.- No se ha observado ninguna tendencia específica en la composición textural, aparte de la abundancia de restos de Equínodermos y la pobreza general de los otros componentes, que coinciden con los de las otras variedades.

5.10.3.5.- Otros grupos

No hemos mencionado una serie de facies que ya han sido tratadas en capítulos anteriores o bien no entran dentro de la temática del trabajo. Figuran en primer lugar las dolomías, con procesos y fábricas muy semejantes a las estudiadas en el Albiense (5.8.1.4. L.4). Además de las fábricas idiotópicas euhedrales zonadas producidas por crecimiento porfiroides, semejantes a los del Aptiense y niveles inferiores en relación con los bancos de Rudistas. Las fábricas microsparíticas permiten la conservación de algunos bioclastos (Equínidos, Foraminíferos), pellets, granos detríticos de cuarzo, trazas de burrowing, etc. (Fot. 362, 363). De una manera muy gradacional la textura original llega a desaparecer completamente.

Los boundstones coralinos que se hallan por primera vez en la cuenca, aparecen en la parte alta del Cenomanense de Marmellá, intensamente ferruginizados. Los individuos llegan a medir 60 cm. de diámetro y presentan algunas evidencias de erosión mecánica. Sin embargo no hemos logrado localizar un afloramiento de boundstones coralinos "in situ". Las facies arenosas y margosas continúan con las mismas características que en el Albiense de Marmellá.

5.10.4.- TEXTURAS DEPOSICIONALES

5.10.4.1.- Estratificación

En el Cretácico Superior destacan dos tipos de estratificación muy característicos e identificables en la región:

- Bancos masivos (más 80 cm.). En la región de Tarragona se hallan constantemente integrando todo el Turonense, y en parte el techo de la caliza con Alveolínidos. En el Montmell son menos homogéneos y se sitúan también a la altura de las calizas con Alveolínidos.
- Calizas tableadas (10-20 cm.), típicamente se sitúan en los niveles inferiores a los bancos de Alveolínidos de Salomó, y en la zona de Tarragona sólo en el límite del Turonense a los niveles "garumnienses".

Los bancos masivos del Cretácico Superior tienen una significación deposicional bien distinta. Los del Cenomanense son una prolongación de los bancos de Rudistas del Cretácico Inferior, sobre todo los del Montmell. En ellos es bien patente la función aglutinadora de Baccinella en wackestones de Rudistas, así como la perforación y destrucción biológica, pero no se ha apreciado la función constructora. En cambio los bancos Turonenses han de significar una situación "más marina", pues se trata de una masa bastante homogénea de mudstones y wackestones de foraminíferos planctónicos (Fot. 339 y 340). No tenemos datos que permitan una explicación adecuada para estos bancos turonenses.

Las calizas tableadas del Cenomanense son principalmente grainstones y wackestones pelléticos y de detritus. En algunos cortes de Salomó aparecen estos niveles casi completamente dolomitizados. Entre banco y banco existen unos centímetros de arcillas rojas, y además, la superficie de cada banco se halla intensamente ferruginizada y dolomitizada. Teniendo en cuenta además las fábricas diagenéticas que consideramos en el siguiente apartado, podemos deducir que estos materiales tableados representan lechos de energía (spillover?) sobre materiales continentales rojos, continuación en realidad de las condiciones "utrillas". Las calizas tableadas de la base del "garumniense" son muy diferentes. Son esencialmente micríticas y algunas de ellas presentan caliches bandeados y tal vez algal-mats.

5.10.4.2.- Burrowing

Los wackestones pelléticos y masivos del Cenomanense contienen numerosos y claros ejemplos de "burrowing". Sobre todo son bien patentes y abundantes en el área tarraconense, tanto en los niveles de Alveolínidos como en los inferiores (Fot. 341). Ya hemos señalado anteriormente que el término "burrow" lo utilizamos en un sentido amplio y en un contexto sedimentológico. Se excluye aquí el uso zoológico (CARRICKER et al 1970). Hace referencia principalmente a unos materiales blandos, debilmente cohesivos, en oposición al término "boring", que hace referencia a perforación a materiales rígidos litificados (Fot. 345, 346). Las trazas pueden corresponder a una gran variedad de organismos, incluso raíces de plantas superiores. A este respecto es interesante estudiar la Fot. 343. Continua siendo característica una mayor microsparitización del relleno en relación de la matriz (ver también Fot. 344). Además en este caso, se observa claramente que el burrow guarda una relación muy directa con una larga grieta blanda. Esta grieta es anterior, o más posiblemente, coetánea, al burrowing y está parcialmente rellena de sedimento microsparítico. Ello implica un grado de cohesión en la matriz bastante elevado, que parece excluir a un cierto número de posibles burrowers. Una vez más debe tenerse en cuenta la posibilidad de trozos de raíces, en otros casos (Fot. 341), el tipo de galerías recuerda a las producidas por algunos crustáceos (SHINN 1968, KENNEDY 1967). Se concentran en pequeñas superficies de erosión ferruginizadas muy a menudo, la coloración más rojiza del material infrayacente contribuye a dar realce a la estructura. Cuando el burrowing es muy abundante se destruyen las trazas de las galerías quedando una masa de aspecto noduloso (Fot. 342), visible incluso en los niveles más dolomitizados (Fot. 11).

5.10.5.- PARTICULARIDADES SOBRE LA DIAGENESIS

5.10.5.1.- Cementación

En el Cretácico Superior continúan los mismos tipos de evidencias de litificación muy inicial por un lado, compactación intensa y litificación tardía, por el otro. Pero aquí los ejemplos son extraordinariamente claros (Fot. 346, 343). La compactación y litificación inicial son la norma constante de las calizas tableadas cenomanenses, mientras que la litificación tardía es de los bancos de Rudistas y de Alveolínidos. La cementación se completa incluso con mosaicos de ortosparita en un tiempo realmente muy inicial, atestiguando por "litoclastos" con cemento esparítico erosionado y microfauna contemporánea. Ello nos indica claramente un ambiente de cementación tipo beach-rock con posibilidades de intervención del ambiente vadoso continental.

5.10.5.2.- Disolución gravitacional y microsparitización

ESTEBAN (1972 b, y en prensa) introduce este término para designar la disolución de la parte baja de los granos, en oposición a la cementación gravitacional de PURSER (1969) y MULLER (1971). Estas características inclinan a pensar en un ambiente vadoso, posiblemente agua dulce, pues la disolución gravitacional aparece intimamente ligada a los procesos de calichificación.

En algunas texturas oolíticas del Cretácico Superior se aprecian unas curiosas fábricas que son completamente equivalentes a las reseñadas por KNEWTSON and HUBERT (1969). En ambos casos la roca está microsparitizada, no obstante se pueden reconocer perfectamente todas las texturas primarias. Parte de los oolitos se hallan parcialmente redisueltos centrípetamente. Ello debió ocurrir en un avanzado, sino completo, estadio de cementación, pues no se observa ningún tipo de colapso, y en algunas muestras semejantes el cemento aparece perforado por borings. De todo ello resulta que el oolito residual, generalmente micritizado, ocupa una cavidad mucho mayor, definida por la primitiva envuelta micrítica del oolito. Estos núcleos residuales ocupan posiciones muy variadas en esta cavidad (Fot. 355 a 360). Aparente-

mente debe obtenerse un núcleo residual libre, y lógicamente se espera hallarlo en la base de la primitiva cavidad oolítica. Ello no ocurre así, sino que es frecuente hallarlos apoyados contra el techo o los lados. Knewtson y Hubert interpretan este hecho como un efecto de la presión de cristalización de la esparita en la cavidad residual, tal vez añadimos, combinado con el efecto de flotación del núcleo residual.

En nuestro material se observan varios hechos que permiten una interpretación diferente. En la Fot. 361 se observa disolución de la parte baja (disolución gravitacional), el núcleo oolítico residual no es concéntrico, contrariamente a lo que parece ocurrir en el caso de Knewtson y Hubert. Por ello, la posición "contra el techo" de este núcleo no tiene la misma significación es un simple resultado de la disolución gravitacional. Es evidente que este oolito excéntrico residual puede caer, y entonces podemos aplicar las suposiciones de aquellos autores. Es interesante observar la disolución alternante de algunas láminas oolíticas (Fot. 360-361) que ha de permitir el desprendimiento del oolito residual. ¿Tiene algo que ver esta disolución alternante con la problemática calcitización paramórfica alternante descrita en ESTEBAN (1972 b) asociada a la disolución gravitacional?.

Finalmente, el cemento que rellena la cavidad residual del oolito no está afectado por la microsparitización; petrograficamente parece diferente ¿Que relación guarda esta disolución vadosa con la microsparitización general de la roca?. ¿Podemos relacionar esta microsparitización con la exposición de la roca en ambientes vadosos?. De hecho no poseemos criterios concluyentes sobre este punto; en todo caso la disolución gravitacional parece posterior a la microsparitización, tal vez una acentuación de este proceso.

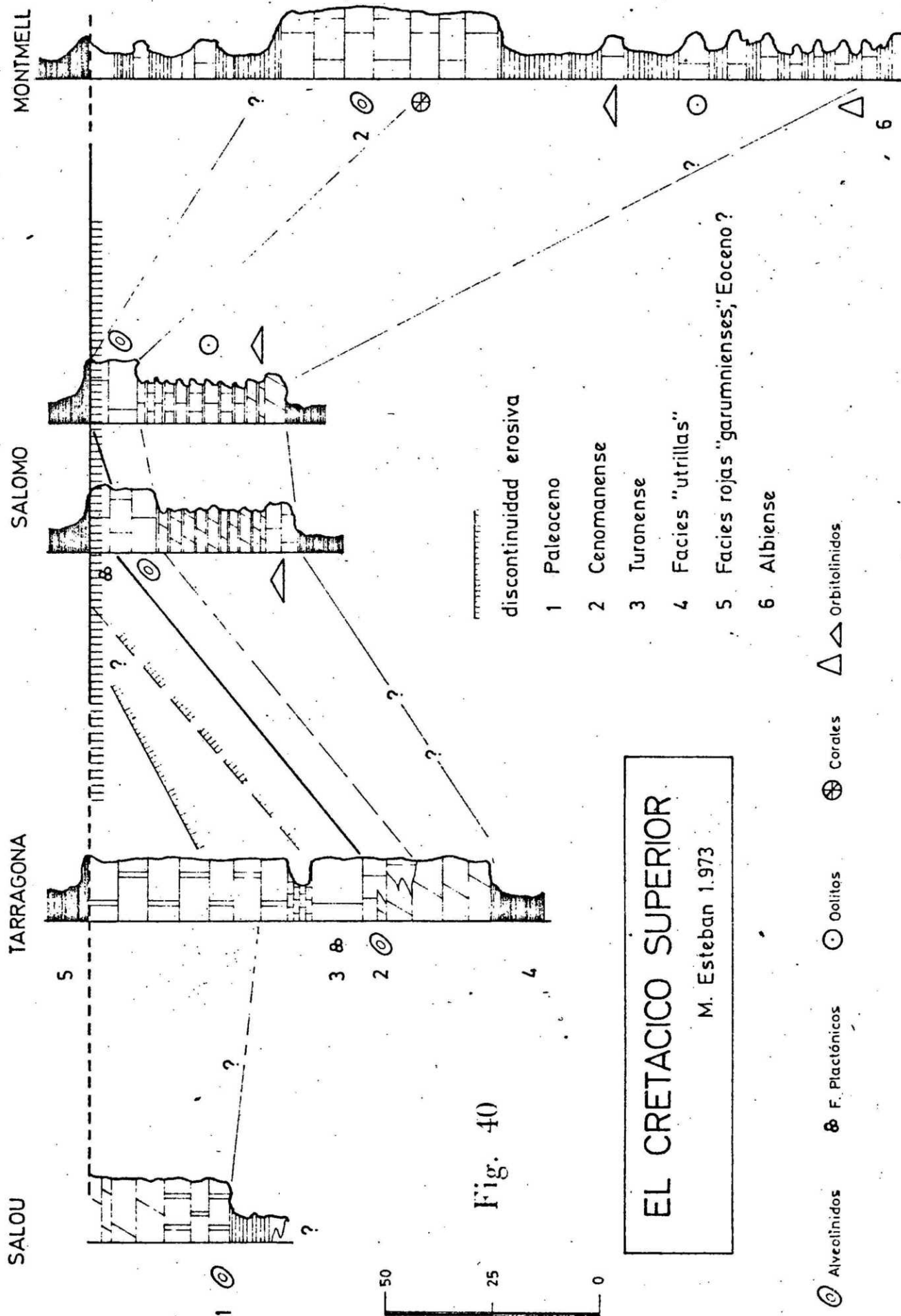
5.10.6.- DISTRIBUCION E INTERPRETACION DE LAS FACIES CENOMANO-TURONENSE

El estudio de la cuenca deposicional del Cretácico Superior re-

sulta difícil con los datos que se disponen, debido a que el número y extensión de los afloramientos es muy limitado. En la Fig. 40 se resumen nuestros resultados sobre las correlaciones en el Cretácico Superior, incluyendo parte de las facies "garumnienses". La secuencia de Tarragona es la más completa, pero el Cenomanense está mucho más dolomitizado que en Salomó y, Montmell. En cambio la del Montmell, presenta un desarrollo de Cenomanense próximo a los 200 m. En principio pues, debe admitirse que continua la división en plataforma estable y zona subsidente establecida para niveles inferiores. Sin embargo la correlación entre ambas zonas plantea muchos problemas. En las ideas que exponemos a continuación, al referirnos al área de Salomó, se sobreentiende que hemos reconstruido la posición original de los afloramientos de acuerdo con las ideas del apartado 4.9.4.-

En el Montmell no se observa ningún cambio litológico entre el techo albiense y los primeros niveles considerados como cenomanenses. Continúa la secuencia de calcarenitas oolíticas con Orbitolínidos y hard-grounds microsparíticos y ferruginosos, con características muy similares. El techo de estos 50-60 m. basales presenta numerosos tramos, cubiertos, que probablemente corresponden a terrenos más margosos. En Salomó inmediatamente encima de los niveles arcillosos y ferruginosos de "utrillas" se sitúan un par de bancos de wackestones de detritus, microsparitizados que por su microfacies (no contienen fauna característica) deben correlacionarse con la base albo-cenomanense del Montmell (Recuérdese que el máximo regresivo debe situarse hacia la parte final del Albiense, 5.8.2.-). Igual que ocurría en el Barremiense de Salomó, las facies de detritus (con Rodofíceas, microsparitización) se localizan en la base de pequeñas etapas transgresivas sobre tierras emergida-. En Tarragona, la intensa dolomitización impide el reconocer esta base.

En Salomó, antes de los bancos masivos con Alveolínidos se desarrollan hasta unos 30 m. de calcarenitas oolíticas tableadas, que ya hemos comentado en 5.1.- En un corte 2 Km. más al SE, es



tos niveles se dolomitizan conservando su aspecto tabléado y acentuándose los horizontes ferruginosos. En Tarragona debajo de los bancos masivos con Alveolínidos y afectándolos parcialmente encontramos una serie de bancos dolomíticos gruesos, con abundantes granos de cuarzo detrítico, restos de Bivalvos (Dolomías La Salud, Esteban 1969). Es lógico suponer que estas dolomías representan el equivalente lateral de aquellas calizas tableadas. El hecho de que contengan más cuarzo detrítico en Tarragona inducirá a pensar en la proximidad de tierras emergidas en esta dirección.

Los bancos masivos de Alveolínidos, con sus facies asociadas (C.2, C.3) son muy parecidos en Salomó y Tarragona. Son wackestones de pellets y detritus con intenso burrowing, dolomitización parcial y bivalvos en la base y una franja irregular (unos 10 cm.) de grainstones de granos de micrita en la parte alta, constante y característica. El contacto wackestone-grainstone es netamente erosivo, con señales de borings sobre el wackestone, el cual por otra parte, no presenta ninguna evidencia de litificación inicial, excepto en este techo. En el Montmell los bancos de Alveolínidos típicos han desaparecido, convirtiéndose en bancos de Rudistas y Corales con incrustaciones de Baccinella. Aunque también se observan Alveolínidos y la coloración de la caliza es la misma, es evidente que las condiciones ambientales son diferentes. Incluso la dolomitización es del tipo "seepage reflux", con desarrollos euhedrales porfiroides, como en los bancos de Rudistas de niveles inferiores. Los afloramientos de la zona del Montmell están muy tectonizados, pues coinciden con la charnela del anticlinal volcado (Fig. 12). De todas maneras, parece claro que estos bancos de Rudistas contienen los niveles de las grandes masas coralinas de Can Xuec, que como ya hemos indicado, no ha sido posible observar "in situ".

En los bloques procedentes del yacimiento de Can Xuec es evidente la presencia de una función arrecifal bien desarrollada, en la que los corales masivos intervienen como constructores. Por otro lado tenemos en las inmediaciones niveles de brechas masi-

vas muy cementadas y algunas de ellas parecen ser de tipo sedimentario. Las masas coralinas presentan señales de erosión mecánica. Aunque no podemos precisar la geometría del depósito, de los datos que poseemos parece deducirse que se trata de un ambiente arrecifal energético, desde luego mucho más que los patch-reef del Gargasiense. Hipotéticamente señalamos que la disposición paleogeográfica más lógica de todos estos elementos, es una cuenca más restringida para los bancos de Alveolifidos, en cuyo extremo se sitúan los bancos de Rudistas con función arrecifal y los corales. De todas maneras no podemos llegar a determinar si se trata de una auténtica barrera arrecifal.

Teniendo en cuenta los escasos datos de que disponemos hemos visto durante el Cenomanense indicaciones de tierras emergidas en la dirección Salomó-Tarragona. En la secuencia del Motmell los niveles superiores contienen ya algunas Pithonella sugiriendo una situación más marina. Las condiciones cambian bruscamente con la llegada del Turonense. En Tarragona se ha podido determinar que el contacto coincide con unos pequeños paleocanales (15 cm. de ancho), recordando la pequeña etapa erosiva típica de la Ibérica. Los primeros centímetros turonenses contienen todavía algunos Ostrácodos gruesos y Miliólidos con burrowing, pero los restantes bancos son masivos en facies C.1 de pláctonicos, muy homogéneos, en los que apenas se insinúan tenues laminaciones producidas por concentración de planctónicos. El techo de estos bancos masivos se hace tableado bruscamente, apareciendo algunos moldes de Braquiópodos. A partir de estos momentos y continuando las facies tableadas, disminuye bruscamente la concentración de planctónicos, quedando facies C.1 con muy escasos Ostrácodos finos y Miliólidos, y algunas lamicaciones tipo caliche (Fot. 367). Hacia arriba tenemos ya el "garumniense" (Calizas Gurugú, Esteban 1969). La interpretación sedimentológica de este Turonense es difícil. Podemos suponer unas condiciones marinas de plataforma abierta, alejadas de las tierras emergidas. Queda como problema la brusca comunicación a facies "garumnienses" en el techo.

Hasta el Cenomanense han perdurado las plantas estructurales que han regido la cuenca sedimentaria desde el Jurásico terminal, individualizando una plataforma estable y un área subsidente. En el Turonense, la presencia de sedimentos planctónicos en el centro del área estable hace suponer que aquellas pautas estructurales han cesado de actuar, por lo menos de la misma manera.

5.11.- EL COMPLEJO "Garumniense"

5.11.1.- DEFINICION

Entre los últimos niveles turonenses bien datados y el Mioceno marino se desarrolló una serie de facies calcáreas y detríticas, cuya característica común es la ausencia de fauna significativa biostratigráficamente, dominando las facies de tipo lacustre, salobre y continental subáereo. A esta serie la denominamos "garumniense", remarcando la extraordinaria similitud litológica con los materiales del "garumniense" tipo del Pirineo. En general, pueden distinguirse cuatro unidades en el "garumniense" de los Catalánides:

G.a) - calizas basales

G.b) - Arcillitas y limolitas rojas yesíferas

G.c) - Calizas y dolomías superiores

G.d) - Arcillitas, limonitas, arenitas y conglomerados rosados y amarillentos de elementos calcáreos y silíceos.

Los materiales "garumnienses" poseen una distribución geográfica muy amplia, pero la secuencia antes citada sólo es observable en el área Montsant-Gandesa (ver Fig. 1, y 4.3.4.2.). En los demás puntos faltan elementos de esta secuencia y están mucho más reducidos. A continuación examinaremos algunos detalles del "garumniense" en las diferentes áreas establecidas.

5.11.2.- AREA DE SALOU

En Salou no se ha encontrado afloramiento de la unidad de calizas basales (Ga). Los tramos (a) de la descripción (4.3.2.3.-), con un máximo de 30 m., representan la unidad (G.b), que se correla-

"GARUMNIENSE"

fot.364: Sal 327. Barra=2'2mm. Salomó. Wackestone del Alveolínidos, afectado por un caliche pisolítico de edad eocena (?). Los canales (c) con textura alveolar responden a los típicos Canales de calichificación definidos en Esteban (1972 b, 1973). En otros puntos de Salomó existen varios metros de calizas turonenses encima de las facies de Alveolínidos.

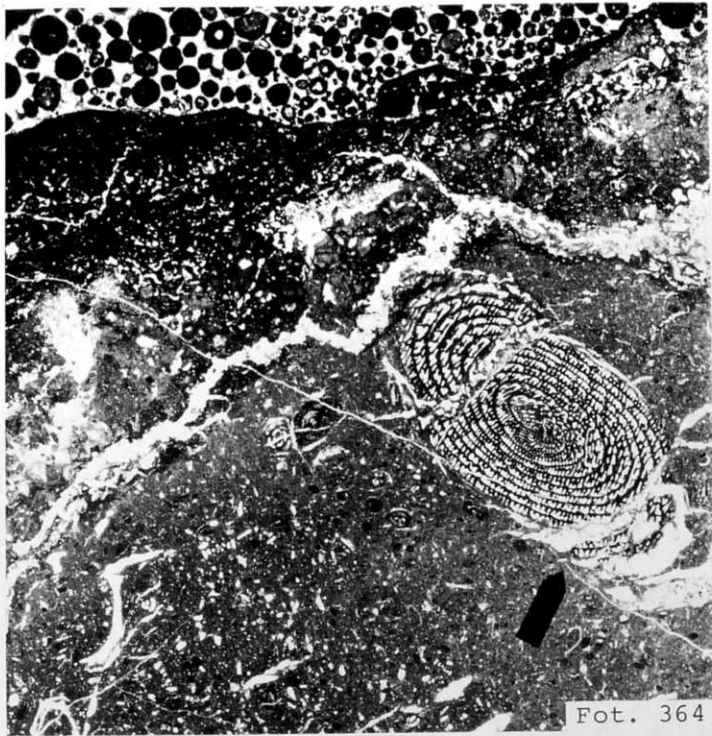
fot.365: Sal 327. Barra=0'5mm. Salomó. Detalle del caliche pisolítico. Textura alveolar y microsparita en el núcleo, micrita densa en la periferia. La hipótesis de que la textura alveolar indica un proceso de redisolución parece reafirmarse al observar restos de textura alveolar en el espacio entre pisolitos.

fot.366: MT 22. Barra=2'3mm. Tarragona (Gurugú). Algal-mat con moldes de cristales de yeso (Y) asociado en la parte alta a horizontes tipo caliche.

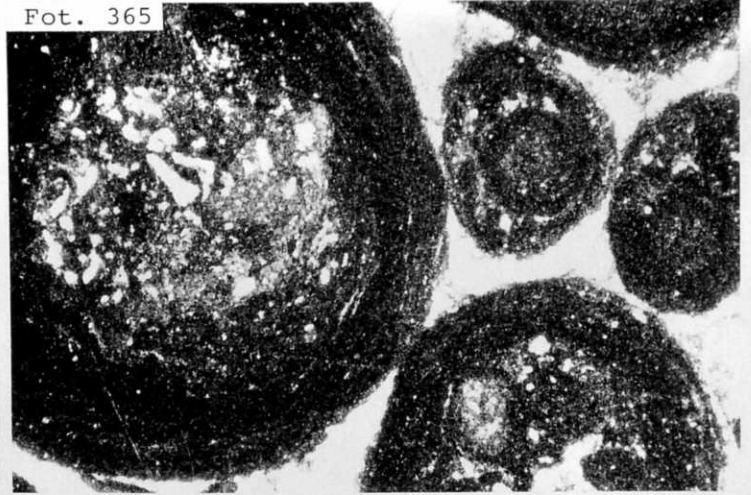
fot.367: MT 24. Barra=4mm. Tarragona (Gurugú). Incrustaciones de caliche en mudstones azoicos.

fot.368: MT 32. Barra=1'6mm. Tarragona, Nivel de brechas en mudstones dismicríticos. Nótese la presencia de microsparita.

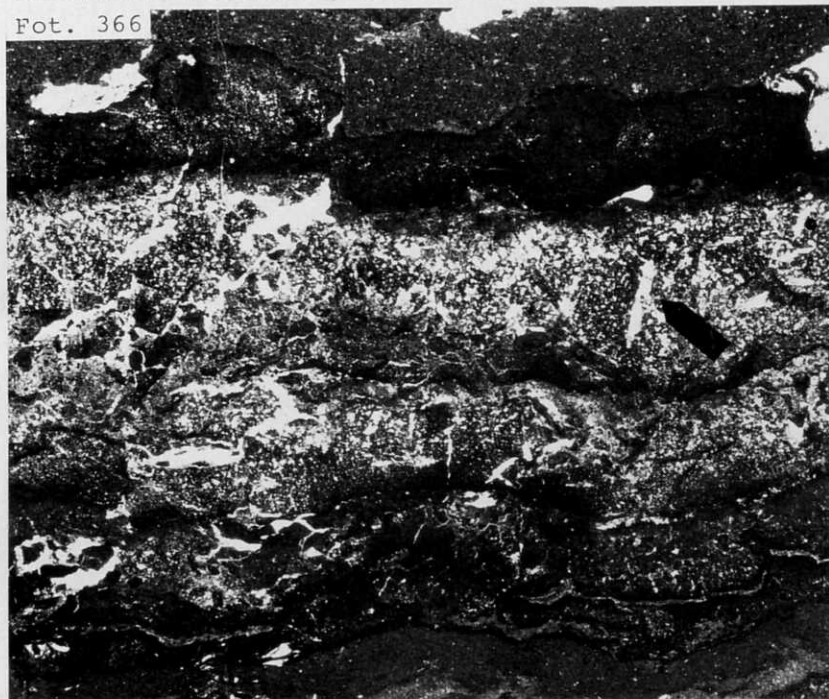
fot.369: CS 84. Barra=2'1mm. Salou. Estructura tipo "oncolito".



Fot. 364



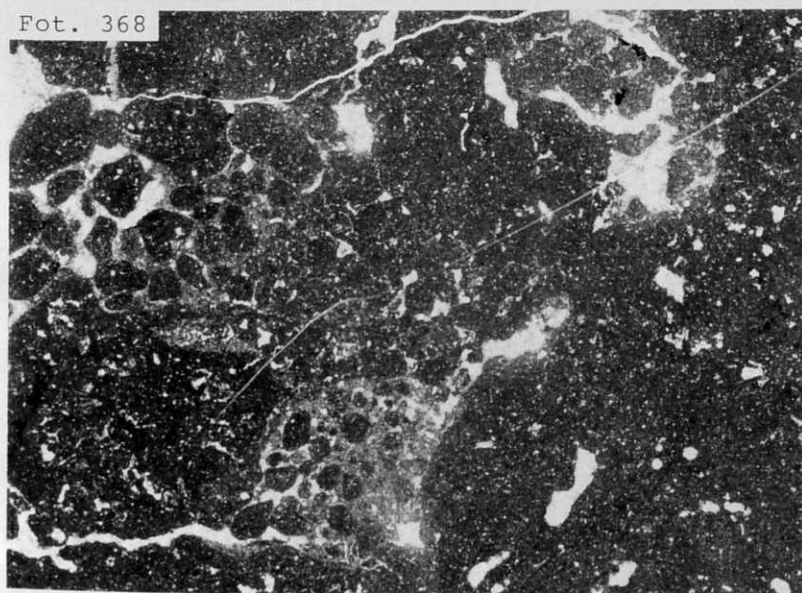
Fot. 365



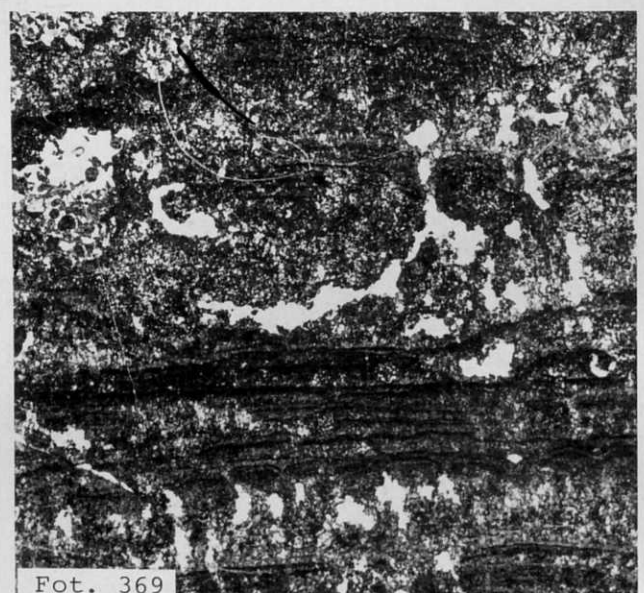
Fot. 366



Fot. 367



Fot. 368



Fot. 369

cionan con las arcillas y yesos masivos de Ulldemolins. Sin embargo en Salou no hemos encontrado "Bulimus" gerundensis. En cambio las calizas superiores (G.c) de Salou están mucho más desarrolladas que en Ulldemolins. Son las calizas con Miliólidos, Glomoalveolina sp., Gavelinella, etc. (Fot. 380) (tramo b del 4.3.2.3.-) con lo que ya nos situamos en el Paleoceno (ver el APENDICE I). Se presentan unas masas bandeadas cuya fábrica recuerda poderosamente a Baccinella (Fot. 374). La unidad (G.d) son las limolitas nodulosas, rosadas y amarillentas (tramos g y h de la descripción), con Microcodium detrítico y restos resedimentados del Cenomanense. Esta unidad es muy semejante a la correspondiente de Ulldemolins, constituyendo un típico nivel litológico a escala regional (GROSS 1969).

Dado que ya ha quedado bien demostrada la edad paleocena de la unidad G.c de Salou (Hojá de Tarragona 1:50.000, Plan Magna) no se analizará con detalle su petrología en esta Memoria. De todas maneras comentaremos algunos puntos de interés de cara a futuras investigaciones.

Las calizas paleocenas (unidad G.c) presentan muy frecuentemente una intensa deformación por compactación (?) de su microfauna (Miliólidos, Glomospira, Ammobaculites?). La microfauna aparece en niveles centimétricos laminados, y su matriz está en gran parte formado por abundantes restos muy alterados de foraminíferos Rotaliformes de paredes gruesas (Fot. 379). Otros bioclastos de tamaño limo y de origen problemático son unos prismas cuadrangulares de calcita con un tubo central (Fot. 377) que recuerdan algunas formas de Microcodium, o quizás mejor, segmentos de Codiáceas tipo Penicillus (?). Aparte de unos pequeños niveles calcareníticos, la unidad G.c es una serie de bancos de micrita gruesos y compactos, reemplazados hacia arriba por un mosaico de dolmicrosparita y dolsparita xenotópica, dolomías con "slumpings", calizas tableadas con sílex y calizas oscuras con Ostrácodos, Gasterópodos y Charáceas. La microfauna del tramo (G.c.) permite correlacionarlo con litologías parecidas en Tarragona y el techo de las bauxitas de la Llacuna (Fot. 378, 371).

"GARUMNIENSE"

fot.370: MT 124.Barra=2mm. Tarragona. Mudstone azoico con lechos milimétricos de Miliólidos y Ostrácodos con rellenos piritosos.

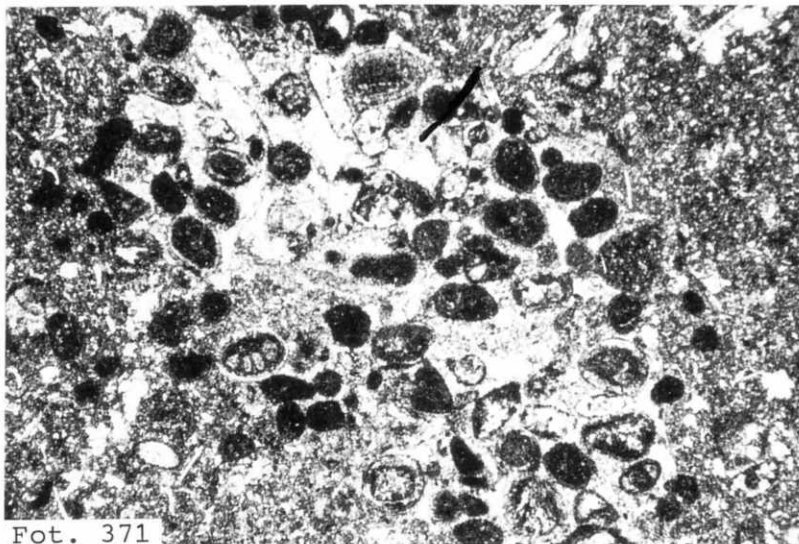
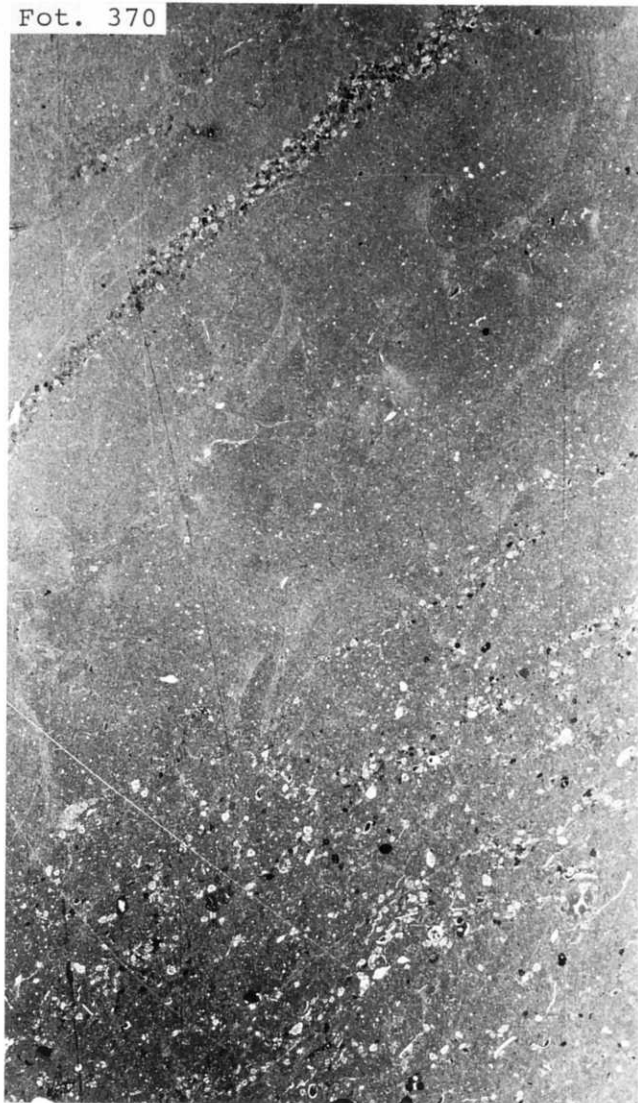
fot.371: MT 151.Barra=0'5mm. Tanyor. Pellets con envueltas oolíticas y microspartitización de la matriz, directamente encima de un nivel de brechas.

fot.372: MT 126.Barra=0'5mm. Tarragona. Grainstone pellético con Pseudólituonella, Miliólidos, etc.

fot.373: MT 154.Barra=2mm. Tarragona. Brechas angulares con abundantes residuos microspartíticos.

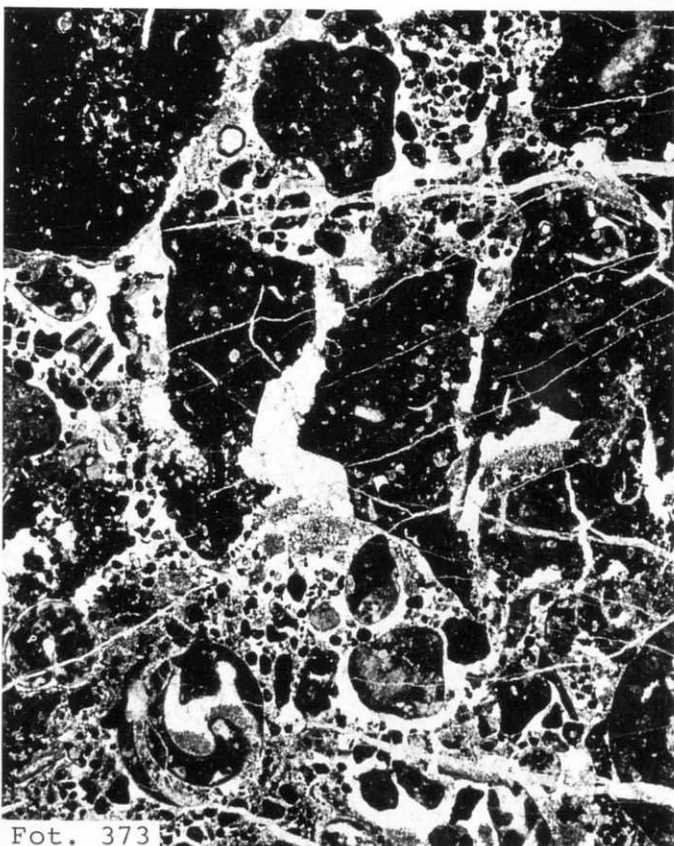
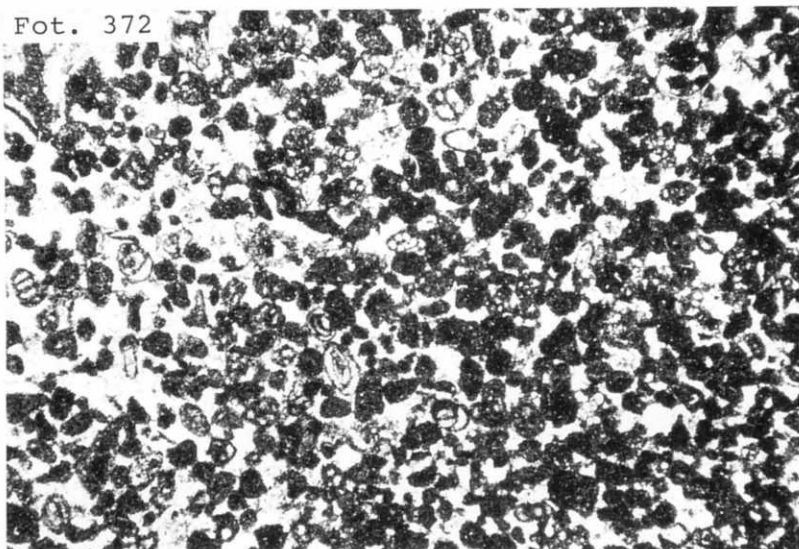
fot.374: CS 32.Barra=2'2mm. Salou. Estructura problemática en forma de cóstras laminares, cuya textura recuerda a Baccinella.

Fot. 370



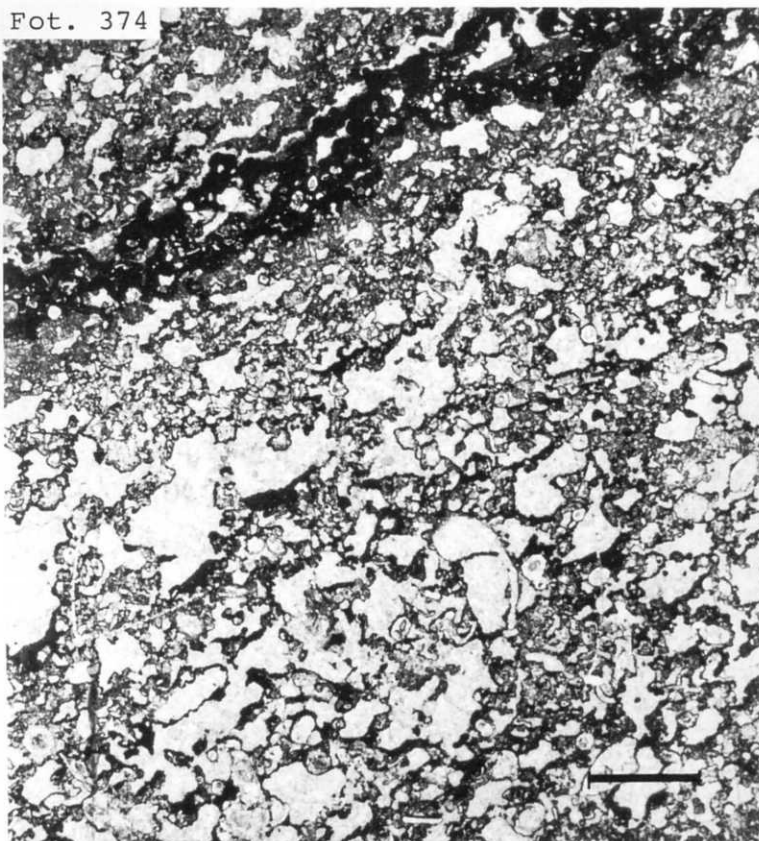
Fot. 371

Fot. 372



Fot. 373

Fot. 374



"GARUMNIENSE"

fot.375: Techo del caliche con Microcodium de La Llacuna afectado por redisolución Karstica. Obsérvese que el sedimento diagenético ocupa normalmente posiciones geopetales; no así el denso sedimento micrítico, que llega a situarse tapizando el techo. Pueden reconocerse hasta 6 etapas de deposición-cementación. A la última etapa debe corresponder el grupo de "Whisker crystals" (centro-derecha) de calcita, estabilizados por la densa materia micrítica. La edad de estas etapas es difícil de establecer, pero las últimas deberían ser relativamente recientes.

fot.376: MT 131. Barra=2.2mm. Tarragona. Silt bioclástico.

fot.377: CS 7. Barra=0'12mm. Salou. Problemáticos prismas con tubo central referibles a fragmentos de Penicillos o Microcodium.

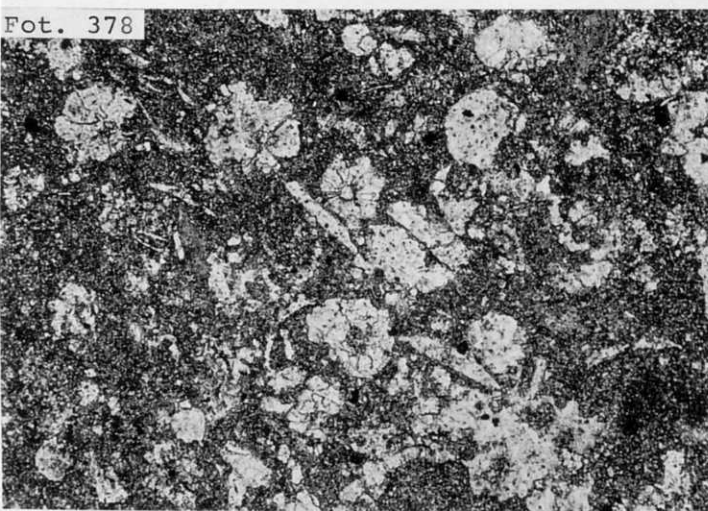
fot.378: MT 129. Barra=0'12mm. Tarragona. Detalle de un silt bioclástico similar al de la fot.376. Estos rosetones de calcita muy alterados podrían referirse a Microcodium o Rotaliformes de paredes gruesas.

fot.379: CS 5. Barra=0'12mm. Salou. Compárese con fot.378.

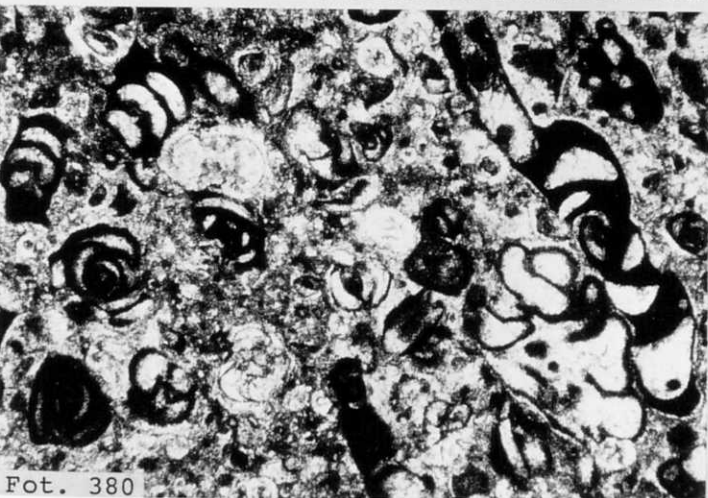
fot.380 y 381: CS 22 y CS 5. Barra=0'5mm. Salou. Fauna paleoceánica de Miliólidos, Glomospira, Ammobaculites (?) asociada a Glomoalveolina. La matriz es microspartítica, y en gran parte corresponde a restos como los de la fot.379.



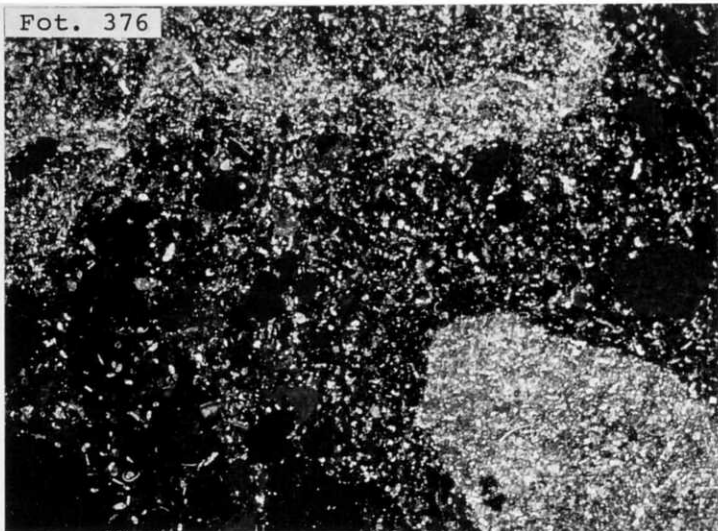
Fot. 375



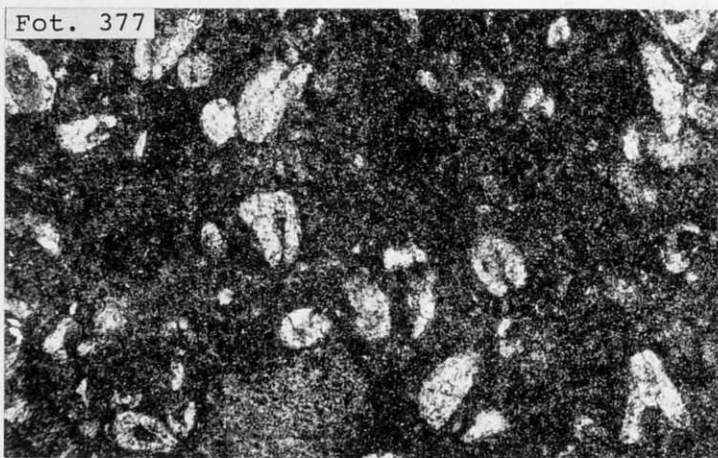
Fot. 378



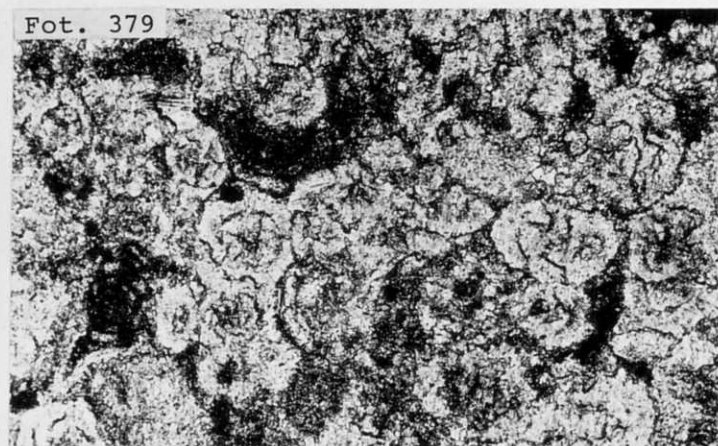
Fot. 380



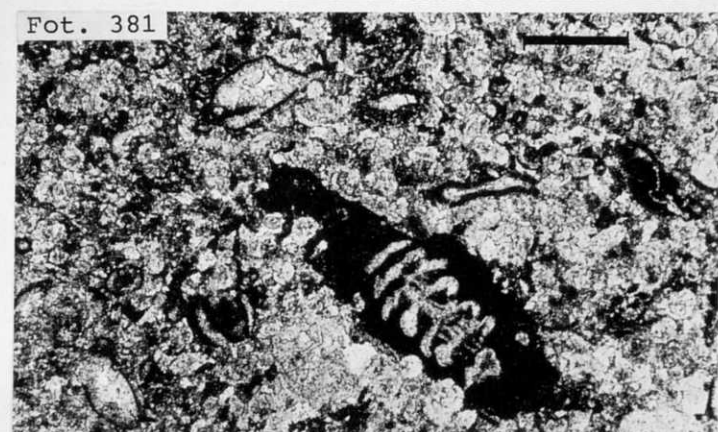
Fot. 376



Fot. 377



Fot. 379



Fot. 381

1969) equivalente lateral de G.d.

En el apartado 5.10.5 se ha comentado ya la brusquedad del paso del techo del Turonense al "garumniense". Aquí analizaremos características petrológicas de este "miembro Gurugú" en sentido ascensional.

A.- El caliche basal.

Las calizas tableadas, cuya potencia es difícil de calcular (2-5 m?), contienen en su parte alta y durante unos 80 cm. abundantes laminaciones tipo caliche bandeado (Fot. 367). Este bandeo está integrado por micrita mucho más densa y de grano más fino que el resto y puede llegar a alcanzar 1 cm. de espesor. Las bandas de caliche forman ondulaciones y cavidades esparíticas que pueden confundirse con algal-mats. Los niveles de caliche que hemos localizado en Tarragona están conformes con la estratificación y realmente no se aprecia ningún proceso erosivo de intensidad.

En el extremo NE del afloramiento cretácico de Tarragona las calizas tableadas con caliche bandeado están íntimamente asociadas con un algal-mat pellético - micrítico con moldes de yeso (Fot. 366), diferenciándose rítmicamente ambas estructuras. Todo ello debe relacionarse con plataformas supralitorales de algal-mats que periódicamente sufren procesos incipientes de calichificación.

B.- Las brechas

El Miembro Gurugú puede descubrirse como unos paquetes de calizas grises compactas en bancos medianos-gruesos, de micritas sobre-lacustres en el que se intercalan 3 niveles de calizas brechoideas afectan a unos o varios bancos, bien completamente o sólo su parte inferior.

El primer nivel brechoide se sitúa cerca de las calizas tablea-

das, es más difuso que los restantes y afecta a unos 5 m. de serie. El segundo nivel brechoide se sitúa a unos 15 m. de la base y el tercero hacia la mitad del "miembro". Lateralmente son discontinuos, verticalmente presentan un claro "reserve graded bedding", desapareciendo gradualmente en la parte superior del estrato inalterada. En principio parecen muy semejantes a los niveles nodulosos del "purbeck" cretácico, aunque, como veremos, en detalle son muy diferentes.

Los tipos más sencillos de brechas se localizan en la base del "Miembro". Aparecen como mudstones azoicos, angulosos o bien redondeados (Fot. 368). Los espacios intergranulares pueden estar ocupados por wackestones de pellets oscuros una fauna abundante y problemática (Fot. 371, 372). Aparte de algunas Quinqueloculina, Glomospira, Charáceas fragmentos de Equínidos, Ostrácodos, se hallan numerosos Rotaliformes pequeños, referidos Rotalia Cayeuxia (Fot. 376) Amodiscus? y unos rosetones de primas de calcita, (Fot. 378), en principio interpretados como Microcodium (b) (ESTEBAN 1972 b). Sin embargo no se apreciaba ningún tipo de detalle estructural interno que permitiera una identificación segura. Un examen más atento revela la gran semejanza de estos "rosetones" a los rotaliformes de paredes gruesa muy alterados descritos en Salou en asociación con las Glomoalveolina. Además también se observan los mismos prismas de eje central, que pueden ser eventualmente interpretados como fragmentos de Penicillus. Cualquiera que sea el organismo responsable de estas fábricas, de momento parece lo más lógico suponer la correlación de parte del "Miembro Gurugú" con los niveles de Glomoalveolina de Salou.

En los casos más complejos, los niveles de brechas afectan a materiales calcareníticos, con producción que "crystal silt" detrítico que rellena geopetalmente cavidades originales y secundarias (Fot. 373). En estos casos, la disposición y forma de las brechas sugieren procesos de redisolución ascensionales sobre materiales bien litificados.

C.- Las calcarenitas

Cerca de los tres niveles de brechas se observan lechos de calcarenitas con fauna abundante. Esquemáticamente responden a estas facies:

- Grainstones (packstone) pellético con Miliólidos, Ostrácodos, Equinodermos, Spirophtalmidium, Spiroplectamina, Gasterópodos, algas referidas a Cayeuxia sp.... (Fot. 371, 372).
- Grainstone calcarenítico bien clasificado, de granos de 1 mm. aproximadamente. La fauna es semejante a la anterior, pero además con bioclastos de Ostreidos (?) y Corales. (Fot. 373).

En ambas facies pueden presentarse hasta un 30 % de oolitos, y pellets ooides semejantes a los del Cenomanense (Fot. 371). La cementación comprende las dos típicas generaciones descritas en niveles inferiores. Una notable característica de los pellets "garumnienses" es su color oscuro, y una variación de tamaños desde micropelletes a pellets-ooides de hasta 1 mm. La microfau- na de las calcareníticas no es significativa en cuanto a la edad; el hallazgo de Pseudolituonella cf. reicheli en las calcarenitas más basales parece suponer una edad por lo menos Coniaciense; la correlación con la secuencia de Salou sugiere el Paleoceno.

D.- Mudstones y Packstones de Charáceas.

La mayor parte del "Miembro Gurugú" está formado por mudstones (sobre todo en la base) y packstones de detritus de Charáceas (sobre todo desde la mitad hacia arriba). Estas facies están ausentes sólo en los horizontes con brechas. Se aprecia un progresivo cambio en el color de estos materiales, desde gris claro-parduzco en la base a gris oscuro casi negro en la parte superior. Desde cerca de la base con constante los cristales de piritita limonitizados dispersos o dispuestos en láminas paralelas a la estratificación. En los últimos bancos se han observado al-

gunos pequeños cristales de galena.

Los mudstones presentan textura homogénea de granos sin llegar a la opacidad de algunas micritas del Cretácico Inferior. La fauna se reduce a raros Ostrácodos y Miliólidos. Sin embargo, estos mudstones pueden presentar laminaciones con pellets oscuros, abundantes Miliólidos, fragmentos de Equinodermos, Moluscos, ... Estas laminaciones pueden tener 1 ó 2 mm. y se repiten a intervalos de 1-2 cm. Todas sus características coinciden en sugerir que se trata de depósitos de tormenta (Fot. 370).

Los packstones de detritus de Charáceas contienen además abundantes detritus de Ostrácodos y Gasterópodos. Son frecuentes las grietas de shrinkage, que llegan a producir texturas dismicríticas irregulares. También se han observado "burrows" con relleno de grainstones oolíticos y peléticos, atestiguando una proximidad geográfica de ambos medios deposicionales. La proporción de residuos insolubles arcillosos aumenta considerablemente hacia las partes altas al mismo que son más frecuentes los grandes fragmentos de Gasterópodos ennegrecidos. Las intercalaciones arcillosas de interestrato, de color negro y rojo, son algo más potentes en los últimos bancos y contienen una abundante y bien conservada fauna de Gasterópodos, que hasta la fecha no se ha podido clasificar.

El contacto con las facies rojas detríticas superiores (Formación Escalas) no se ha podido observar con claridad por estar generalmente cubierto. Parece tratarse de una brecha cementada por limonitas rojas calcáreas.

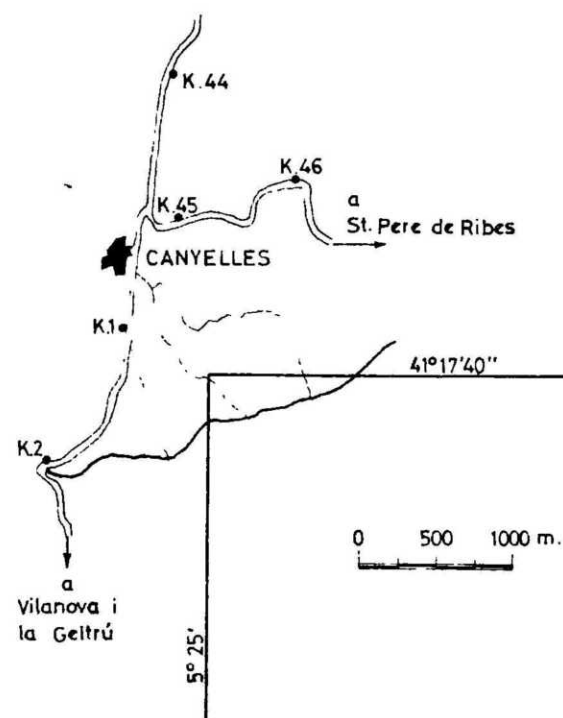
5.11.4.- AREA DE GAIA, PENEDES, ETC

A partir del Gaiá hacia el NE se reduce considerablemente la secuencia ideal "garumniense", pero se puede reconocer su presencia en una extensa región que llega hasta la altura del Montsen

En Salomó desaparece por erosión el Turonense y el conjunto G.a G.b, G.c. queda representado por un caliche pisolítico fósil de 20 cm. La unidad G.d litológicamente muy equivalente a la Formación Cent Escalles de Tarragona, contiene abundantes "cuarzos hematoides ("jacintos de compostela") lo que ha contribuido a su confusión con el Trías. En esencia el "garumniense" al NE de Salomó se reduce a un caliche con Microcodium incrustando la superficie de erosión sobre el Moszoico (Fot. 364, 365), y un nivel rojo limolítico, más o menos compactado, que suele contener "Bulimus gerundensis". En ESTEBAN (1972) se describen los yacimientos de Marmellá y Montserrat que coinciden plenamente con estas características. También se han hallado secuencias del mismo tipo en El Figueró y Tona (Montseny). En esta Tesis no repetiremos aquellas descripciones ya publicadas, sino que nos referiremos a nuevos yacimientos algo diferentes.

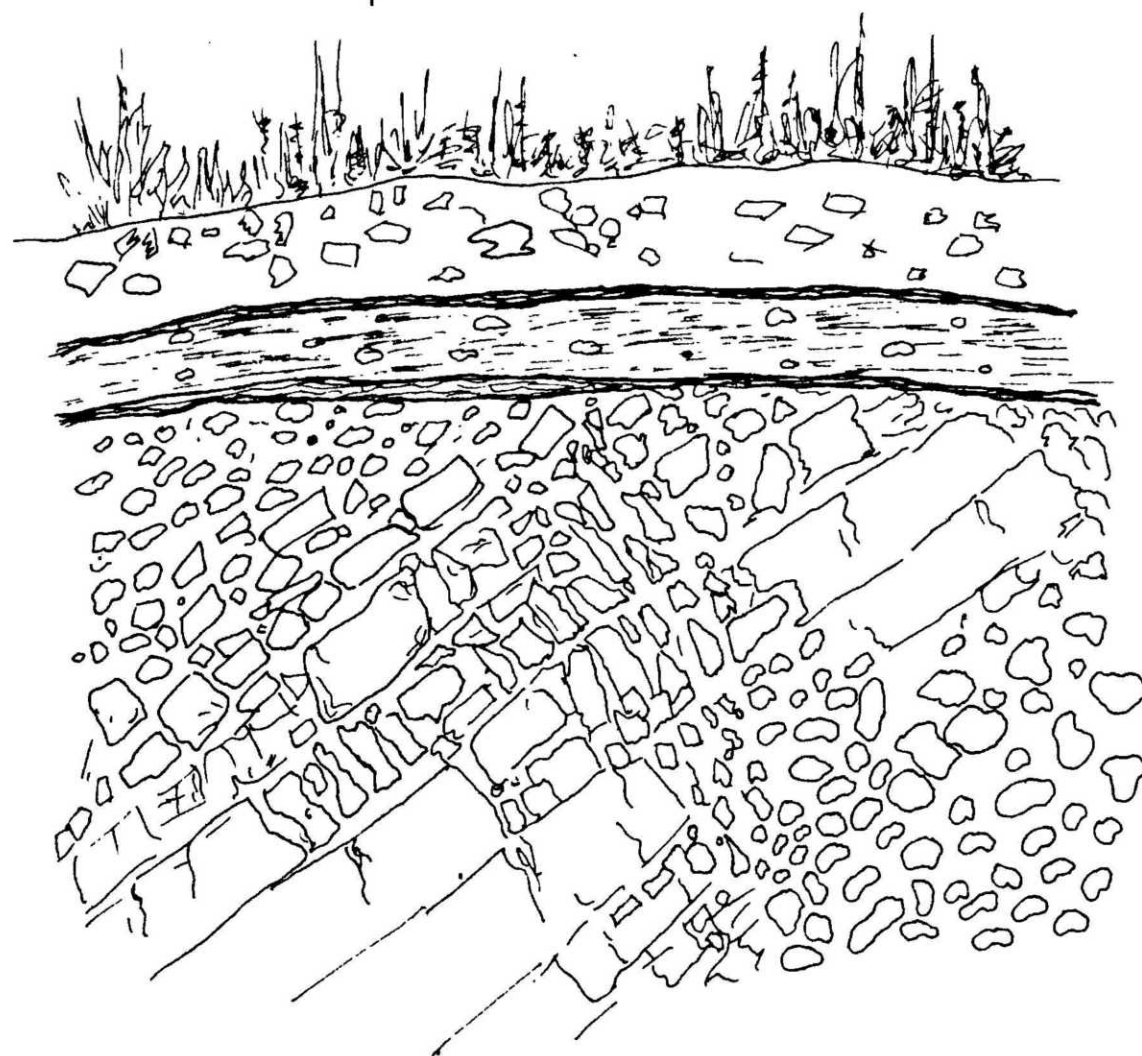
Un nuevo tipo yacimiento (Fig. 42) corresponde al que hemos denominado de Canyelles (Ver LAM. 9) que se extiende por Olérdola, Embalse del Foix y Els Monjos. Consiste en un nivel de 1 a 3 m. de conglomerados procedentes del Cretácico en una matriz formada exclusivamente por prismas de Microcodium (a). Por lo menos en parte, este conglomerado se ha formado "in situ reemplazando progresivamente los estratos cretácicos mediante la acción "cariant" de los Microcodium. Es frecuente en la superficie de los cantos el afacetamiento a base de numerosas estrias que recuerdan a "estrias de fractura", pero que en realidad se deben al ataque oblicuo de colonias de Microcodium. Estas características han sido tratadas recientemente en ESTEBAN (1973)

De hecho estos niveles conglomeráticos coinciden con los denominados "conglomerados de base del Mioceno". Por otro lado, estos conglomerados están muy poco litificados y por su aspecto reciente se pueden confundir con un depósito de derrubios de pendiente de edad pleistocena. Es más, en Canellas concretamente, esos conglomerados están recubiertos por caliche "chalky" de edad pleistocena. Sin embargo en otras localidades, los conglomerados, yacen debajo de las calizas del Mioceno marino. De



HOJA DE VILANOVA i
LA GELTRU - N° 447

Fig. 42



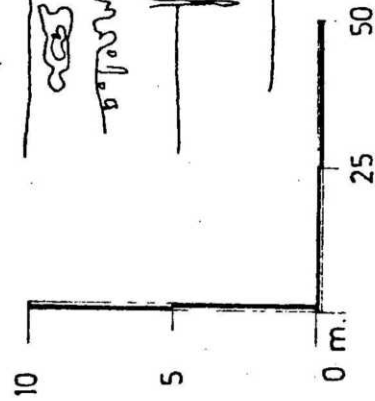
PERFIL DE CANYELLES

E derrubios.

D Caliche pleistoceno, chalky, pisolítico
C con *Microcodium* redisuelto.

B
A Brecha in situ, con matriz de
Microcodium. Caliche paleógeno.

YACIMIENTO DE Microcodium DE SANT PAU D'ORDAL



Mioceno Biostromas coralgaes



Biopelmicitas Barremienses



Dolomias Juràsicas



Grietas tapizadas por Microcodium



Cantos y superficie con borings



Fig. 43

acuerdo con la hipótesis de trabajo establecida en ESTEBAN (1972) todos los datos actuales concluyen en atribuir una edad paleoceno o eocena para los típicos Microcodium alegans Gluck 1912, no existiendo ningún indicio seguro de que estos problemáticos organismos vivieran en otras épocas. Por lo tanto, debe admitirse por el momento de estos organismo "in situ" implican una edad paleocena o eocena, y esta es la edad de los conglomerados basales del Mioceno. Sin embargo, ocurre con frecuencia en el borde sur del Penedés, que los conglomerados han sido retrabajados en los litorales miocenos (playas, arrecifes, etc. Es frecuente encontrar conglomerados con perforaciones y sedimentos de edad miocena, así como primas detríticos de Microcodium en niveles Miocenos altos. Todo lo dicho debe interpretarse como que la transgresión miocena sobre el macizo de Garraf se efectúa sobre un relieve que permite la conservación de los conglomerados paleógenos en pequeñas depresiones, o bien los retra baja, erosiona, resedimenta,....

Otro tipo de yacimiento es el representado en las canteras cretácicas, cercas a Sant Pau d'Ordal (Fig. 42). El Mioceno arrecif fosiliza las calizas barremienses, y unos 4 ó 5 debajo de esta superficie de erosión con perforaciones, se hallan grietas tapizadas por Microcodium, y cementadas por una masa micrítica rojiza (terra rossa?). Siguiendo estas grietas hacia arriba los detrítus de Microcodium se asocian a sedimentos marinos miocénico De acuerdo con nuestra hipótesis de trabajo, todo parece indica un paleokarst paleógeno. Yacimientos de este tipo se han encontrado también en las partes altas de las colinas jurásicas y cretácicas que rodean a Bonastre, Masarbonés, etc.

En el área de La Llacuna en la parte alta de los niveles de caliche con Microcodium que recubren las bauxitas se hallan estructuras cavernosas, pisolíticas (paleokarst), con complejas generaciones alternantes de relleno de sedimento intenso y cementación (Fot. 375). Nótese que el sedimento interno no es necesariamente geopetal, se observa también sedimento atrapado en el techo de las cavidades. Un hecho notable de la Fot. 375

es la preservación de "whisker crystals", tal vez estabilizados por materiales arcillosos densos.

De todo lo dicho, debe deducirse la presencia de una amplia superficie de erosión de edad paleógena (infra-ilerdiense?) de la que reconocemos restos como suelos calcáreos y Karst. No entraremos aquí en los detalles petrológicos sobre la problemática del caliche, karst y Microcodium, puesto que aparte de sobrepasar los límites del Cretácico, está siendo objeto de estudio más detallado en publicaciones especializadas del autor (ver Bibliografía).

5.11.5.- INTERPRETACION

De una manera provisional pasamos a considerar las características sedimentológicas conjuntas de las facies "garumninses". Debe resaltarse la debilidad de las correlaciones que hemos propuesto para las unidades litológicas "garumnienses" en la cuenca Salou-Garraf. Este problema se reduciría si fuera posible datar las capas con "Bulimus", y la fauna del Miembro Gurugú.

Los datos fragmentarios que poseemos parecen indicar que el "garumniense" es en mayor parte de Terciario, y que su cuenca (mayor subsidencia?) se abría desde Tarragona al SW. La antigua cuenca subsidente que se abría desde Salomó a Garraf parece haber funcionado de una manera rígida y estable una escasa sedimentación representada por suelos calcáreos y karsts. Podría objetarse que esta escasa sedimentación residual no es más que un resultado del intenso período erosivo de la base de los niveles con "Bulimus", que afectaría de una manera especial a la antigua cuenca de Garraf. Aunque probablemente ha intervenido este período erosivo, la reducción y condensación de las unidades litológicas "garumnienses" desde Salou a Tarragona, apoya la idea de un borde cuenca en aquella dirección. La antigua cuenca de Garraf, se desplazaría hacia el SW (?) durante el "Garumniense".

Si la correlación Salou-Tarragona que hemos supuesto es realmente cierta, el problema de la interpretación del límite turonense-"garumniense" es especialmente complejo. Los caliches y algal-mats de las calizas tableadas se sitúan en perfecta continuidad con los últimos niveles turonenses y no parecen representar el intenso período erosivo implicado en la laguna Turonense-Paleoceno. En cambio el caliche de Salomó y el de las zonas más al NE implica realmente una etapa erosiva importante. Este caliche equivale a la condensación (?) de las unidades G.a b, y c, y posiblemente las brechas del Miembro Gurugú sean su equivalente.

¿Que ambiente deposicional puede inferirse para las calizas "garumnienses" de Salou y Tarragona?. Por un lado debe permitir la entrada de aguas más marinas con elevado índice de energía, por el otro charcas estancadas, fangosas, de agua dulce (Charáceas). Se aprecia un incremento en la proporción de calizas con Charáceas desde Salou a Tarragona, y en ésta, desde la base al techo. Los cristales de piritita y las arcillitas y conchas negras sugieren condiciones muy restringidas, reductoras. En Salou, aparte de la intercalación con Glomoalveolina de la base, los sedimentos son dolomíticos, laminares, en ocasiones oscuros, con "slumpings" hacia el SW, y el techo es también de calizas con Charáceas. Las calizas de Salou y Tarragona reciben el mismo grado de influencia marina, pues aunque en Salou se hallan Alveolínidos y organismos incrustantes tipo Baccinella, en Tarragona se encuentran detritus de Corales. En cambio, entre Ulldemolins y Gandesa no se han localizado materiales marinos, limitando las zonas de entrada de aguas marinas por el Sur, o tal vez por el Norte. Las calizas más oscuras y con mayor proporción de fauna de todo tipo se localizan en Tarragona. La unidad G.d evoluciona desde arcillitas y limolitas rojas continentales con "Bulimus" a arenitas fluviales (según datos no publicados de la Formación Cent Escales por Cuevas, Besteiro, Pocoví), y limolitas nodulosas rosadas con oncolitos que pueden interpretarse como lacustre. El conjunto podría enmarcarse en un delta-plain.

6.- AMBIENTES DEPOSICIONALES Y GENESIS DE LOS SEDIMENTOS

6.1.- LOS ALGAL-MAT

En los anteriores capítulos han sido descritos algal-mats laminados en el Portlandiense, Barremiense Superior, y en el techo del Turonense en menor abundancia. En todos estos casos el algal mat se halla relacionado con dolomitas y yesos, de los que en muchas ocasiones sólo se ha preservado el molde. La preservación de un algal-mat en el registro fósil depende esencialmente de la ausencia de organismos comedores y filtradores de fango, excavadores, GARRETT 1970). Dos factores limitan la presencia de organismos en la plataforma de marea: la salinidad y el índice de exposición (DAVIES 1970 b, GINSBURG et al 1970). Por ejemplo en zonas de salinidad elevada los algal-mats se preservan perfectamente en la parte alta de la zona interlitoral, mientras que en condiciones no tan extremas es preciso trasladarse a la zona supralitoral (SHINN et al 1969). La presencia de algunos moldes de yesos parece indicar que nos hallamos en el fimer caso implicando Índices de Exposición superiores al 70-80 %. Sin embargo debe comprenderse que las subdivisiones "intertidal, subtidal, supratidal" no son subambientes perfectamente definibles en la práctica, su posición depende en gran parte de sutiles variaciones meteorológicas (Garrett, comunicación personal). Relacionado con este hecho debe recordarse que amplias zonas del fidal-flat pueden ser drenadas, arrasadas o colmatadas sin que ello tenga que relacionarse con transgresiones o regresiones.

En estas condiciones ambientales ¿de Donde proviene el sedimento Si el sedimento es de tipo pellético o calcarenítico y, o se reconocen bioclastos, es evidente que debe originarse en condiciones sublitorales y ser transportado tierra adentro por mareas

anormales ("de primavera", tormentas). La granulometría del sedimento podrá reflejar de una manera aproximada algunos subambientes determinados. Así un algal-mat con lechos calcareníticos sólo podrá llegar a los beach-ridges frontales, levees-crest inmediatos a los canales de marea; en cambio los sedimentos más finos podrán alcanzar los pounds más aislados o internos, el mar La deposición de sedimento por mareas altas anormales es el proceso acrecional dominante. La morfología y grosor de las láminas así depositadas dependerá de las condiciones fisiográficas locales (incluyendo el efecto baffle de la vegetación) y del tipo concreto de algal. Entre una lámina de sedimento y la siguiente se hallan laminas más delgadas que representan largos períodos de no deposición y crecimiento de filamentos algales. La consolidación de las láminas por aglutinación algal y por cementación será el proceso sedimentario dominante en estos períodos (Datos basados principalmente en (GARRETT.1968)

Sin embargo, en determinadas condiciones, algunos tipos de algal mats son capaces de precipitar directamente cristales de aragonito o calcita magnesiana. DALRYMPLE (1966), MONTY (1967) muestran claras evidencias de precipitación de sedimento micrítico en y, o sobre los filamentos algales. Es posible que la precipitación no sea un resultado directo de la actividad algal sino de las bacterias anaeróbicas asociadas en microambientes reductores. FRIEDMAN et al (1973) describen un completo modelo de pequeña cuenca del golfo de Aqaba, con numerosos detalles que contradicen ideas generalmente aceptadas sobre el origen de algunas partículas carbonatadas. De todas maneras debe tenerse en cuenta que este modelo es muy reducido geográficamente, en condiciones fuertemente hipersalinas; pero este modelo pudo ser representativo de muchos casos fósiles. En el modelo del Golfo de Aqaba, los autores señalan que ooides (y esferulitos) aragoníticos radiales coexisten con oncolitos y parecen mostrar estadios transicionales. Sin embargo no queda claramente demostrado que no se trata de dos etapas consecutivas que reflejan diferentes condiciones del ambiente (de hecho esto parece deducirse de sus Fig. 11

y 12). De mayor interés son las láminas alternantes de calcita magnesiana microcristalina y de agujas perpendiculares de aragonitos, que los autores señalan como producto indirecto en los microambientes del algal-mat, no como transporte desde zonas más marinas. Estas laminillas, en la diagénesis, darán lugar a una fábrica microcristalina de calcita y pueden explicar la frecuente dolomitización del algal-mat por enriquecimiento algal en Magnesio (GEBELEIN and HOFFMAN 1971), al mismo tiempo evitan la necesidad de una fuente posterior y externa de cemento para la litificación.

Con todo ello se abre una importante controversia sobre la interpretación de algal-mats fósiles. En nuestro caso parece evidente que algunas láminas del algal-mat resultan del "trapping and binding" del sedimento sublitoral (presencia de bioclastos). En otros casos es mucho más problemático la ultrafábrica Microscopio Electrónico) de estas láminas de micrita no permite obtener conclusiones decisivas en cuanto a su origen (Fot. 382). Las partículas de micrita son equigranulares, de contactos dentados, sugiriendo sobrecrecimientos diagenéticos y destruyendo cualquier evidencia sobre las características originales de estas partículas. En comparación con otras ultrafábricas, destaca una gran constancia de tamaño y forma de las partículas. Esto sugiere que las partículas originales eran muy iguales entre sí, favoreciendo la hipótesis del cemento. En cambio otras láminas (Fot. 383) presentan una ultrafábrica mucho más heterométrica, contactos puntuales, bordes de fractura, etc.) más relacionable con un origen detrítico.

No hemos mencionado los muy frecuentes algal-mat sublitorales en los ambientes actuales descritos por numerosos autores (entre ellos BATHURST 1967, SCOFFIN 1970, NEUMAN 1970). La actividad burrowing de los organismos sublitorales destruye toda evidencia de la presencia (no producen sedimentos laminados) de estos algal-mat, de estructura mucho más compleja y variada que los supralitorales. El tener en cuenta la posibilidad de estos algal-mats sublitorales es de gran importancia en la interpretación

fot.382: GF 54 S.E.M. Algal-mat estromatolítico de Ortonella. Penya Gienstor. Portlandiense. Ultrafábrica isométrica de granos subhedrales y anhedrales, caras planas y contactos multiplanomurales (Bathurst, 1972 pg.506).

fot.383: GF 56. S.E.M. Algal-mat estromatolítico de Ortonella. Penya del Gienstor. Portlandiense. Ultrafábrica heterométrica xenotópica, caras irregulares, con relieve, contactos multiplanomurales, puntuales. A diferencia de la anterior, sugiere acumulación detrítica.

fot.384: SC 331. Incrustación "oncolítica" de micrita densa en un tallo de Charácea. Barremiense. Mas Llorenç. Ultrafábrica isométrica, enhedral o subhedral, contactos multiplanomurales. Trazas de posibles "filamentos" (flecha). La ultrafábrica sugiere precipitación de micrita.

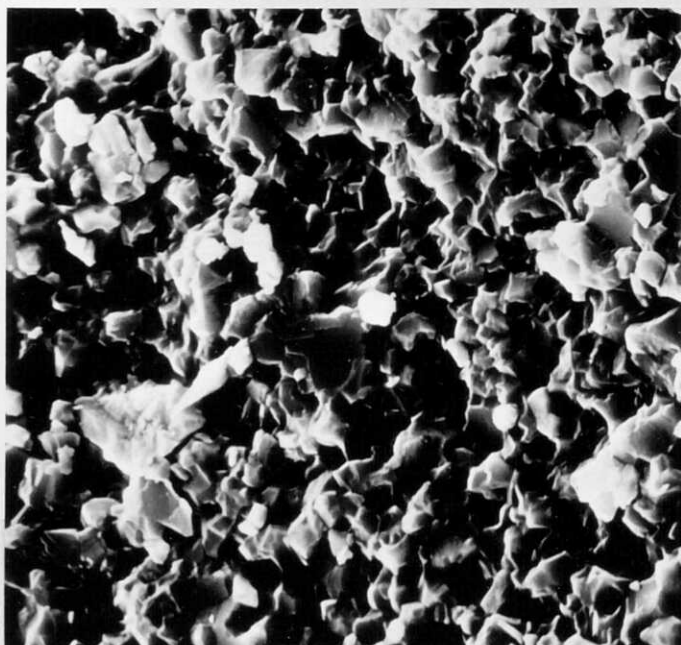
fot.385: MJ 27. Els Monjos (Gargasiense). Contacto de un Orbitolínido (abajo) y el cemento intergranular (arriba). La micritización ha destruido cualquier rastro de la fábrica original del Orbitolínido, tampoco se obtiene información sobre el agente micritizador. El "Cemento", con fractura concoide, no muestra ninguna relación con la fábrica original (cemento fibroso o "drusy"). Solo en la parte central se observan algunas trazas de fábricas orientadas perpendicularmente a la superficie.

fot.386: MJ 3. Els Monjos. Bedouliense. Ultrafábrica heterométrica, xenotópica, miniplanomural, y superficies con fuerte relieve. Igual que 383 sugiere un aporte detrítico.

fot.387: MJ 3. Els Monjos. Bedouliense. Agregados esferoidales huecos de micrita muy fina (0'6-2), posiblemente son la base de la textura micro-peletoide.

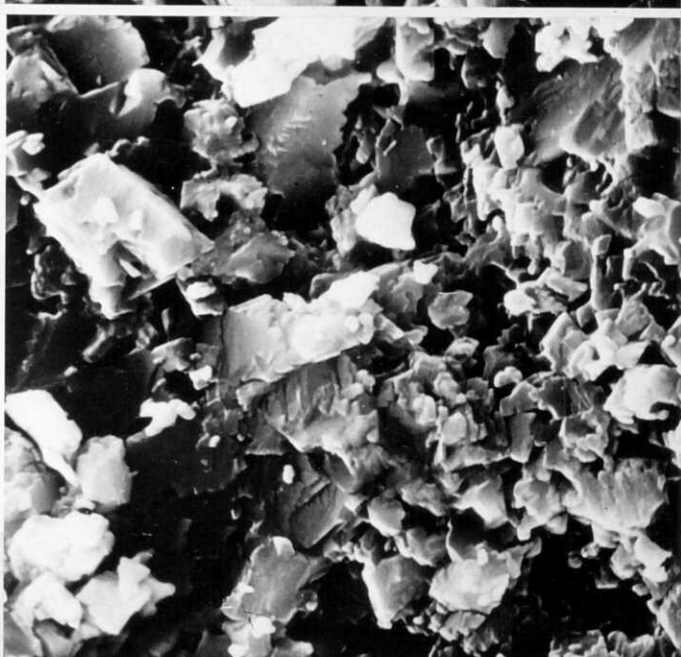
10 μ

Fot. 382



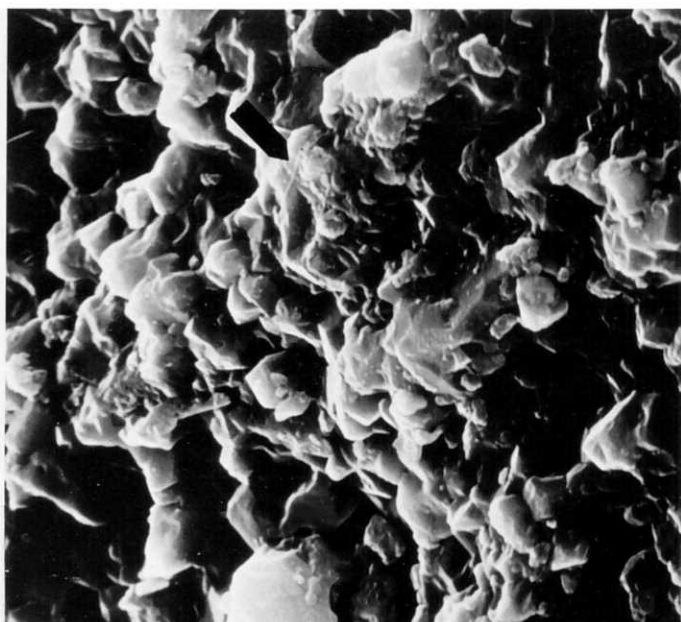
5 μ

Fot. 383



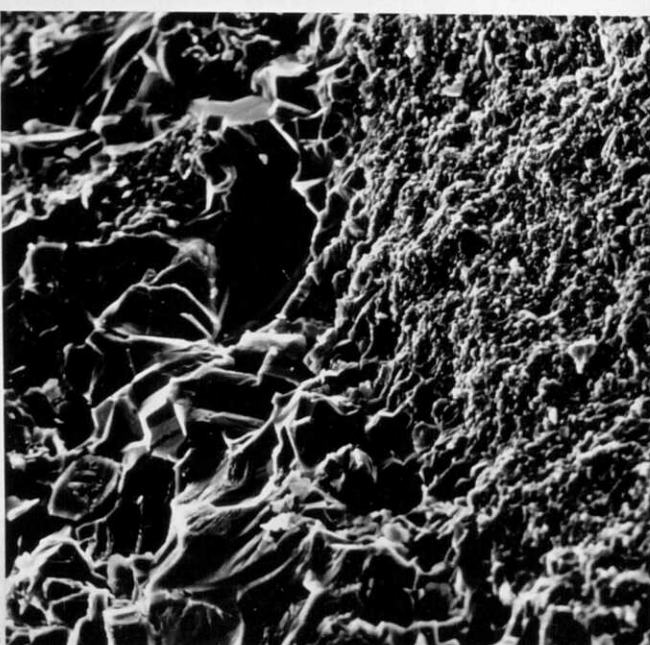
5 μ

Fot. 384



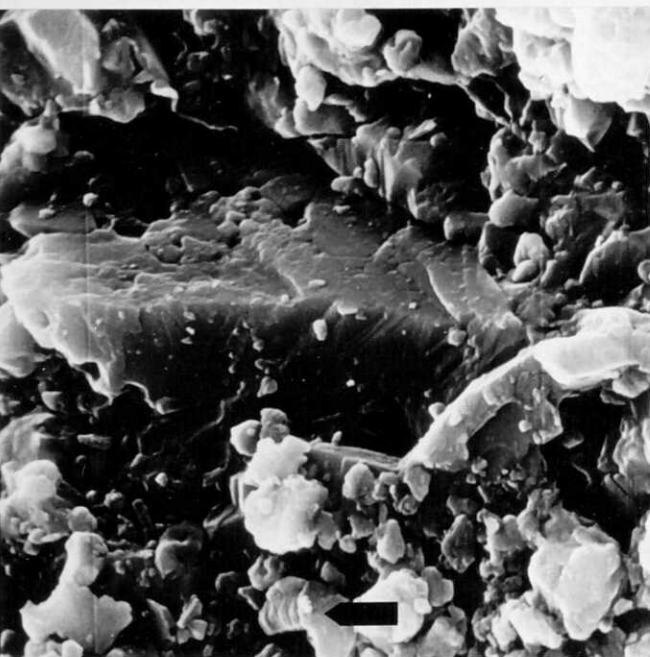
40 μ

Fot. 385



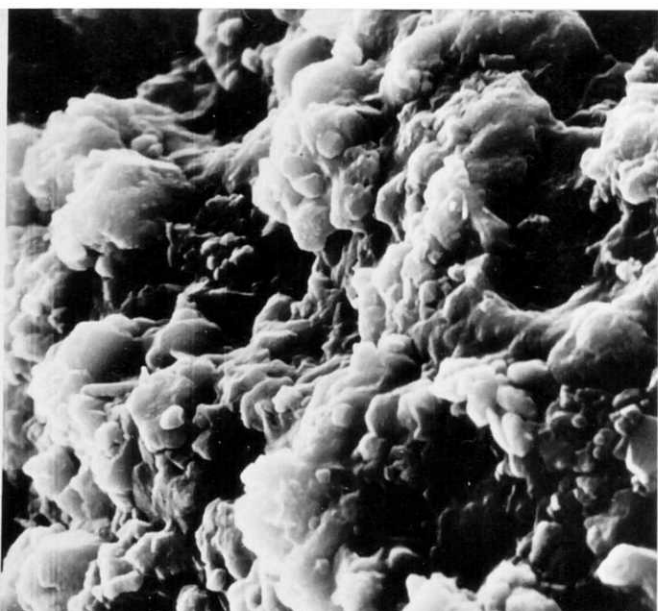
5 μ

Fot. 386



5 μ

Fot. 387



del ambiente deposicional. Estos algal-mats estabilizan los sedimentos fangosos arenosos y pelléticos, pudiendo resistir velocidades de corrientes de tres a nueve veces superiores a las corrientes de mareas más enérgicas, permiten inmovilizar al sedimento a velocidades dos a cinco veces superiores de las necesarias para moverlo. Las facies de wackestones y packstones pelléticos, Dasycladáceas, con texturas poco homogéneas, heterométricas, parches de grainstones, etc. pueden muy bien representar zonas con elevadas corrientes de marea (tidal-channels incluso), estabilizadas por algal-mats sublitoral.

6.2.- LAS CALIZAS LACUSTRES

El elemento típico de estas calizas son las acumulaciones de Charáceas. El desmoronamiento y fragmentación de sus calcificaciones debe considerarse como un mecanismo básico de formación de micrita, junto con la fragmentación de detritus de gasterópodos. El resto de los elementos faunísticos es generalmente muy escaso como para representar una contribución significativa a la producción de sedimento micrítico. El problema estriba en determinar si todo el sedimento micrítico de las facies de Charáceas se ha originado por a) fragmentación local de sus detritus, b) precipitación directa físico-química o bioquímica, o c) transporte desde zonas más marinas.

En primer lugar debe considerarse el origen de las estructuras denominadas "oncolitos" (Ver 5.4.2.3.- V.6). En muchos de ellos se observan filamentos algales atribuidos a Cianofíceas o bien a Cayeuxia-Ortonella. En estos casos se puede pensar en unos procesos semejantes a los que actúan en los algal-mats estromatolíticos, teniendo en cuenta la posible precipitación en mayor o menor grado de cemento micrítico. Sin embargo, muchos "oncolitos" carecen de filamentos y de todo rastro de estructura concéntrica. En particular, ya hemos hablado de las incrustaciones de los tallos de Charáceas a las que hemos atribuido un origen por pre-

cipitación. Del hecho de que se observe una completa gradación entre ambos tipos de oncolitos no debe suponer el eliminar la posibilidad del atrape y aglutinación mecánicos en estos estromatolitos de aguas dulces.

En segundo lugar debe considerarse que las facies de Charáceas en la Cuenca Salou-Garraff no implican condiciones lacustres cerradas de aguas tranquilas. Se trata más bien de cuñas de agua dulce en los márgenes de una bahía de salinidad normal, producidas por descarga de las aguas continentales. Las bruscas oscilaciones de estas cuñas podrán permitir la colonización de fondos en facies más marinas por las Charáceas. De todo ello debe desprenderse que son de esperar mezclas muy variables de sedimentos de facies más marinas en las que las facies de Charáceas. Ópticamente podemos obtener una idea más aproximativa de estas mezclas a partir de los detritus de Dasycladáceas, foraminíferos más marinos, etc.

La ultrafábrica de las micritas de estas facies es mucho más variada, en general, que la de los algal-mats. Las partículas son muy heterométricas (1-10 μ). Las fábricas ameboides, los contactos intergranulares puntuales, predominantemente xenotópica, pero con algunos "granos" euhedrales y subhedrales, granos isométricos y heterométricos etc. (Terminología basada en LOREAU 1972). En particular las incrustaciones oncolíticas sin estructura presentan una ultrafábrica excepcionalmente homogénea con cristales euhedrales y subhedrales (Fot. 384), que igual que en los algal-mats podría sugerir precipitación directa. Los otros casos suponemos que las características que hemos citado apoyan en gran parte el origen detrítico y mixto (parte de materiales más marinos).

En resumen, en las facies de Charáceas puede admitirse un origen detrítico para la mayor parte de la micrita, aunque en microambiente local (volumétricamente poco importantes) puede tener lugar la precipitación de cemento micrítico.

6.3.- LOS MUD-BANKS Y FACIES ASOCIADAS

De una manera aproximativa podemos evaluar que los mud-banks y las facies directamente asociadas representan con seguridad más del 65 % de los materiales de la cuenca Salou-Garraf. Resumiendo lo dicho en 5.6.7.1.- y 5.6.7.2.-, los mud-banks son unidades deposicionales que pueden considerarse como independientes en cuanto a la producción y retención de sedimento.

Los trabajos de Newmann y Land en las Bahamas han demostrado de una manera convincente que simplemente la desintegración de Algas como Penicilus y Rhipocephalus, puede suministrar el total del sedimento micrítico de una cuenca somera. Teniendo en cuenta el ritmo de crecimiento de estas algas en las condiciones más óptimas, se puede explicar de esta manera el doble del sedimento micrítico de una plataforma. Este exceso de sedimento micrítico puede dar cuenta de parte de los sedimentos de "aguas más profundas". Si se introduce en este sistema otras fuentes de micrita, tales como Halimeda, Moluscos, Rodofíceas, micritización de bioclastos, productores de pellets, erosión de litoclastos,..... se obtienen cantidades enormes, que no hacen necesario en absoluto la precipitación existiese, implicaría unas condiciones extremas de salinidad y temperatura que impedirían la gran abundancia y variedad de organismos que presentan estas facies. Queda claro que podemos obtener grandes cantidades de fango micrítico a partir de la desintegración de algas calcáreas, sin que se preserve de ellas ningún resto reconocible.

En los mud-banks cretácicos parece dibujarse una situación paralela. Las algas calcáreas más reconocibles son, con mucho, las Dasycladáceas; las Codíaceas parecen secundarias, tanto en abundancia como en variedad. Debe esperarse una notable contribución de las Rudistas y de los Ostreidos, primero en forma de limo de detritus. Los wackestones y packstones pelléticos e intraclásticos, con foraminíferos y algunas Dasycladáceas, además de su hipotético algal-mat sublitoral pueden representar muy bien el se-

dimento resultante de las praderas de herbáceas, cuya comunidad epibiéntica (Algas calcáreas, Moluscos, Foraminíferos, Serpúlidos, Briozoos,.....) es responsable de una gran parte del sedimento de su habitat.

En resumen, estas consideraciones permiten suponer que los sedimentos de los mud-banks de Rudistas, análogamente se han producido a partir de la desintegración y micritización de organismos calcáreos, y a partir de productos de invertebrados en general (p. ej. pellets). La ultrafábrica de estas fácies no presenta ninguna característica especial que permita su diferenciación con las anteriores, siendo de todas maneras, más variada. (Fot. 389, 390) se presentan todas las variedades entre contactos intergranulares puntuales y contactos difusos ameboides, posiblemente representando los primeros estadios de la micrita de grano grueso, o de la microsparita. Algunos mosaicos son marcadamente isométricos, equigranulares, sin mostrar ninguna tendencia a formas euhdrales. La elevada irregularidad de algunos granos sugiere un origen detrítico, o tal vez, varias etapas de sobrecrecimiento alternando con disolución intergranular.

6.4.- LA FUNCION ARRECIFAL

En los capítulos correspondientes se ha descrito la presencia de función arrecifal en el techo del Barremiense (mud-banks de Rudistas-Baccinella, Rodofíceas,.....) en el gargasiense (patch-reef de Estromatopóridos-Baccinella) y en el Cenomanense (mud-banks de Rudistas-Baccinella y estructuras (?) de corales masivos). En todos los casos en que la observación se ha podido realizar con un mínimo de detalle se ha puesto de manifiesto que la actividad destructora es de tipo biológico. La excepción es el yacimiento de Marmellá donde no se puede concluir con seguridad la ausencia de erosión mecánica. La función arrecifal en la cuenca Salou-Garraf se desarrolla en el interior de una plataforma somera, no hay indicios seguros de una barrera arrecifal marginal.

Hemos indicado que algunos bancos de Rudistas presentan función arrecifal. Sin embargo, no coinciden con las ideas clásicas sobre arrecife, resumidas en NELSON et al (1962). No son arrecifes en el sentido de estructuras bioconstruidas resistentes al oleaje, puesto que no hay indicios de oleaje. Hablamos de arrecife en el sentido de función arrecifal, según las ideas clásicas de GINSBURG and LOWENSTAM (1958), modificadas y situadas en un contexto dinámico por ZANKL and SCHROEDER (1972). Los corales están presentes en todos los casos citados, con pequeñas formas arborescentes. Sólo intervienen en la función arrecifal (constructora) el Cenomanense. En cambio es general y muy intensa la función aglutinadora de Baccinella irregularis. Ya se ha indicado anteriormente la gran semejanza de comportamiento de este organismo problemático con las actuales Coralináceas incrustante. La contribución como fuente de sedimento de estos organismos calcáreos es obvia, resaltando el importante mecanismo productor de limos micríticos por perforaciones de algas, hongos, moluscos, esponjas, peces, etc.

6.5.- MARGAS DE "AGUAS MAS PROFUNDAS"

En este término ambiguo incluimos aquellas margas Bedoulienses, con su característica fauna de Lenticulina, Triaxia, espículas, muy raros Amonites, y frecuentes elementos resedimentados de la plataforma somera. Un problema petrogenético esencial para el Aptiense es deducir el origen de este paquete micrítico-margoso en unas condiciones deposicionales supuestamente poco favorables para el desarrollo de algas calcáreas en abundancia. De la misma manera que contienen bioclastos de plataformas someras ha de contener fangos micríticos de la misma procedencia. El problema reside en determinar si existe otro tipo de aportación.

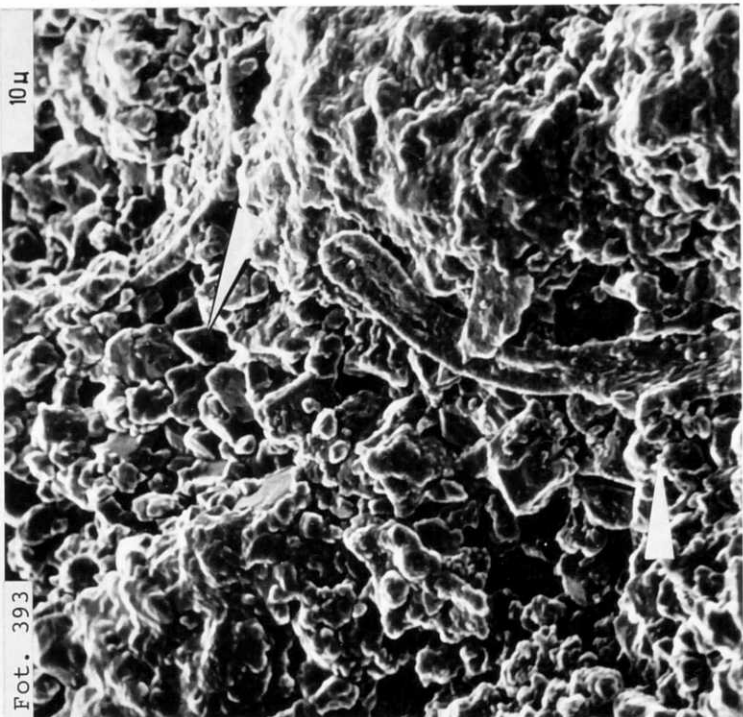
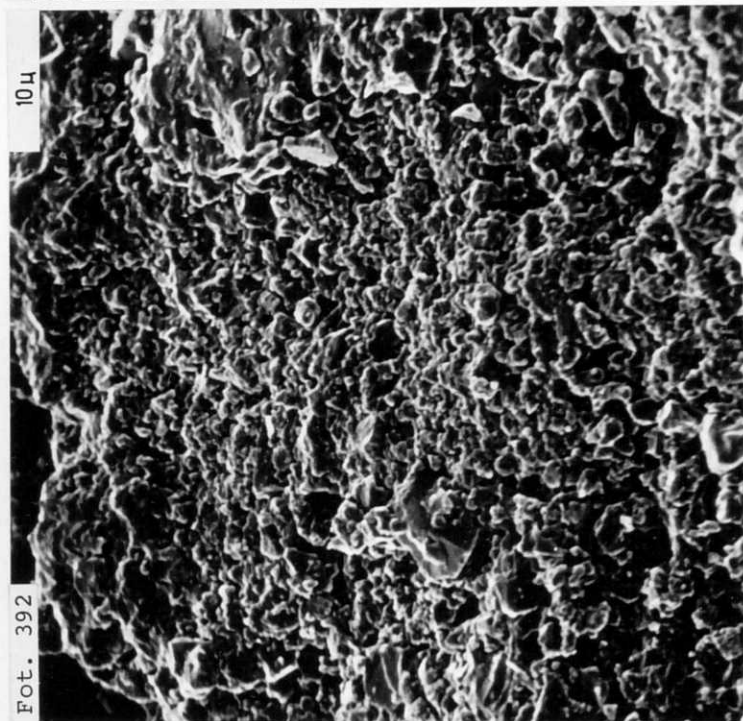
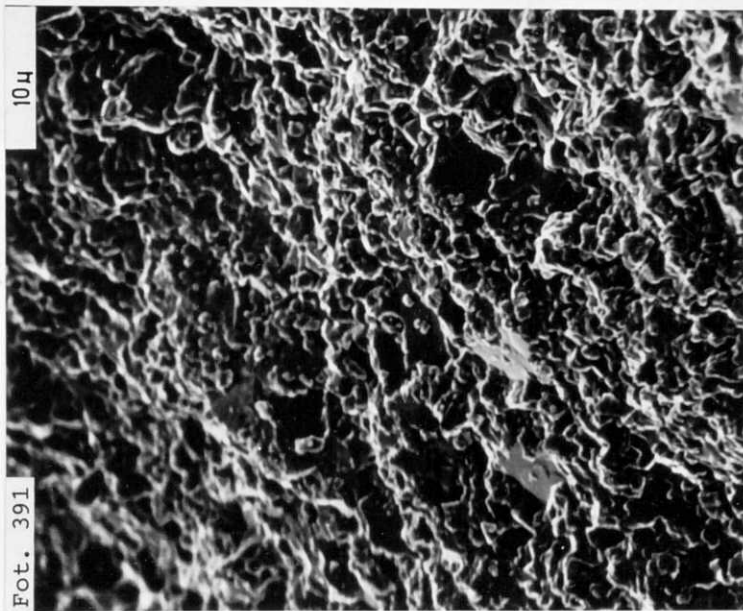
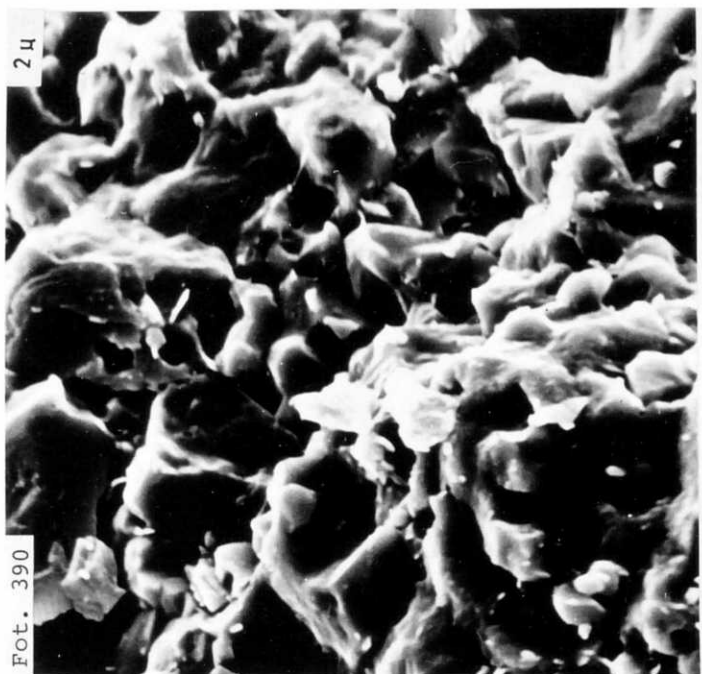
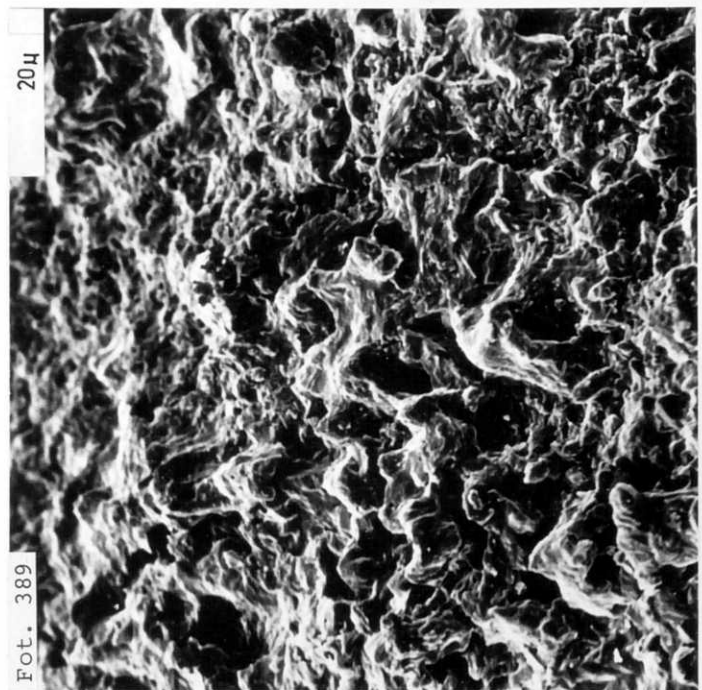
La ultrafábrica muestra algunos detalles diferentes de los vistos en otros materiales. Aparte de unos mosaicos muy heterométricos (clásticos?), de bordes dentados y contactos ameboides,

fot.388: MJ 10. Els Monjos. Bedoulienses. Acumulación de posible detritus de nocnoplanton. Las flechas señalan algunas estructuras más identificables.

fot.389: GF 273. Camp Gras (Garraf). Barremiense. Contactos intergranulares difusos y relieve suavizado por unas pátinas supuestamente de calcita. En el microscopio petrográfico aparece como una micrita de "grano" grueso.

fot.390: GF 280. Camp Gras (Garraf). Micrita densa en las facies con Charáceas. Los granos presentan un relieve ligeramente suavizado, impresiones. Los contactos intergranulares aparecen abiertos. El conjunto sugiere una alteración por redisolución.

fot.391,392,393: GF 276. Camp Gras (Garraf). Barremiense. Secuencia desde una roca fresca (a 6mm. de la superficie) a una roca alterada (fot.393, a 1'5mm. de la superficie). La ultrafábrica original es isométrica, bimodal y multiplanomural. En la etapa intermedia, los granos de menor tamaño desaparecen progresivamente, se abren los contactos intergranulares, destacando el relieve de los granos más gruesos. Finalmente la ultrafábrica es esponjosa, de contactos puntuales, con gran porosidad intergranular que permite la entrada de micelios. Son patentes caras enhedrales (flecha superior), anteriormente no observadas y microp perforaciones (flecha inferior) en las proximidades de la hifa. Los agragados mayores presentan una pátina similar a la de la fot.389 y parece evidente que provienen de la modificación de los granos más gruesos en la estructura original. El resultado final en el microscopio óptico se interpreta como una microspartitización de la micrita del interior.



se observan algunos granos que presentan un acusado relieve que pudieran (Fot. 386) referirse a Nannocónidos, muy alterados. Estas margas son de la granulometría más fina observada (0,3-0,4 μ). Estos elementos más finos se agrupan en agregados esféricos difusos (Fot. 387), de unas 6 u de diámetro, cuyo núcleo está ausente y en ocasiones excepcionales cristales euhedrales (cemento?). Interpretamos esta ultrafábrica como, la fase inicial de los micropellets, sugiriendo un proceso neomórfico. Otra fábrica interesante es la representada en la Fot. 388. Estos cristales alargados y cuadrangulares con contactos puntuales representan para nosotros detritus de Nannocónidos, observándose algunos restos menos desarticulados.

En resumen, en estas facies de aguas más profundas, la micrita procede de dos fuentes: a) las algas calcáreas de las plataformas someras y b) el Nannoplanton. No podemos dar una aproximación sobre las proporciones relativas de estas contribuciones, por la patente alteración diagenética de muchas ultrafábricas y por precisar de un estudio mucho más detallado.

6.6.- EL PROBLEMA DEL ORIGEN DE LA MICRITA

En general, la mayoría de los componentes texturales de las calizas no ofrecen ningún problema en cuanto a reconocer su origen (bioclastos, oolitos, boundstones,.....). El problema se centra en el origen del fango micrítico y el de los granos de micrita (peloides). En la anterior revisión hemos anotado las posibilidades más lógicas de acuerdo con las características de los medios deposicionales inferidos. La ayuda representada por la observación con el Microscopio Electrónico es muy escasa en el estudio de estos materiales fósiles, en parte por la alteración diagenética, en parte por tratarse de un instrumento todavía poco utilizado.

Un ejemplo ilustrativo de la dificultad de estos estudios queda reflejado en la Fot. 385. Es clara la distinción entre el ce-

mento y grano en una calcarenita del Gargasiense. El grano micrítico es en realidad una Orbitolina; la alteración (micritización) de las camarillas es completa, no se distinguen en absoluto ningún detalle que permita diferenciar las paredes del relleno (o cemento?) micrítico de las cavidades. Otro resultado es que no es diferenciable la primera generación de cemento, que en el microscopio óptico aparece como "dog tooth", o como un mosaico microsesparítico con estructuras relictas de tipo fibrosa. En el microscopio electrónico ha desaparecido completamente esta fábrica. El cemento es un mosaico equigranular, muy probablemente neomórfico, en el que se puede sugerir algunas trazas de la fábrica original. Sería interesante el poder concluir con seguridad que la primera generación de cemento, tal como aparece en nuestras láminas delgadas, es ya un producto neomórfico.

Concluyendo este apartado, el fango micrítico parece ser predominantemente de origen clástico, a partir principalmente de algas calcáreas, moluscos y otros vertebrados. La excepción puede ser, en algún punto, algunos ambientes muy restringidos, en los que puede tener lugar la precipitación extensiva de carbonatos microcristalinos. Otros microambientes muy especiales, como las incrustaciones oncolíticas, pueden permitir este tipo de precipitación. Pero en conjunto, la masa micrítica es de origen clástico. En cuanto a los peloides, ha quedado ya aclarado en los capítulos correspondientes que están originados por pellets fecales, micritización por algal, fungi boring (BATHURST 1967 a), o micritización en sentido más general (PURDY 1968), en el que parece intervenir una serie de complejas reacciones orgánicas y bacteriales. Finalmente lo que hemos denominado "micropellets" textura moteada (clotted), etc. en nuestro material, parece ser de origen neomórfico, tanto en materiales de "aguas más profundas", (Floculación?), como en materiales subaéreos (caliche).

6.7.- LA MINERALOGIA INICIAL

En la cuenca deposicional cretácica existiría una variada mineralogía de la que podemos indicar:

Aragonito: Codiáceas, Dasycladáceas, Rudistas (en parte) Moluscos (en parte, Corales, Estromatopóridos (?) oolitos, pellets fecales, y en gran parte, el fango micrítico.

Calcita magnesiana: Equinodermos, Coralináceas (y posiblemente las Rodofíceas en general, Baccinella?) Foraminíferos (en parte).

Calcita: Charáceas, Moluscos (en parte), Mannoplancton (?) y tal vez algunas incrustaciones oncolíticas.

Mucho más difícil resulta el determinar la mineralogía inicial del cemento. En analogía con lo que sucede actualmente, el cemento esparítico, tipo mosaico "Blocky, segunda generación, ... es de calcita, mientras que los cementos fibrosos "dog tooth" micríticos, estalactíticos, pueden ser de calcita magnesiana o de aragonito, excepto en algunos ambientes muy restringidos relacionados con las facies de Charáceas. Por otro lado ha de contarse con la dolomitización inicial que introduce un nuevo mineral en el ambiente sedimentario.

Con todo ello, puede deducirse unas complejas reacciones mineralógicas hasta llegar a la situación actual, en la que sólo se reconoce calcita y dolomita. En el estudio de los materiales pleistocenos hemos aprendido (ver bibliografía citada en 3.2.2. 3.-) que esta mineralogía actual, estable se puede obtener dos millones de años después de la deposición. Sólo en casos muy especiales en materiales arcillosos puede conservarse parte de esta mineralogía, No hemos pretendido realizar un estudio de las modalidades de estas transformaciones mineralógicas, ya que en material escogido para este trabajo es el menos idóneo.

7.- EL ORIGEN DEL CEMENTO

La inmensa mayoría de las calizas estudiadas poseen un elevado grado de litificación y compacidad. Ello implica que el 60 % en volumen es cemento, es decir que para cada 10 m^3 que vemos en la actualidad necesitamos un volumen de cemento equivalente al que obtendríamos disolviendo 6 m^3 de caliza. ¿Como puede obtenerse esta cantidad de cemento? Es evidente que el karst, tanto en rocas del zócalo como en sedimentos litificados coetáneos, debe intervenir en gran manera. Sin embargo, las evidencias que tenemos de procesos kársticos que pueden relacionarse con la producción de cemento son abundantes, aunque su escala es centimétrica y resulta difícil evaluar el volumétricamente su contribución. En primer lugar, cada nivel laterítico implica la desaparición de un volumen desconocido de caliza, en condiciones supuestamente kársticas s.l.

7.1.- SEDIMENTO DIAGENETICO

Otro tipo muy importante de criterios son las estructuras, que podemos llamar microcárticas, aparecen en forma de cavidades con rellenos geopetales de "crystal silt". Estas cavidades, se producen por disolución o por otros procesos (incluimos todos los posibles bird-eyes, fenestral, etc. En cualquier caso, su contribución a la cementación no puede evaluarse por su volumen, puesto que en su casi totalidad están cementadas. Debe examinarse la significación de este "crystal silt" detrítico o sedimento diagenético. Los datos que hemos recogido en este trabajo parecen apoyar la sugestiva hipótesis de Dunham. El crystal silt implica: a) una erosión geopetal (circulación de agua-aire) b) es manifiestamente diferente del sedimento (los fósiles que raramente contiene son detritus de las paredes de la cavidad, los sedimentos suprayacentes nunca responden a sus características petrográficas, c) puede ser posterior a una primera generación de cemento, a fracturas blandas o rígidas, ocupar cavi-

des secundarias de los bioclastos, d) se concentra en las partes superiores de cada estrato (sobre todo las facies tipo mud-bank) nunca aparece fuera de las cavidades, e) los interestratos de los bancos calcáreos suelen ser de unas 0,5-2 cm. de arcillitas pardas absolutamente azoicas (terra rossa), parcialmente litificadas.

El sedimento diagenético representa algo que ha sucedido entre estrato y estrato, directamente relacionado (?) con la circulación de agua por las cavidades en condiciones vadosas. Todo lo expuesto sugiere un depósito residual resultante de un proceso de disolución kárstica.

Esta hipotética disolución ocurriría en la etapa de estabilización mineralógica (LAND 1967), es decir, durante el pleistoceno del sedimento original. Los datos publicados indican que la estabilización mineralógica tiene lugar cuando el sedimento marino entra en contacto con las cuñas de agua dulce. No resulta, pues una coincidencia, el que las cavidades con sedimento diagenéticos estén próximas (unos metros) a las facies de Charáceas.

La objeción más importante es: ¿Porqué la notable uniformidad textural de este sedimento diagenético? ¿Hasta que punto funciona el mecanismo de selección, mecánico para las partículas mayores, químico para las menores? (DUNHAM 1969 a pág. 167) Este sedimento tiene el tamaño de la microsparita, ¿que tiene que ver con lo que hemos venido denominando "microsparitización"?

7.2.- LA MICROSPARITIZACION

La microsparita se ha considerado como un producto neomórfico agradante (recristalización) de la micrita (Ver FOLK 1965 pág. 37). Está completamente admitido que es un proceso húmedo, sin embargo reviste muchas modalidades y las fábricas resultantes se diferencian en muchos aspectos (Ver BATHURST 1971, pág. 493-503).

para una estimulante revisión del problema). No pretendemos abarcar el complejo tema de la microsparita, sólo precisar algunas características de las variedades más frecuentes en nuestro material.

Ha sido comentada (5.8.1.4.) la asociación de la microsparitización y dolomitización intensa a zonas próximas a la superficie de estrato. Sin embargo, no siempre va acompañada de dolomitización; general es un proceso difuso ("coalescivo" en sentido de Folk 1965), en el que la fábrica original desaparece muy gradualmente. En los casos más avanzados es evidente que existe una marcada susceptibilidad de alteración, relacionada con la mineralogía inicial (los bioclastos de calcita magnesia-na resisten más), Ello recuerda los casos de BUCHBINDER and FRIEDMAN (1970). Otros tipos de microsparita, aparentemente distintos, son los descritos en el caliche ESTEBAN 1972 b, 1973, Folk, citado en BATHURST 1971 pág. 514, BROWN 1956), en las facies de "aguas más profundas" del Bedouliense y finalmente un caso muy incipiente y problemático, en los rellenos de los "burrows".

Los trabajos en preparación de L. Pomar y M. Esteban aportan una interpretación de la microsparitización en caliches y bordes de meteorización biótica de calizas. Partiendo de una micrita heterométrica la microsparita se obtiene por disolución de los granos más pequeños mientras que los de mayor tamaño permanecen ligeramente corroides o con unos pequeños sobrecrecimientos decemento; adquiriendo un típico entramado residual de contacto intergranular puntual (Fot. 391 a 393). Este mecanismo está de acuerdo con las deducciones indirectas sobre las condiciones de "microsparitización". Nótese que en todos los casos hemos citado de microsparitización aparecen unas constantes:

- Proceso del lavado vadoso
- Proceso de abundante materia orgánica
- Relación con emersiones, aguas continentales

Parece deducirse que la microsparitización trae consigo un primer estadio en el que se obtiene una gran cantidad de carbonato cálcico en disolución. En este punto podemos entender algo más el sedimento diagenético (7.1) que se obtendría por erosión transporte y deposición de este primer estadio esponjoso demicrosparitización.

Estas consideraciones solucionan sólo momentáneamente el problema del cemento. En efecto, el sedimento diagenético implica la puesta en circulación de gran cantidad de cemento, pero continuamos necesitando cemento para completar los mosaicos de microparitas de grano grueso, pseudosparitas. Por otra parte, estas consideraciones nos llevan a entrever tentativamente que la calcitización paramórfica, la microsparitización (caliche, burrows,.... sedimento diagenético), la redisolución-vacio-relleno de los bioclastos, la micritización (en parte), el elevado selectivo (ALEXANDERSON 1972),.... son productos diagenéticos muy diferentes entre sí, pero que responden a un mismo mecanismo: disolución progresiva de la mineralogía inicial y posterior precipitación de calcita. Las diferentes fábricas obedecerían a diferentes ritmos, escalas, velocidades, etc. y la terminología petrológica contribuye a encerrar estas fábricas en comportamientos estancos.

7.3.- OTRAS FUENTES

La calcitización del aragonito, bien sea paramórficamente y por medio de una etapa de vacío por disolución ha de aportar un 28 % más de volumen de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$. Sin embargo este aporte teórico queda muy disminuido al tener en cuenta la porosidad adicional provocada por la desaparición de la materia orgánica. Esta contribución al cemento es generalmente aceptada como importante, implicando también el contacto con aguas dulces continentales. En ESTEBAN (1970) se intentó hallar una correlación entre el tipo de calcitización y la proximidad al mar-

gen continental. Estudios posteriores en materiales pleistocenos, todavía no publicados, invalidan en parte las conclusiones de aquel trabajo. Los dos tipos de calcitización responden en realidad a diferentes velocidades de redisolución y precipitación, ritmos que en realidad dependen de una gran variedad de factores. Pero es en general bien evidente que la calcitización (¿ también la microsparitización?) se incrementa hacia las zonas de mayor influencia.

Un otro proceso de caracter muy diferente que se puede citar es el relacionado con la redisolución por presión de contacto intergranular. BATHURST (1965) señala como posible evidencia la constante asociación de envueltas micríticas rotas y suturas estiloléticas intergranulares previas a la segunda generación de cemento. Debe precisarse que ello es totalmente cierto si se tiene en cuenta envueltas micríticas todavía adheridas a su grano. En cambio, hemos reconocido numerosos casos de envueltas micríticas flotantes, rotas, transportadas; muy lejos de contactos suturados intergranulares. Pero en estos casos es muy dudosa la presencia de la primera generación de cemento.

La estilolitización en rocas con segunda generación de cemento completa requeriría presiones mucho mayores que en el anterior caso. La redisolución por presión se favorece con el contenido de arcillas y por la granulometría del material (BARRET, 1964, OLDERSHAW and SCOFFIN 1967). Entramos ya en el dominio de la diagénesis tardía y enlazamos con los procesos microtectónicos. La estilolitización implica aquí grandes cantidades de cemento.

8.- RESULTADOS Y CONCLUSIONES

GENERALES.

8.1.- EL ZOCALO DE LA CUENCA CRETACICA

- a). El zócalo dolomítico del Cretácico es de edad jurásica. Por lo menos localmente, las brechas basales de este zócalo se depositaron erosionando un relieve triásico (pag.86-88,113-118). La presencia de discordancias angulares y erosivas dentro del zócalo jurásico, así como diversos criterios petrológicos, permiten elaborar el esquema de la fig.15. Se concluye provisionalmente la reducción erosiva del Dogger en la base del Malm hacia el NE. Queda como probable que la mayor parte del zócalo dolomítico en Garraf, Montmell... corresponde al Malm. (pag.167).
- b). La fábrica del zócalo dolomítico es poligenética y policíclica. (pag.146,148,164,166). Las fábricas originales pueden ser las de las brechas retienses, calcarenitas liásicas, mudstones de filamentos y Cefalópodos del Dogger, calizas laminadas del Malm,... y pueden evolucionar por procesos neomórficos coalescentes, porfiroides, poiquilíticos y microsparitización (fig.16). Los cristales euhedrales zonados con canales erosivos geopetales, se identifican con superficies de erosión en el zócalo dolomítico (pag.155-158). Sin embargo este criterio no ha permitido localizar con seguridad en superficie la aparición de la discontinuidad de la base del Malm, debido sobretudo a que las fábricas de superficie han sufrido varios ciclos de calcitización-dolomitización (pag.151,158).
- c). Las calizas portlandienses. Durante el Jurásico terminal se establecen unas amplias plataformas de marea en las que se depositan calizas laminadas de tipo algal-mat. El ambiente deposicional es interlitoral-supralitoral en Garraf oriental. Hacia Garraf occidental predominan las situaciones interlitorales medias y bajas, y hacia el Montmell, las condiciones sublitorales con fauna abundante; marina y con influencias de agua dulce (pag.196-203). Este conjunto de materiales está irregularmente dolomitizado, integrando la parte alta del zócalo dolomítico (pag.170,171). Esta facies y tipo de dolomitización (eomesodiagenética) es la correspondiente a la mayor parte del zócalo dolomítico de Garraf. En el extremo SE de Garraf se pre-

-sentan claras evidencias de ambientes tipo sabkha, (pag.164, 195-197).

- d). La dolomitización del Lías y Dogger ha sido de tipo telodia-genético coalescente, asociada a las emersiones (pag.168). En cambio la del Malm es eodiagenética supralitoral (pag.187, 196 y siguientes).

8.2.- CONTEXTO ESTRUCTURAL

- a). Los pliegues volcados al NW de Salou y Tarragona se continúan en Salomó hasta Marmellá (Montmell). La etapa de plegamiento debe situarse en el Eoceno-Oligoceno, existiendo evidencias de alguna etapa previa antes de finalizar el Cretácico (pag. 64 y 103). En relación con estas franjas de pliegues volcados se sitúan numerosos olitostromas de muy diversos tamaños. Estos accidentes se producen durante el Mioceno, aunque algunos de ellos pudieron iniciarse con anterioridad (fig.9,b.).
- b). La cartografía de detalle de las áreas de Salompo y Garraf ha puesto de manifiesto que localmente los ejes de pliegues y fracturas se orientan de Norte a Sur (pag.79 y 123) aproximadamente. Este giro con respecto a la dirección "normal" NE-SW se relaciona con fracturas horizontales de orientación NNW-SSE, que denominamos del Estret de la Riba y Vallcarca (pags. 83,132 a 134). Otras fracturas de este tipo son las de Bonastre-Pont d'Armentera y Coll d'Alforja-Salou (lam.11); pero son de menor importancia.
- c). Las fracturas citadas en (b) controlan la sedimentación (facies y potencias) desde el "purbeck" al Aptiense, por lo menos. La cuenca sedimentaria de Salou-Garraf está enmarcada por estas fracturas.
- d). La región estudiada queda diferenciada en una plataforma estable y una zona subsidente. La primera comprende las áreas de Salou y Tarragona; la segunda, las de Montmell y Garraf. El área de Salomó se situaría justo en la zona de transición entre ambas. Los límites entre la plataforma estable y la zona subsidente se relacionan sensiblemente con el trazado de la fractura del Estret de la Riba. Estas subdivisiones se han mostrado muy útiles y prácticas, correspondiendo a la realidad que podemos observar.
- e). Los términos "plataforma estable" "zona subsidente" se oponen a los clásicamente utilizados para esta región de "Alto fondo".

o "umbral". A excepción del Bedouliense, no existía una diferenciación batimétrica del ambiente deposicional. La ausencia de los niveles inferiores al techo del Barremiense en la plataforma estable lo interpretamos como el resultado de la condensación progresiva de las discontinuidades erosivas desde la zona subsidente hacia la plataforma estable. En definitiva, sólo se puede hablar de "umbral" en el sentido de la disposición estructural de las unidades litostratigráficas.

8.3.- LA CUENCA DEPOSICIONAL DEL CRETACICO INFERIOR

- a). La cuenca de Salou-Garraf se comporta como una bahía semicerrada desde el techo del Jurásico hasta el Aptiense. Hemos deducido la comunicación con bahías más abiertas' (Maestrazgo) por el Montmell occidental, (al N de Santa Cristina), aislando la plataforma estable. Al SE. la cuenca de Garraf debía limitar con tierras semiemergidas que permitían una comunicación parcial con la plataforma abierta. Así pues, con esto se modifica substancialmente la idea paleogeográfica clásica de la bahía abierta con el "cabo" de Salou-Tarragona (pags.216,221 a 223,267 a 274, LAM.13 a 15).
- b). Desde el Valanginiense al Aptiense Inferior predomina la deposición de caliza microcristalina con muy bajo contenido de insolubles. Este material, fango micrítico y peloides, sostiene (wackestones y packstones) a foraminíferos (Miliólidos y Orbitolínidos), algas (Dasycladáceas y Charáceas) y Rudistas, hllándose estos componentes en proporciones muy variables, en estratos gruesos y masivos. Las facies asociadas son algal-mat dolomíticos, lateritas, grainstones calcareníticos y pellético y el conjunto está frecuentemente dolomitizado en bolsadas, canales etc. El análisis de las interrelaciones de estas facies y sus texturas deposicionales nos lleva a concluir que en la bahía de Salou-Garraf el ambiente deposicional dominante es el "mud-bank" somero, señalándose como asimilable al modelo actual de la Bahía de Florida (pag.274 a 286).
- c). En la bahía hemos determinado zonas de entrada de agua dulce (Santa Cristina, Garraf oriental) y zonas de entrada de aguas "más marinas" (Montmell, Garraf occidental), utilizando como criterios la proporción Charáceas-Dasycladáceas (pag.275). Dentro de éstas últimas se ha podido deducir una clara zonación (fig,31). Otros criterios son la presencia de Codiáceas, Braquiópodos, Estromatopóridos, Corales, Lenticulina-Tritaxia. No existe producción de facies oolíticas en la bahía; la presencia de estos granos (generalmente rotos, aislados) es asimismo un indicio de condiciones "más marinas". Por otro lado los mudstones azoicos o con detritus de Charáceas, Gasterópodos, oncolitos, representan las calizas más internas de la bahía. Los

grainstones indican condiciones "más marinas"; sus componentes provienen de zonas más externas o bien se producen en zonas especiales de la bahía de buena comunicación con las plataformas abiertas. Por su tipo de contacto brusco con las facies fangosas, su disposición en cuñas o lentejones, estos materiales pueden interpretarse como suministrados por spits, washovers, tidal-deltas, con presencia local de beach-rocks deducido por su tipo de cementación.

- d). Hemos utilizado una unidad litoestratigráfica informal con contenido bioestratigráfico: el purbeck, o mejor, el purbeck-weald. En Garraf y Montmell puede diferenciarse (pag.224) tres tramos: "purbeck inferior" que corresponde a las calizas portlandienses, "purbeck medio" caracterizado por calizas de agua dulce (Charáceas) y las cuñas del Valanginiense marino y el "purbeck superior", calizas de agua dulce con constantes y repetidos horizontes lateríticos. Hemos considerado como límite Jurásico-Cretácico la aparición brusca y generalizada en toda la cuenca de calizas de agua dulce encima de los algal-mat hipósalinos del portlandiense. Este límite coincide con pequeños horizontes lateríticos, caliche y pisolitos retrabajados (pag.216). Hacia Santa Cristina estas diferenciaciones resultan impracticables (purbecko-weald), aunque la estructura de la cuenca permite deducir que allí sólo se halla representado el "purbeck superior" (pag.340, fig.39).
- e). La ausencia de las calizas purbeck y en parte de las del Barremiense en la plataforma estable es debida a la redisolución asociada a los numerosos horizontes lateríticos y hard-ground caliche, microkarst, que se condensan en aquella dirección. Hacia la plataforma del Alto Gaiá este proceso es mucho más intenso produciendo las bolsadas de bauxita. Estos horizontes erosivos no son utilizables como niveles guía.
- f). Hacia el techo del Barremiense se hacen más frecuentes las facies "más marinas", preservándose incluso en las zonas más internas de la plataforma estable. Las entradas de agua dulce sólo son importantes en las zonas más marginales (Santa Cristina). Con el Bedouliense se produce una diferenciación batimétrica notable: los típicos mud-banks continúan en los bordes de la plataforma estable, (incluso con facies de agua dulce), mientras que en el centro se sitúan las facies margosas de "aguas más profundas" (40m?), atribuidas a un talud muy suave de plataforma somera (pag.326,325). El Gargasiense se caracteriza por una notable uniformización, desapareciendo las grandes diferencias de espesores y facies. Los grainstones dominan en toda la cuenca (facies, playas, barras) con ocasionales patch-reefs fangosos de Estromatopóridos-Baccinella, localizados sobretodo hacia el borde SE. Al finalizar el Aptiense

se produce en la plataforma estable una emersión general, (facies "utrillas"). En la antigua zona subsidente, (el único punto donde se datan materiales albienses es en Marmellá), también se aprecian indicios de esta emersión (pag.336), notándose una continuidad deposicional desde el Gargasiense al Cenomanense Inferior.

- g). Durante el Cretácico Inferior es aplicable el modelo deposicional de la Bahía de Florida; la evolución hacia facies menos restringidas en el Aptiense sería hipotéticamente equivalente a la transición hacia el W de la Bahía de Florida.
- h). Debe tenerse en cuenta en la bioestratigrafía con Orbitolínidos las condiciones deposicionales, dado que existe una clara relación entre tamaño y aplanamiento, y la salinidad del medio (fig.26 a 29).

8.4.- EL CRETACICO SUPERIOR

- a). En el Cenomanense pueden reconocerse por primera vez facies oolíticas que se dolomitizan en dirección SW; siguiendo bancos masivos micríticos de Alveolínidos, que hacia el NE (Montmell) poseen características atribuibles a mud-banks con función arrecifal. En un extremo (?) de estos bancos debe situarse el arrecife de corales masivos de Can Xuech. Los datos de que disponemos no nos permiten elaborar una paleogeografía más detallada, ni siquiera deducir hacia dónde se abría la cuenca Cenomanense, señalan que pueden continuar las condiciones del Cretácico Inferior. Pero de todas maneras se ha perdido completamente la antigua bahía semicerrada con entradas de agua dulce. El Turonense representa el máximo transgresivo, con facies de plataforma externa. En Tarragona su contacto con la serie "garumniense" es muy brusco; no se aprecia la etapa erosiva que en otros puntos (Salomó) comunica al "garumniense" (pag.356 a 369).
- b). Hemos denominado "garumniense" a un variado conjunto litológico situado encima del Turonense, de facies lacustres, subáreas y que en la mayor parte de la cuenca tienen como techo al Mioceno marino (pags.50,54,63-70,79 y 81). Sin embargo, en el borde Montmell-Montserrat, los paleosuelos "garumnienses" fosilizan materiales de edad variable (Trías,Aptiense,...) y su techo es Eoceno (pag.104,370 y siguientes,...). El "garumniense" es de edad Paleoceno/a a Eoceno Inferior (pag.376 y 377); quedando el problema de unas incursiones marinas cercanas a la base que podrían representar tal vez el techo del Cretácico.

8.5.- PROBLEMAS PETROGENETICOS

8.5.1. LA MICRITA

- a). La matriz micrítica es de origen bioclástico. Los mud-banks, patch-reefs, facies lacustres, se interpretan como autoabas-tecedores de sedimento micrítico; otros ambientes precisan un cierto transporte (facies de aguas más marinas, de detritus,...). Las posibles excepciones al origen bioclástico de la micrita son los estromatolitos hipersalinos y los oncolitos de agua dulce (pag.388,389). No se ha comprobado la presencia de cemento micrítico en calcarenitas (pag.312).
- b). Los procesos de micritización son muy intensos, debiéndose considerar como importante mecanismo productor de micrita. El alga-fungi boring está presente, pero no explica la abundante micritización difusa.

8.5.2. LAS DOLOMIAS CRETACICAS

- a). Se han originado por los siguientes mecanismos:
- "Reflujo" o "bombeo" en las partes altas de los mud-banks. Se originan fábricas idiotópicas de grandes cristales, reemplazando en forma de bolsadas o canales, el material original Eodiagénesis-mesodiagénesis.
 - Microsparitización en hard-grounds. Se obtiene un mosaico de dolmicrosparita xenotópica en la superficie de los estratos. Telodiagénesis.
 - Dolomitización asociada a fracturas. Es muy poco importante. Se produce en las inmediaciones de las fracturas que ponen en contacto margas bedoulienses con calizas; ocurre en el Cenozoico. Se obtiene una fábrica hipidiotópica, con zonas euhedrales y deformación tensional. Mesodiagénesis profunda-Telodiagénesis.
 - Dolomitización eodiagenética en algal-mats de los mud-banks. Fábrica xeno-hipidiotópica.
 - Dolomías detríticas (dolcalcarenita fina). Solo una muestra próxima a los algal-mats barremienses.

- b). En las zonas de transición a la plataforma estable, las dolomías cretácicas adquieren gran volumen y se adosan sobre el zócalo dolomítico jurásico. Las primeras se diferencian por sus fábricas idiotópicas de gran tamaño y transparencia.

8.5.3. EL CEMENTO

- a). Son muy frecuentes las evidencias petrológicas que atestiguan una cementación inicial (predeposicional o eodiagenética), tanto en materiales microcristalinos (cemento micrítico) como en calcarenitas (cemento fibroso, gravitacional, dog-tooth,). Por el contrario, en el núcleo de los bancos de Rudistas, se aprecia claramente una fuerte compactación previa litificación, con diferentes grados de plasticidad en la matriz. La litificación en estos casos se obtiene por cementación "tardía" en la zona vadosa continental, proceso general en toda la cuenca. Esta etapa "tardía" de cementación es en algunos casos (beach-rocks, boundstones...) deposicional o predeposicional (ej:fot.323).
- b). El problema del cemento en las etapas intermedias de la diagénesis queda relacionado con la comprensión de los procesos de microsparitización. En los hard-grounds, wash-outs con relleno de sedimento diagenético, burrows, caliche (pag.392) se produce una fábrica microsparítica que implica en una primera fase, la redisolución parcial de la textura original, con liberación de gran cantidad de cemento disponible.
- c). Ello nos lleva a una consideración tentativamente muy amplia de los procesos diagenéticos posteriores a la fase eodiagenética, incluyendo la micritización difusa, la calcitización paramórfica, los procesos de redisolución-cavidad-precipitación, la chalkyficación,... Todos estos procesos pueden resumirse en una etapa de redisolución seguida de precipitación la variada gama de productos depende esencialmente de la velocidad y ritmo de redisolución y precipitación. En principio ello debe depender de las condiciones de entrada de agua dulce, dominando las condiciones microambientales sobre las paleogeográficas.
- d). Cuando llegamos al dominio de la diagénesis profunda, es decir a las condiciones de estilolitización del cemento y tectónica de fractura, algunas calizas estudiadas parecen poseer ya una cementación completa (pag.395). En estas condiciones estamos en ambientes con exceso de cemento.

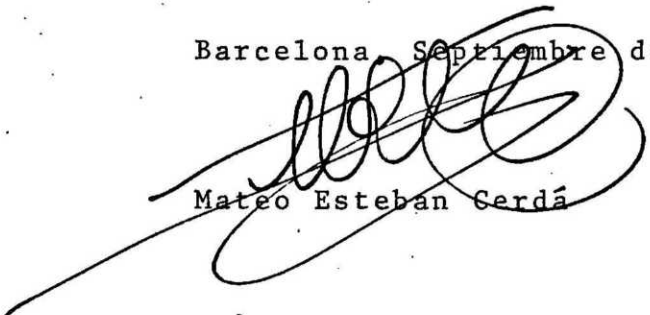
Maestro, di:

che terra é questa?

EPILOGO

En esta Tesis se ha obtenido en primer lugar, un conocimiento estratigráfico de una amplia región de los Catalánides muy poco estudiada, que ha servido de introducción al análisis del ambiente deposicional y de la paleogeografía del Cretácico. En segundo lugar, se han apuntado nuevos horizontes a problemas petrológicos generales de los carbonatos. La labor realizada permitirá emprender, así lo esperamos, nuevos trabajos con un enfoque particular, tanto en lo referente a la geología regional como a las interpretaciones sedimentológicas. No se quiere decir con ello que se consideren resueltos los problemas generales a gran escala, sino que por lo menos ya no se precisará el estudio de todo el conjunto para poder desarrollar estudios petrológicos. Entre los temas tratados, destacamos por su interés y especiales condiciones para su tratamiento: los algal-mats, los mud-banks, los patch-reefs y la función arrecifal, la dolomitización, la compactación, la micro-paritización, el microkarst, las bauxitas, etc... Esperamos que en breve se conozcan mejor.

Barcelona, Septiembre de 1973



Mateo Esteban Cerdá

9.- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS
CITADAS

- ADAMS, J.E., RHODES, M.L. (1960): Dolomitization by Seepage refluxion. Bull. A.A.P.G., 44(12):1912-1920.
- ALEXANDERSON, T. (1969): Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. Sedimentology, 12: 47-61.
- ALEXANDERSON, T. (1971): Intrangular precipitation of aragonite and Mg-calcite in modern marine shallow-water sediments (abs). Progranc. Intern. Sediment. Congr. 1971. Addeudum, p.1.
- ALEXANDERSON, T. (1972a): Micritization of Carbonate Particles: Processes of Precipitation and Dissolution in Modern Shallow-marine Sediments Bull. Geol. Inst. University Uppsala, New Series, 3(7):201-236.
- ALEXANDERSON, T. (1972b): Shallow-marine carbonate Diagenesis as Related to the carbonate saturation Level in Seawater. Paleontological Inst. University Uppsala, N°.126.
- ALEXANDERSON, T. (1972c): Intragranular Growth of marine Aragonite and Mg-calcite: Evidence of precipitation from Super-Saturated Seawater. J. Sed. Petrol. 42(2):441-460.
- ALEXANDERSON, T. (1973a): Mediterranean Beachrock cementation: Marine precipitation of Mg-calcite. In: D.J. Stanley (Ed.): "The Mediterranean Basins as Natural Sedimentation Laboratories". (In press). Smithsonian Inst. Washington.
- ALEXANDERSON, T. (1973b): Intragranular Growth of marine Aragonite of Mg-calcite: Evidence of precipitation from Suprasaturated Seawater. J. Sed. Petrol., 42(2):441-460.
- ALLEN, R.C., GAVISH, E., FRIEDMAN, G.M. and SANDERS, J.E. (1969): Aragonite cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay: Submarine lithification mechanism yields product resembling beachrock. J. Sed. Petrol., 39:136-149.
- ANDRICHUCK, J.M., (1955): Mississippian Madison group stratigraphy and Sedimentation in Wyoming and Southern Montana. Bull. A.A.P.G., 39(11): 2170-2210.
- ANDRICHUCK, J.M., (1961): Stratigraphic evidence for tectonic and current control of upper devonian reef sedimentation. Duhamel area, Alberta, Canada. Bull. A.A.P.G., 45:612-632.
- ASSERETO, R.L. and KENDALL, C.G. St. C. (1971): Megapolygons in Ladinian Limestones of Triassic of Southern Alps: Evidence of deformation by Penecontemporaneous Dessication and cementation. J. Sed. Petrol., 42(3):715-723.
- ATWOOD, D.K. and BUBB, J.N. (1968) Distribution of Dolomite in a Tidal Flat Environment, Sugarloaf Key, Florida. Abs. Geol. Soc. Amer. Annual Meeting Mexico City, November.
- ATWOOD, D.K. and BUBB, J.N. (1970): Distribution of Dolomite in a Tidal Flat Environment, Sugarloaf Key, Florida. Jour. Geol., 78(4):499-505.

- BAARS, D.L. (1963): Petrology of Carbonate Rocks. In: Bass R.O. Seymour L. Sharps (Edts.). Shelf Carbonates of the Paradox Basin. Four Corners Geol. Society. A Symposium Fourth Field Conference. pp.101-129.
- BAKALOVA, D. and KHRISCHEV (1973): Facies affinity of green algal from the Stratesh Limestone Formation (Lovech Urgonian Group). Bull. Geol. Int. Bulgaria Ac. Sc., XXII:119-132.
- BALL, M.M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. J. Sed. Petrol., 37:556-591.
- BALL, M.M., SHINN, E.A. and STOCKMAN, K.W. (1967): The geologic effects of Hurricane Donna in South Florida. Jour. Geol., 75(5):583-597.
- BANNER, F.T. and WOOD, G.V. (1964): Recrystallization in microfossiliferous limestones. Geol. Jour., 4(1):21-34.
- BARTLETT, G.A. and GREGGS, R.G. (1970): The Mid-Atlantic Ridge near 450°00 north. VIII. Carbonate lithification on oceanic ridges and seamounts. Can. Jour. Earth Sci., 7:257-267.
- BARRETT, P.J. (1964): Residual seams and cementation in Oligocene shell calcarenites, The Kuiti Group. J. Sed. Petrol., 34(3):524-531.
- BASAN, P. (1973): Aspects of sedimentation and development of a Carbonate Bank in the Barracuda Keys, South Florida., J. Sed. Petrol., 43(1):42-53.
- BASSON, P.W. and EDGEELL, H.S. (1971): Calcareous algal from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon. Micropaleontology, 14(4):411-433.
- BATHURST, R.G.C. (1958): Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. Liverpool Manchester Geol. Jour. 2(1):11-36.
- BATHURST, R.G.C. (1959): The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England. Jour. Geol., 67:506-521.
- BATHURST, R.G.C. (1966): Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geol. Jour., 5(1):15-32.
- BATHURST, R.G.C. (1967): Depth indicators in sedimentary Carbonates. Marine Geology, 5:447-471.
- BATHURST, R.G.C. (1967): Oolitic Film on Low Energy Carbonate Sand Grains Bimini Lagoon, Bahamas. Marine Geology, 5:86-109.
- BATHURST, R.G.C. (1967): Subtidal Gelatinous Mat, Sand stabilizer and Food Great Bahama Bank. Jour. Geol., 75(6):736-738.
- BATHURST, R.G.C. (1968): Precipitation of Ooids and other Aragonite Fabrics in Warm Seas. In: "Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Ed. by G. Muller, G. Friedman. Springer-Verlag. pp.1-10
- BATHURST, R.G.C. (1969): Bimini Lagoon. In: H.G. Multer Ed., 'Field Guide to some Carbonate Rock Environments: Florida Keys and Western Bahamas. Fairleigh Dickinson Univ. Madison N.J. pp.62-66.

BATHURST, R.G.C. (1970): Problems of Lithification in carbonate Muds. Proceedings of the Geologists Assoc., 81(3):429-440.

BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate Sediments and Their Diagenesis. Elsevier Developments in Sedimentology.

BAYER, F.M. (1964): Littoral marine life of South Florida. Guidebook for Geol. Soc. Amer. Annual Meeting Nov. Field Trip, n.7.

BEALES, F.W. (1953): Dolomitic Mottling in Palliser (Devonian) Limestone, Banff and Jasper National Parks, Alberta. Bull. A.A.P.G., 37(10):2281-2293.

BEALES, F.W. (1956): Conditions of deposition of Pallister (Devonian) Limestone of Southwestern Alberta. Bull. A.A.P.G., 40:848-870.

BEALES, F.W. (1958): Ancient sediments of Bahaman Type. Bull. A.A.P.G., 42:1845-1880.

BEALES, F.W. (1961): Modern sediment studies and ancient carbonate environments. Jour. Alberta Society Petrol. Geol., 9(II):319-329.

BEALES, F.W. (1963): Baldnes of bedding surface. Bull. A.A.P.G., 47(4):681-686.

BEALES, F.W. (1965): Diagenesis in Pelletted Limestones. En: "Dolomitization and limestone diagenesis. Symposium". S.E.P.M. Special Publication n.13, p.49-70.

BEALES, F.W. and OLDERSHAW, A.E. (1969): Evaporite-Solution Brecciation and Devonian Carbonate Reservoir Porosity in Western Canada. Bull. A.A.P.G., 53(3):3-512.

BEHREMS, E.W. (1965): Environment reconstruction for a part pf Glen Rose Limestones, Central Texas. (Texas). Sedimentology, 4(1-2).

BEIN, A. (1971): Rudistid reef complexes (Albian to Cenomanian) in the Carmel and the Coastal Plain, Israel. Geol. Survey of Israel Report N°OD /2/71.

BLOUNT, D.N. and MOORE, C.H. (1969): Depositional and non-depositional breccias, Cianta Quadrangle, Guatemala. Geol. soc. Am. Bull., 80:429-442.

BOSELLINI, A. (1972): Paleoecologia dei calcari a "Lithiotis" (Giurassico Inferiore). Prealpi Venete. Riv. Ital. Paleont. Estr. 78(3):441-464.

BOSELLINI, A. and GINSBURG, R.N. (1971): Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda. Jour. Geol., 79:669-682.

BOSELLINI, A. and GINSBURG, R.N. (1971): Frequency of Movement Recorded in the structure of Bermuda Rhodolites (Coralline Algal Nodules). Abstracts with Programs, Geol. Soc. Am., (7):510.

BRADLEY, W.H. (1929): Algal reefs and oolites of the Green River formation. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 154-G, pp.203-223.

BRAMKAMP, R.A. and POWERS, R.W. (1958): Classification of Arabian carbonate rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 69(10):1305-1318.

- BRAUN, M. and FRIEDMAN, G.M. (1970): Dedolomitization Fabric in Peels: A possible Clue to unconformity Surfaces. *Sed. Petrol.*, 40(1):417-418.
- BRICKER, O.P., FINSBURG, R.N., LAND, L.S. and MCKENZIE, F.T. (1969): Carbonate cements. *Sp. Publ. N°3 Bermuda Biological Station St. George's West, Bermuda* pp.325.
- BROECKER, W.S. and TAKAHASHI, T. (1966): Calcium Carbonate precipitation on the Bahama Banks. *J. Geophys. Res.*, 71:1575-1602.
- BRONNIMANN, P. and MASSE, J.P. (1969): THALASSIMID (Anomoura) coprolites from Banemian Aptian passage beds. Basse Provence, France. *Rev. de Microp.* 11(3):153-160.
- BROWN, C.N. (1956): The origin of caliche on the northeastern Llano Estacado, Texas. *Jour. Geol.*, 64:1-16.
- BROWN, P.R. (1963): Petrology of the Lower and Middle Purbeck Beds of Dorset. Thesis, Univ. Liverpool, Liverpool, 223pp. unpublished.
- BROWN, P.R. (1963): Algal Limestone and Associated Sediments in the Basal Purbeck of Dorset. *Geological Magazine*, 100 (6) : pp. 565-573.
- BROWN, P.R. (1964): Petrography and Origin of some Upper Jurassic Beds from Dorset, England. *J. Sed. Petrol.*, 34(2):254-269.
- BUCHBINDER, B. and FRIEDMAN, G.M. (1970): Selective dolomitization of Micrite Envelops: A possible Clue to Original Mineralogy. *J. Sed. Petrol.*, 40(1):514-517.
- BURRI, P., MASSE, J.P., and WAGNER, C.W. (1971): Characteristics and regional implications of a belt of high-energy coastal deposits in the Barremian of Provence (France). *Geologia in Mijnbouw*, 50(3):349-358.
- CALZADA, S. (1972b): *Torinosuella* sp y *Coprulus* sp en el Valanginiense y Hauteriviense de Garraf. *Rev. Esp. Micropal.* N° Extr. XXX Anv. EN. Adaro. p.51-58.
- CAMERON, E.M. (1965): Application of geochemistry to stratigraphic problems in Lower Cretaceous of Western Canada. *Bull. A.A.P.G.*, 49:62-80.
- CARRIKER, M.R., SMITH, E.H. and WILCE, R.T. (Edts.). (1969): Penetration of calcium carbonate substrates by lower plants and invertebrates. *Am. Zoologist*, 9:629-1020.
- CAYEUX, L. (1935): *Roches carbonatées (Calcaires et dolomies)*. Transf. and updated by A.V. Carozzi (1970). *Hafnar Publ. C°*.
- CHAPMAN, M.A. (1962): *The algae*. St. Martin's Press Macmillan. p.455.
- CHANDA, S.K. (1969): Calclithite fragments vs. Extraclasts: A discussion. *J. Sed. Petrol.*, 39(4):1640-1643.
- CLOUD, P.E. Jr. (1962): Environment of calcium carbonate deposition West of Andros Island, Bahamas. *U.S. Geol. Surv., Profess. Papers*, 350:1-138.

- COLLEY, H. and DAVIES, P.J. (1969): Ferroan and non-Ferroan Calcite Cements in Pleistocene-Recent Carbonates from New Hebridas. *J.Sed.Petrol.* 39(2):554-558.
- COLOM, G. (1955): Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area. *Micropaleontology*, 1(2):109-124.
- COLOM, G. (1967): Ensayos de interpretación de los sedimentos fósiles y actuales. *Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. (biol.)*, 65:325-336.
- COMBES, P.J. (1967): Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paléogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental. (Espagne). *C.R.Ac.Scienc.*, 264:703-706.
- CONRAD, M.A. (1969): Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclog.Geol.Helv.*, 62(1);79p.
- CONRAD, M.A. (1970): Barrémian and Lower Aptian Dasycladaceae in the area surrounding Geneva. *Geol.Rom.*, IX:63-100.
- COOGAN, A.H. (1969): Bahamian and Floridian Biofacies. In: H.G. Multer (Ed) *Field Guide to some Carbonate Rocks environments: Florida Keys and Western Bahamas*. Fairleigh Dickinson Univ. Madison, N.J. 159pp.
- COTTER, E. (1966): Limestone diagenesis and dolomitization in Mississippian carbonate banks in Montana. *J.Sed.Petrol.*, 36(3):764-774.
- CULLIS, C.G. (1901): The mineralogical changes observed in the Cores of the Funafuti Borings. *Centralblatt für Mineralogie*, 1901, pp.577-578.
- CUVILLIER, J., BASSOULLET, J.P., and FOURCADE, E. (1969): Coprolithes du Jurassique et du Crétacé d'Espagne et de quelques autres Régions. *Rev. Micropaleontologie*, 11(4):183-190.
- CHARRIER, R. and LAHSEN, A. (1969): Stratigraphy of Late Cretaceous-Early Eocene. Seno Skyring-Strait of Magellan Area. Magallanes Province, Chile. *Bull.A.A.P.G.*, 53(3):568-590.
- CHILINGAR, G.V., BISELL, H.J., and WOLF, K.H. (1967): Diagenesis of carbonate rocks. 8 Dev. in Sedimentology, Diagenesis in Sediments (Larsen and Chilingar). Chapter 5. Elsevier 1967.
- CHOQUETTE, P.W. and PRAY, L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in Sedimentary Carbonates. *Bull.A.A.P.G.*, 54(2): 207-250.
- DALRYMPLE, D.W. (1966): Calcium carbonate deposition associated with Blue Green Algal Mats, Baffin Bay, Texas. *Inst.Marine.Sci.Publ.*, 10:187-200.
- DAVIES, G.R. (1970a): Carbonate bank sedimentation. Eastern Shark Bay, Western Australia. In: Logan B.W., Davies G.R., Read J.F. and Cebulski D.E. (Edts.). *Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia*. Publ. by A.A.P.G. Memoir 13, p.85-168.

- DAVIES, G.R. (1970b): Algal-Laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: Logan, B.W., Davies, G.R., Read, J.F., and Cebulski, D.E. (Edts.). Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. Publ. by A.A.P.G. Memoir 13. p.169-205.
- DAVIES, P.J. (1971): Calcite Precipitation and Recrystallization Fabric-their significance in Jurassic Limestones of Europe. Jour. of the Geol. Soc. of Australia, 18 (3) : 279-292.
- DAVIS, C.A. (1900) : A contribution to the natural history of marl. Jour. Geol., 8 : 485-497.
- DAVIS, C.A. (1901) : A second contribution to the natural history of marl. Jour. Geol., 9: 491-506.
- DAWSON, E.Y. (1966): Marine Botany. Holt, Rinehart & Winston Inc. 371 pp.
- DE GROOT, K. (1967) : Experimental dedolomitization. Sed. Petrol., 37 (4) : 1216-1220.
- DE GROOT, K. (1969) : The Chemistry of Submarine Cements formation at Dohat Hussain in the Persian Gulf. Sedimentology, 12 (1/2): 63-68.
- DE MEIJER, J.J. (1969): Fossil Non-Calcareous Algae from Insoluble Residues of Algal Limestones. Leidse Geol. Mededel., 44: 235-239.
- DICKSON, J.A.D. (1965) : A modified staining technique for Carbonates in thin section. Nature, 205 (497) : 587.
- DODD, J.R. (1966); Processes of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas. J. Sed. Petrol, 36 (3) : 733-741.
- DODD, J.R. and SIEMERS, C.T. (1971): Effect of Late Pleistocene karst topography in the Holocene sedimentation and biota, Lower Florida Keys. Geol. Soc. Am. Bul., 82 : 211-218.
- DRISCOLL, E.G. (1970): Selective Bivalve Shell Destruction in Marine Environments, A Field Study. J. Sed. Petrol, 40 (3) : 898-905.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.H. (ed): Classification of carbonate rocks. pp. 108-121, Mem 1 A.A.P.G.
- DUNHAM, R.J. (1969a): Early Vadose Site in Towered Mound (Reef) New Mexico. In: G.M. Friedman (ed.) Depositional Environments in Carbonate Rocks : a Symposium-Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists. Spec. Publ. 14: 139-181.
- DUNHAM, R.J. (1969b): Vadose Pisolite in the Capitan Reef (Permian) New Mexico and Texas. In: G.M. Friedman (ed.) Depositional Environments in Carbonate Rocks: a Symposium-Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ. 14: 182-191.

DUNHAM, R.J. (1970): Keystone vugs in carbonate beach deposits. Bull. A.A.P.G., 54: 845.

EARLEY, C.F. and GOODELL, H.G. (1968): The Sediments of Card Sound, Florida. J. Sed. Petrol., 38 (4): 985-999.

ELLIOTT, G.F. (1968): Permian to Palaeocene Calcareous Algae (Dasy-cladaceae) of the Midle East. The British Mus. (Nat. Hist) Geol. Bull. Sup. 4 112 p.

ESTEBAN, M. (1969): Petrología de las calizas cretácicas del sector oriental de la provincia de Tarragona. Tesis de Licenciatura, Dept. de Petrología Universidad de Barcelona, 210 pp. Inédito.

ESTEBAN, M. (1970): La recristalización de los bioclastos calcáreos y su relación con los ambientes deposicionales de la Formación Montmell, sector oriental de la provincia de Tarragona. Inst. Invest. Geol. Dipt. Prov. de Barcelona. Vol. XXIV, pp. 35-44.

ESTEBAN, M. (1972a): Datos petrológicos de las calizas pleistocenas de Tarragona. Resumen. VI Reunión Grup. Esp. Sedimentología. Granada.

ESTEBAN, M. (1972b): Calichification textures and processes in some Pleistocene rocks from Tarragona (Spain) (Abstract). Vth Meeting of Carbonate Sedimentologists Program. Liverpool.

ESTEBAN, M. (1972): Presencia de Caliche Fósil en la Base del Eoceno de los Catalánides, Provincias de Tarragona y Barcelona. Acta Geol. Hipan., VII (6); 164-168.

ESTEBAN, M. (1972d) (en prensa): Una nueva forma de prismas de Microcodium elegans Sluck 1912 y su relación con el caliche del Eoceno Inferior, Marmellá, Barcelona. Rev. Inst. Inv. Geol. Dipt. Prov. Barcelona, XXVII.

ESTEBAN, M. (1974) (en prensa): Caliche textures and Microcodium. Bol. Soc. Geol. Italiana.

ESTEBAN, M. y SAN MIGUEL, A. (1971): Comentarios sobre algunos términos utilizados en la clasificación de las calizas. Inst. Invest. Geol. Dipt. Prov. de Barcelona., Vol. XXVI, pp. 43-56.

EVAMY, B.D. (1963): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. Sedimentology, 2 : 164-170.

EVAMY, B.D. (1967): Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. J. Sed. Petrol., 37 (4) : 1204-1215.

EVAMY, B.D. (1969): The Precipitacional Environment and Correlation of Some Calcite Cements Deducet from Artificial Staining. J. Sed. Petrol., 39 (2) : 787-792.

EVAMY, B.D. and SHEARMAN, D.J. (1965): The Development of Overgrowths from Echinoderm Fragments. Sedimentology, 5 : 211-233.

EVANS, G., SEHMIDT, V., BUSCH, P. and NELSON, H. (1969a): Stratigraphy and Geologic History of th Sbkha, Abu Dabi, Persian Gulf. Sedimentology, 12 (1/2): 145-159.

EVAMY, B.D. and SHEARMAN, D.J. (1969b): Early Stages in Development of Overgrowths on Echinoderm Fragments Limestones. *Sedimentology*, 12 (3/4): 317-322.

EVANS, G. (1966): The recent sedimentary facies of the Persian Gulf Region. *Philosophical Transactions of the Roy. Soc. of London A*. 259 : 291-298.

EVANS, G. and BUSH, P.R. (1969): Some Sedimentological and Oceanographic Observations on a Persian Gulf Lagoon. U.N.E.S.C.O. Conference on Coastal Lagoons, México City, 1967 150-170.

FARINACCI, A. y SIRNA, G. (1959): Livelli a Saccoccama vel Malm dell'Umbria e delta Sicilia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, LXXIX (3) : 1-22..

FISCHER, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic in Merriam D.F. (ed.) Symposium on cyclic sedimentation. *Kansas State Geol. Survey Bull.*, 1: 107-149.

FISCHER, A.G. and GARRISON, R.E. (1967): Carbonate lithification on the Sea Floor. *Jour. Geol.*, 75 (4): 488-496.

FISCHER, W.L. and RODDA, P.U. (1969): Edwards formation (Lower Cretaceous) Texas: Dolomitization in a Carbonate Platform System. *Bull. A.A.P.G.*, 53 (1) : 55-72.

FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types in "Classification of carbonate rocks. A Symposium". Edt. W.E. Ham. AAPG, *Mem.* 1 : 62-84.

FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. in: Pray and Murray (Edts): "Dolomitization and limestone diagenesis" *SEPM Special n°13*: 14-48.

FOLKMAN, Y. (1969): Diagenetic dedolomitization in the Albian Cenomanian Yagur dolomite on Mount Carmel. *Jour. Geol. Petrol.*, 39(1):380-385.

FORCE, L.M. (1969): Calcium carbonate size distribution on the West Florida Shelf and experimental studies on the Microarchitectural control of Skeletal Breakdown. *J. Sed. Petrol.*, 39:902-934.

FREEMAN, T. (1962): Quiet water oolites from Laguna Madre Texas. *J. Sed. Petrol.*, 32:475-483.

FREEMAN, T. (1969): Oscillatory porosity History of Poikilotopic Dolostones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80:1879-1880.

FREEMAN, T. (1972): Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk Carbonates (Triassic) Iberian Range, Spain. *Bull. A.A.P.G.*, 56(3):434-453.

FRENEIX, S. (1959): Remarques sur les formes de Lamellibranches des milieux récifaux mésozoïques. (Rudistes exceptée). *Bull. Soc. Geol. Fran.*, 1(4): 411-414.

FRIEDMAN, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods. *J. Sed. Petrol.*, 29(1):87-97.

FRIEDMAN, G.M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. J.Sed.Petrol., 34:777-813.

FRIEDMAN, G.M. (1965): Terminology of cristallization textures and fabrics in sedimentary rocks. J. Sed Petrol., 35. (3): 643-655.

FRIEDMAN, G.M. (1967): Trace elements as possible environmental indicators in carbonate rocks. Bull. A.A.P.G., 51: 464.

FRIEDMAN, G.M. (1968a): Geology and Geochemistry of reefs carbonate sediments, Gulf of Aqaba (Elat) Red Sea. J. Sed Petrol., 38 (3) : 895-919

FRIEDMAN, G.M. (1968b): The Fabric of Carbonate Cement and Matrix and its Dependence on the Salinité of Water. pp. II-20 En "Recent Developements in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Ed. by G. Muller. G. Friedman. Springer-Verlag.

FRIEDMAN, G.M. (1972): Significance of Red Sea in Problem of Evaporites and Basinal Limestone. Bull. A.A.P.G., 56 (6): 1072-1086.

FRIEDMAN, G.M. and SANDER, J.E. (1967): Origeu and ocurrence of dolostones. In: G.V. Chilingar, H.J. Bissell and and R.W. Fairbridge (Editors), Carbonate Rocks, Origin, Ocurrence and Classification. Elsevier Amsterdam, pp. 267-348.

FRIEDMAN, G.M., GEBELEIN, C.D. and SANDERS, J.E. (1971): Micritic Envelopes of Carbonate Grains are not Exclusiveli of Photosynthetic Algal Origin. Sedimentology, 16: 89-96.

FRIEDMAN, G.M., AMIEL, A.J., BRAUN, M. and MILLER, S. (1973): Generation of Carbonate Particles and Laminites in Algal Mats-Example from Sea - Marginal Hypersaline Pool, Gulf of Agaba, Red Sea. Bull. A.A.P.G., 57 (3): 541-557.

FRISHMAN, S.A. and BEHRENS, E.W. (1969): Geochemistry of oolites, Baffin Bay, Texas (abs). Program Ann. Meeting Geol. Soc. Am. p. 71.

FRITSCH, F.E. (1945): Structure and Reproduction of the Algae. Cambridge Univ. Press, 2, : 939.

GALSTOFF, P.S. (1964): The american oyster, Crassostrea virginia Gmelin. Fischery Bull., Fish. y Wildlife Service, 64,: 480.

GARRETT, P. (1968): Sedimentology of Andros tidal flat, Bahamas. Ph. D. Thesis. Johns Hopkins Univ. (Inédito).

GARRETT, P. (1970): Phanerozoic Stromatolites: Noncompetitive Ecologic Restriction by Grazing and Burrowing Animals. Science, 169: 171-173.

GARRETT, P., SMITH, D.L., WILSON, A.O. and PATRIQUIN, D. (1971): Rhysio-graphy, Ecology and Sediments of two Bermuda Patch Reefs. Jour. Geol., 79 (6) : 647-667.

GARRISON, R.E. and FISCHER, A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. In: G.M. FRIEDMAN (Editor), Depositional Environments in Carbonate Rocks: a Symposium - Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 14: 20-55.

GAVISH, E. and FRIEDMAN, G.M. (1969): Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary Carbonate sediments: sequence and time scale. J. Sed. Petrol., 39: 980-1006.

GEBELEIN, C.D. (1969): Distribution Morphology and Accretion rate of Subtidal Algal Stromatolites, Bermuda. J. Sed. Petrol, 39 (1): 49-69.

GEBELEIN, C.D. and HOFFMAN, P. (1968): Intertidal stromatolites and associated facies from Cape Sable, Florida (Abstract). Geol. Soc. Am. Spe. Paper. 121. p. 109.

GEBELEIN, C.D. and HOFFMAN, P. (1971): Algal origine of dolomite in interlaminated limestone-dolomite sedimentary rocks. 319-326 in Bricker (Edt). "Carbonate Cement" the Johns Hopkins Press.

GEBELEIN, C.D. and HOFFMAN, P. (1973): Algal origin of dolomitic laminations in Stromatolitic limestone. J. Sediment. Petrol. 43 (3): 603-613.

GEVIRIZ, J.L., and FRIEDMAN, G.M. (1966): Deep-sea Carbonate sediments of the Red-Sea and their implications on marine lithification. J. Sed. Petrol., 36: 143-151.

GINSBURG, R.N. (1953): Beachrock in South Florida. J. Sed. Petrol., 23: 89-92.

GINSBURG, R.N. (1956): "Environmental relationships of grain size and constituent particles on some Florida carbonate sediments." Bull. A.A.P.G., 40: 2384-2427.

GINSBURG, R.N. (1957): Early diagenesis and Lithification of Shallow-water carbonate sediments in South Florida. in (Regional aspects carbonate deposition). Symposium. SEPM Special N5. Tulsa. pp.80-98.

GINSBURG, R.N., ISHAM, L.B., BEIN, S.J. and KUPERBERG, J. (1954): Laminated Algal Sediments of South Florida and their recognition in the fossil Record. Unpublished Final Report (ML No 8034) to the National Science Foundation (Institute of Marine Science), Miami, Fla.

GINSBURG, R.N. and LOWENSTAM, H.A. (1958): The Influence of Marine Bottom Communities on the depositional Environment of Sediments. Jour Geol., 66: 310-318.

GINSBURG, R.N., SHINN, E.A. and SCHROEDER, J.H. (1967): Submarine cementation and internal sedimentation within Bermuda reefs. Geol. Soc. America Program, Annual Meeting 78-79.

GINSBURG, R.N., BRICKER, O.P., WANIESS, H.R., and GARRETT, P. (1970): Exposure index and sedimentary structures of a Bahama tidal flat (Abs). Ann. Meeting, Geol. Soc. Amer. pp. 744-745.

GOLDBERG, M. (1967): Supratidal dolomitization and dolomitization in Jurassic rocks of Haurakhtesh Hagatan, Israel. Sed., 37 (3): 760-773.

GORSLINE, D.S. (1963): Environments of Carbonate Deposition, Florida Bay and the Florida Straits. Four Corn. Geol. Soc. A Symp. Four Field Cofer Shelf Carb. of the Paradox Basin.

GRABAU, A.W. (1904): On the classification of sedimentary rocks. Am. geologist, 33: 228-247.

GRIFFITH, L.S. PITCHER, M.G. and RICE, W.A. (1969): Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous Reef complex. S.E.P.M. Spec. Publ., 14: 120-137.

GROSS, M.G. (1964): Variations in the O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands. J. Geol., 72 : 170-194.

GROSS, G. (1968): Das Tertiär im südwestlichen Ebro-Becken. N.Jb. Geol. Paläont., Abh 131 (1): 23-32.

HAM, W.E. and PRAY, L.C. (1962): Modern concepts and classifications of carbonate rocks. In: Classification of Carbonate Rocks. A Symp. Ham, W.E. (Edt.). A.A.P.G. Mem. I, 2-19.

HARBAUGH, J.W., and MERRIAM, D.F. (1968): Computer application in stratigraphic analysis. John Wiley and Sons.

HECKEL, P.H. (1972): Recognition of Ancient Shallow Marine environments. In: Rigby, J.K., Hamblin, K.W. (Edts). Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Society of Ec. Pal. and Min. Sp. Publ. n°16: 226-286.

HENBEST, L.G. (1957): Significance of Karst Terrane and Residuum in Upper Mississippian and Lower Pennsylvanian Rocks, Rocky Mountain Region. In Wyoming Geol. Assoc. Guidebook 13th Ann. Field Confer. Powder River Basin, 36-37.

HENBEST, L.G. (1968): Diagenesis in oolitic limestones of Morrow (Early Pennsylvanian) age in north-western Arkansas and adjacent Oklahoma. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers., 594-H: 1-22.

HOFFMEISTER, J.E. and MULTER, H.G. (1964): Growth-Rate estimates of a Pleistocene Coral Reef of Florida. Geol. Soc. Am. Bull., 75: 353-358.

HOFFMEISTER, J.E., and MULTER, H.G. (1965): Fossil Mangrove Reef of Key Biscayne, Florida. Geol. Soc. Am. Bull., 76: 845-852.

- HOFFMEISTER, J.E. and MULTER, H.G. (1968): Geology and origin of the Florida Keys. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 1487-1502.
- HOFFMEISTER, J.E., STOCKMAN, K.W. and MULTER, H.G. (1967): Miami limestone of Florida and its recent Bahamian counterpart. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78 (2): 175-190.
- HOSKINS, C.W. (1964): Molluscan biofacies in calcareous Sediments Gulf of Batabano, Cuba. *Bull. A.A.P.G.*, 48: 1680-1704.
- HSU, K.J. and SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary Experiments on Hydrodynamic Movement Induced by Evaporation and their Bearing on the Dolomite Problem. *Sedimentology*, 12 (1/2): 11-26.
- HUBBARD, J.S.R.B. (1972): Cavity Formation in Living Scleractinian Reef Corals and Fossil Analogues. *Geol. Rundschau*, 61 (2): 551-564.
- HUBBARD, J.A.E.B. (1972): Stromatolitic microfabric: petrographic model. *Bull. A.A.P.G.*, 56 : 630.
- HUDSON, J.D. (1962): Pseudo-pleochroic calcite in recrystallized shell-limestones. *Geol. Mag.*, XCIX (6), : 492-500.
- ILLING, L.V. (1954): Bahaman calcareous sands. *Bull. A.A.P.G.*, 38: 1-95.
- ILLING, L.V. and WELLS, A.J. (1964): Dolomitization in the Persian Gulf (abs). *Bull. A.A.P.G.*, 48 (4): 532.
- ILLING, L.V., WELLS, A.J. and TAYLOR, J.C.M. (1965): Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. in: L.C. PRAY and R.C. MURRAY (Editors), *Dolomitization and Limestone Diagenesis: a Symposium - Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, 13: 89-111.
- IMBRIE, J. and BUCHANAN, H. (1970): Sedimentary Structures in Modern Carbonate Sands of Bahamas. In: Middleton G.V. MacMaster University (Edts). *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. Society of Ec. Pal. Min. Special Publ. N°12 (Pag. 149-172).*
- IMBRIE, J. and PURDY, E.G. (1962): Classification of modern Bahamian carbonate sediments. In: "Classification of Carbonate Rocks". A Symp. Ed. by W. Ham. AAPG Tulsa 1962.
- INDEN, R.F. (1972): Paleogeography, Paleohydrology and diagenesis of Middle Trinity (Lower Cretaceous) carbonate beach sequence, Texas. *Bull. A.A.P.G.*, 56: 630.
- JAMES, N.P. (1969): Role of Boring Organism in the Coral Reefs of the Bermuda Platform. In: Seminar on Organism-Sediment Interrelationships. R.N. Ginsburg and E.M. Stanley (Edts.). *Reports of Research. Bermuda Biol. Stat. for Res. Sp. Publ. N°6: 19-28.*
- JAMES, N.P. (1972a): Late Pleistocene Reef limestone, Northern Barbados, W.I. Ph.D. Department of Geology, McGill University, Montreal.
- JAMES, N.P. (1972b): Holocene and Pleistocene Calcareous Crust (Caliche) Profiles: Criteria for Subaerial Exposure. *J. Sed. Petrol.*, 42(4): 817-836.

- JAMES, N.P. (1972c): Scleractinian coral alteration in subaerial Vadose diagenetic environment. Bull.A.A.P.G., 56:630.
- JINDRICH, V. (1969): Recent carbonate sedimentation by Tidal Channels in the Lower Florida Keys. J.Sed.Petrol., 39(2): 531-553.
- KATZ, A. (1968): Calcian dolomites and dedolomitization. Nature Lond., 217:439-440.
- KATZ, A. (1971): Zoned dolomite crystals. J.Geol., 79(1):38-51.
- KENDALL, A.C. (1971): Internal sediment as a criterion of void-filling cement. In: O.P.Bricker (Edt.) "Carbonate Cements". The John's Hopkins Press. p.303-307.
- KENDALL, C.G. st.G. and SKIPWITH, P.A.D'E. (1968): Recent algal-mats of a Persian Gulf Lagoon. J.Sed.Petrol., 38:1040-1058.
- KENDALL, C.G. st.G. and SKIPWITH, P.A.D'E. (1968): Recent algal stromatolites of the Khor al Bazam, Abu Dhabi, the southwest Persian Gulf. Geol Soc.Am., Sp.Papers, 101-108(abstract).
- KENNEDY, W.J. (1967): Burrows and surface traces from the Lower Chalk of southern England. British Mus. Bull.(geol), 15(3):127-167.
- KISSLING, D.L. (1965): Coral distribution on a Shoal in Spanish Habor, Florida Keys. Bull. of Mar.Sci., 15(3):599-611.
- KISSLING, D.L. (1968): Sedimentary controls and facies in Coupon Bight, Lower Florida Keys. Abstract. Ohio Ac.Sci.Meet.Toledo April 19.
- KLOVAN, J.E. (1964): Facies analysis of the Redwater Reef-Complex, Alberta, Canada. Bull.Can.Petroleum.Geology, 12:1-100.
- KNEWTSON, S.L. and HUBERT, J.F. (1969): Dispersal patterns and Diagenesis of Oolitic Calcarenites in the Ste.Genevieve Limestones (Mississippian) Missouri. J.Sed.Petrol., 39(3):954-968.
- KORNICKER, L.S. (1958): Bahamian limestone Crusts. Transactions Gulf Coast Assoc. of Geol.Sciences. VIII:167-170.
- KORNICKER, L.S. (1962): Evolutionary trends among mollusc fecal pellets. J.Paleont., 36:829-824.
- KORNICKER, L.S. and PURDY, E.G. (1957): A Bahaman fecal pellet sediment. J.Sed.Petrol., 27:126-128.
- KORNICKER, L.S. and BOYD, D.W. (1962): Shallow water Geology and environments of Alacran Reef Complex Campeche Bank Mexico. Bull.A.A.P.G., 46: 640-673
- KRUMBEIN, W.C. and IMBRIE, J. (1963): Stratigraphic factor maps. Bull.A.A.P.G., 47(4):698-701.

- LADD, H.S., TRACEY, J.I., WELLS, J.W. and EMERY, K.O. (1950): Organic growth and sedimentation on an atoll. *J. Geology.*, 58(4):410-426.
- LADD, H.S. and TRACEY, JR. J.I. (1957): Fossil land shells from deep holes on western Pacific atolls. *Deep-Sea Res.*, 4:218-219.
- LAND, L.S. (1967) Diagenesis of skeletal carbonates. *J. Sed. Petrol.*, 37(3) 931-941.
- LAND, L.S. (1970): Carboante Mud: production by Epibiont Growth on *Thalassia testudinum*. *J. Sed. Petrol.*, 40(4):1361-1362.
- LAND, L.S., MACKENZIE, F.T. and GOULD, S.J. (1967): Pleistocene History of Bermuda. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78:993-1006.
- LAND, L.S. and GOREAU, T.F. (1970): Submarine lithification of Jamaican reefs. *J. Sed. Petrol.*, 40: 457-462.
- LEIGHTON, M.W. PENDETER, C. (1962): Carbonate Rock Types. In "Classification of Carbonate Rock" Ed. Wham Men 1 AAPG, : 33-61.
- LINDHOLM, R.C. and FINKELMAN, R.B. (1972): Calcite Staining : Semiquantitative Determination of Ferrous Iron. *J. Sed. Petrol.*, 42 (1) : 239-241.
- LOGAN, B.W. (1972): Carbonate Solls Interbedded with Quaternary Marine Strata, Shark Bay, W. Australia : Features and Significance. (Abstract). pag. 6 Int. Cong. Montreal Canada Ses. August.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. and GINSBURG, R.N. (1964): Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *Jour. Geol.*, 72: 68-83.
- LOGAN, B.W. and CEBULSKI, D.E. (1970a): Sedimentary Environments of Shark Bay, Western Australia. In: Logan B.W., DAVIES G.R., READ, J.F. and CEBULSKI, D.E. (Edts). Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. Publ. by A.A.P.G. Memoir 13, pag. 1-37.
- LOGAN, B.W., READ, S.F. and DAVIES, G.R. (1970): History of Carbonate Sedimentation, Quaternary Epoch Shark Bay, Western Australia. In: LOGAN B.W., DAVIES G.R., READ J.F. and CEBULSKI, D.E. (Edts). Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. Publ. by A.A.P.G. Memoir 13. pag. 38-84.
- LOREAU, J.P. (1972): Petrographie de calcaires fins au microscope électronique a balayage : introduction a une classification des "micrites". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 274 : 810-813.
- LOSITSKAYA, I.F. (1962): Germanium the sedimentary rocks of the Tatar Lower Carboniferous Formt ion and the Bashkirian Domanik Formations: In : "The geochemistry of Oil and Oil Deposits". Academy Sciences USRR Traducción del programa israelí 1964. Edt. Gulyaeva pp. 170-178.
- LOWESNSTAM, H.A. (1955): Aragonite Medles Secreted by Algae Some Sedimentary Implications. *J. Sed. Petrol.*, 25: 270-272.

- LOWENSTAM, H.A. and EPSTEIN, S. (1957): On the origin of sedimentary aragonite needles of Great Bahama Bank. Jour. Geol., 65 : 364-375.
- LUCIA, T. (1961): Delomitization in the Fausil (Permian) Formation. Geol. Soc. Am. Bull., 72 : 1107-1110.
- LUCIA, F.J. (1962): Diagenesis of a crinoidal sediment : J. Sed. Petrol., 32 : 848-865.
- LUCIA, F.J. (1968): Recent Sediments and Diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles. J. Sed. Petrol., 38 (3): 845-858.
- LUCIA, F.J. (1972): Recognition of Evaporite-Carbonate Shoreline Sedimentation. In: RIGBY, K.J. HAMBLIN, K.Wm. (Edts) Recognition on Ancient Sedimentary Environments Society of Ec. Pal. and Min. Special Publ. N°6. (pag. 160-191).
- MACYNTYRE, I.G., MOUNTJOY, E.W., and D'Anglejan, B.F.D. (1968): An Occurrence of submarine cementation of Carbonate sediments off the west coast of Barbados. W.I. J. Sed. Petrol., 38 : 660-664.
- MATTHEWS, R.K. (1966): Genesis of Recent Lime Nwd in Southern British Honduras. J. Sed. Petrol., 36 : 428-454.
- MATTHEWS, R.K. (1967): Diagenetic Fabrics in Biosparites from the Pleistocene of Barbados, Wesr. Indies. J. Sed. Petrol., 37 (4) : 1147-1153.
- Mc DANIEL, P.N. and PRAY, L.C. (1967): Bank to basin transition in Permian (Leonardian) carbonates, Guadalupe Mountains. Texas. Abstract. Bull. A.A.P.G., 51 : 474.
- McKEE, E.D. and GUTSCHICK, R.C. (1969): History of Redwall Limestone of northern Arizona. Geol. Soc. Am. Mem., 114 : 1-726.
- MENNIG, J.J. et VATAN, A. (1959): Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. Rev. I.F.P., XIV (4-5): 519-534.
- MIDDLETON, G.V. (1961): Evaporite Solution Breccias from the Mississippian of Southwest Montana. J. Sed. Petrol., 31 (2) : 189-195.
- MONTY, C. (1965): Recent Algal Stromatolites in the Windward Lagoon Andros Island, Bahamas. Extrait Annales de la Societe Geologique de Belgique, T. 88, 1964 N°5-6 Septembre p. 270-278.
- MONTY, C.L.V. (1967): Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats Eastern Andros Island Bahamas. Ann. Soc. Geol. de Belg. 90 (3) : 55-100.
- MOORE, R.C. (1949): Meaning of facies. In: "Sedimentary facies in geologic history" Geol. Soc. Am. Mem 39 : 1-34.
- MOORE, C.H.Jr. (1971a): Beachrock cements. Grand Cayman Island B.W. I. In: Bricker (Edt): "Carbonate Cements" Johns Hopkins Univ. Press, Md p. 9-12.

- MOORE, C.H. (1971b): Pseudospar dedolomite "cements" of evaporite Solution collapse brecciar. In: O.P. Bricker (Edt): "Carbonate Cements" The Johns Hopkins Press. pp. 347-351.
- MOORE, C.H. (1972): Lower Cretaceous carbonate beaches (Abstract). A.A.P.G. Bull. pag. 641. 57 h An. Meeting.
- MOORE, C.H.Jr. (1973): Intertidal carbonate cementation, Grand Cayman West Indies. J. Sediment. Petrol 43 (3): 591-602.
- MOORE, H.B. and KRUSE, P. (1956): A review of present Knowledge of faecal pellet. Marine Lab. Rept. Inst. Mar Sci. Univ. Miami N°13805, pp. 25.
- MULLER, G. (1967): Beziehungen zwischen Wasserkörper, Bodensediment und Organismen im Bodensee. Naturwiss Jg Heft 17 : 454-466.
- MULLER, G. (1968): Exceptionally high Strontium concentrations in Fresh Water Onkolites and Mollusk Shells of Lake Constance. in: G. Muller (Edt) "Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe", 116-127. Springer-Verlag.
- MULLER, G. (1971a): "Gravitational" Cement: an Indicator for the Vadose Zone of the Subaerial Diagenetic Environment. pp. 301-302 in: O.P. Bricker (Edt): "Carbonate Cements". The Johns Hopkins Press.
- MULLER, G. (1971b): Sediments of Lake Constance. Guidebook, VIII. Int. Sediment. Congress. 1971.
- MULLER, G. and TIETZ, G. (1966): Recent dolomitization of Quaternary Biocalcarenes from Fuerteventura (Canary Islands). Contrib. Mineral, Petrol., 13 : 89-96.
- MULLER, G. and IRION, G. (1969): Subaerial Cementation and Subsequent Dolomitization of Lacustrine Carbonate Muds and Sands From Palear-Tuz Golu (Salt Lake) Turkey. Sedimentology, 12 (3/4): 193-204.
- MULTER, H.G. (1969): Field Guide to some Carbonate Rock Environments: Florida Keys and Western Bahamas. Fairleigh Dickinson Univ., Madison, N.J., 159 pp.
- MULTER, H.G. (1971): Reef Tracts and carbonate sedimentation in the Southeastern United States. Geol. Soc. Am. Abstracts, 3 (5): 335.
- MULTER, H.G. and HOFFEMEISTER, J.E. (1968): Subaerial Laminated Crusts of the Florida Keys. Geol. Soc. Am. Bull., 79: 183-192.
- MURRAY, J.W. (1969): Early Diagenetic Cementation of Recent Sands, Fraser River, Delta, British Columbia. Sedimentology, 12 (1/2): 27-46.
- MURRAY, R.C., and LUCIA, F.J. (1967): Cause and Control of Dolomite Distribution by Rock Selectivity. Geol. Soc. Am. Bull., 78 (1): 21-35.

NELSON, A.F., BROWN, C.W. and BRINEMAN, J.H. (1962): Skeletal Limestone classification. In: Classification of carbonate Rocks. A Symp. Ham, W. E. (Edt). A.A.P.G. Mem I., 224-252.

NEUMAN, A.C. and LAND, L.S. (1969): Algal production and Lime Mud Deposition in the Bight of Abaco: a Budget. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. 121: 219 (abstract).

NEUMAN, A.C., GEBELEIN, C.D. and SCOFFIN, T.P. (1970): The Composition, Structures, and Erodability of Subtidal Mats, Bahamas. J. Sed. Petrol., 40 (1): 274-279.

NEWELL, N.D., IMBRIE, J., PURDY, E.G. and THURVER, D.L. (1959): Organism Communities and Bottom Facies, Great Bahama Bank. Bull. Am. Mus Nat. Hist., 117 Art. 4 : 117-228.

NEWELL, N.D., PURDY, E.G. and IMBRIE, J. (1960): Bahamian oolitic sand. Jour. Geol., 68: 481-479.

NEWELL, N.D., RIGBY, J.K. (1957): Geological Studies on the Great Bahama Bank. (Regional Aspects of Carbonate Deposition, A Symposium). SEPM Special NS Tulsa.

NICHOLLS, G.D. (1967): "Trace of elements in sediments: An assesment of their possible utility as depth indicators". Marine Geology, 5 : 539-555.

NORRIS, R.M. (1953): Buried oyster reefs in some Texas bays. J. Paleontol., 27 : 569-576.

OLBERSHW, A.E. and SCOFFIN, T.P. (1967): The source of ferroan and non-ferroan calcite cements in the Halkin and Wenlok Limestones. Geol. Jour., 5: 309-320.

ORME, G.R. and BROWN, W.M. (1963): Diagenetic fabrics in the Avonian limestones of Debyshire and North Wales. Proc. Yorkshire Geol. Soc., 34 : 51-66.

PATRIQUIN, D.G. (1972): Carbonate Mud production by Epibionts on Thalassia: An estimate based on Leaf Growth Rate Date. J.Sed.Petrol., 42(3): 687-689.

PERES, J.M. (1967): The Mediterranean Benthos. Oceanography and Marine Biology and Annual Rev., 5:449-533., London Allen & Unwin.

PERKINS, R.D. and ENOS, P. (1968): Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area Geologic Effects and comparison with Hurricane Donna. J.Geol., 76(6):710-716.

PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary Rocks. Harper and Brothers. New York

PILKINGTON, J.B. (1969): The organization of skeletal tissues in the spines of Echinus esculentus. J.Mar.Biol.Ass.U.K., 49:857-877.

PINTIGORE, N.E. Jr. (1970): Diagenesis and porosity modification in Acropora Palmata. Pleistocene of Barbados, West Indies. J.Sed.Petrol., 40(2):712-721.

- PINTIGORE, N.E. Jr. (1973): Vadose and Phreatic Diagenesis: Processes, products and their recognition in Corals Pleistocene of Barbados, West Indies. Ph.D. Thesis (Inédito) Brown University.
- PLUMBLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, J.R. and KAKLY, M.e. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification. In: Classification of Carbonate Rocks. A Symp. Ham.W.E. (Edt.). A.A.P.G. Mem.I., 85-107.
- PRAY, L.C. (1965): Limestone Clastic Dikes in Mississippian Bioherms. New Mexico p.154-155. In Geol.Soc.Am.Spec.Papers. 82:400.
- PUGH, M.E. (1968): Algal form the Lower Purbeck Limestone of Dorset. Proc.Geol.Ass., 79(4):513-523.
- PURDY, E.G. (1963): Recent Calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank (1) petrography and Reaction Groups. J.Geol., 71:334-355.
- PURDY, E.G. (1963): Recent Calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank (2) Sedimentary facies. J.Geol., 71:472-497.
- PURDY, E.G. (1968): Carbonate diagenesis an Environment Survey. Geologica Romana, VII:183-228.
- PURDY, E.G. and KORNICKER, L.S. (1958): Algal desintegration of Bahamian limestone coasts. J.Geol., 66(1):96-99.
- PURSER, B.H. (1969): Syn-Sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. Sedimentology, 12:205-230.
- PURSER, B.H. (1971): Middle Jurassic Syn-sedimentary marine cements from the Paris Basin France. In: O.P.Bricker (Ed.). "Carbonate Cements". The John's Hopkins Press. p.178-184.
- PURSER, B.H. (1973): Recent aragonitic encrustations and pseudo-stromatolites of the Trucial Coas, Persian Gulf. Ann.Soc.Geol.Belgique, 95:340-406.
- PURSER, B.H. and LOREAU, J.P. (1973): Aragonitics supratidal encrustation on the Trucial Coast. In: Purser, B.H. (Ed.). "The Persian Gulf", Springer-Verlag. 343-471.
- PUSEY, W.C. III. (1964): Recent calcium carbonate sedimentation in Northern British Honduras. Ph.D. Rice University (Houston). Inédito. 237p 17 figs. 18 pl. 18 tbl.
- RAMIREZ DEL POZO, (1971): Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). Memor. del Inst. Geol. y Min. de Esp., 78:357.
- RAT, P. (1959): Le milieu et le developpement des Orbitoline. Bull.Soc. Geol.France, 7 Ser. I:651-657.
- RAT, P. (1959): Les milieux urgonens cantabriques. Bul.Soc.Geol.Fran.7se I(4):378-384.

- RAUP, D.M. (1966): Crystallographic data for echinoid coronal plates. J. Paleontol., 40:555-568.
- RHOADS, D.C. (1967): Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusetts. J. Geol., 75:461-476.
- ROBERTS, A.E. (1966): Stratigraphy of Madison Group near Livingston Montana, and discussion of Karst and solution-breccia features. Geological Survey Professional Paper 526B.
- RODDY, H.J. (1915): Concretions in streams formed by the agency of blue-green algal and related plants. Am. Philos. Soc. Proc., 54(218):246-258.
- ROEHL, P.O. (1967): Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogous of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. Bull. A.A.P.G., 51(10):1979-2032.
- ROTHER, P. (1968): Dolomitization of Biocalcarenites of Late-Tertiary Age from Northern Lanzarote (Canary Islands). In: "Recent Development in Carbonate Sedimentology in Central Europe". Ed. by G. Muller & G. Friedman. Springer-Verlag. p.38-45.
- ROTHER, P. (1969): Detachment of First-Generation carbonate cement on Oncolites by crystallization of Secondary Anhydrite. Sedimentology, 13:311-318.
- ROTHER, P. (1971): High-Magnesian calcite from the Corbicula and Hydrobia-beds (Lower Miocene) in the Mainz Basin. N. Jb. Miner. Mh. Jg. H. 10:460-466.
- SANDER, B. (1951): Contributions to the study of depositional fabrics; rhythmically deposited Triassic limestones and dolomites. Tulsa Am. Assoc. Petroleum Geologists, 207p.
- SANDERS, J.E. and FRIEDMAN, G.M. (1967): Origin and occurrence of limestones. Chapter 5. In: Chilingar, Bisell and Fairbridge (Eds.). "Carbonate Rocks" 9A Elsevier.
- SCHAFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehaltes bioklastischer karbonategesteine. N. Jb. Geol. Palaont. Mh. Jg. 1969-H. z. 173-184.
- SCHLANGER, S.D. (1963): Subsurface geology of Eniwetok Atol. U.S. Geol. Survey Profess. Paper. 26088. p.991-1038.
- SCHOLL, D.W. (1963): Sedimentation in modern coastal swamps, Southwestern Florida. Bull. A.A.P.G., 47(8):1581-1603.
- SCHOLL, D.W. (1964): Recent sedimentary record in Mangrove Swamps and Rise in Sea Level over the Southwestern Coast of Florida. Part. I and II Mar. Geol. 1 p.344-366, 2 p.343-364.
- SCHOLL, D.W. (1966): Florida Bay: a modern site of limestone formation. In: R.W. FAIRBRIDGE (Ed.). The Encyclopedia of Oceanography. Reinhold, New York, N.Y. p.282-288.

SCHOLLE, P.A. and KLING, S.A. (1972): Southern British Honduras: Lagoonal Coccolith Ooze. *J.Sed.Petrol.*, 42(1):195-205.

SCHOTTLE, M. and MULLER, G. (1968): Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany. In: Edt. G. Muller: "Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe". Springer-Verlag, p.148-156.

SCHOTTLE, V.M. (1969): Die Sedimente des Gnadensees. Ein Beitrag zur Sedimentbildung. *Arch. Hydrobiol. Suppl.* XXXV 3 225-308.

SCHROEDER, J.H. (1969): Experimental Dissolution of Calcium, Magnesium and Strontium from Recent Biogenic Carbonates. *J.Sed.Petrol.*, 39(3): 1057-1074.

SCHROEDER, J.H. (1972): Calcified filaments of an endolithic algal in Recent Bermuda Reefs. *N.Jb.Geol.Palaont.Mn.Jg.* 1:16-33.

SCOFFIN, T.P. (1970): The Trapping and Binding of subtidal carbonate sediments by marine vegetation in Bimini Lagoon, Bahamas. *J.Sed.Petrol.*, 40 (1): 249-273.

SCOFFIN, T.P. (1971): The conditions of Growth of the Wenlock Reefs of Shropshire (England). *Sedimentology*, 17:173-219.

SCOFFIN, T.P. (1972a): Cavities in the Reefs of the Wenlock limestone (Middle Silurian) of Shropshire, England. *Geol.Rundschau*, 61(2):565-578.

SCOFFIN, T.P. (1972b): Fossilization of Bermuda Patch Reefs. *Science*, 177: 1280-1282.

SCOFFIN, T.P. (1973): Crustacean faecal pellets, Favreina, from the Middle Jurassic of Eigg, Inner Hebrides. *Scott.J.Geol.*, 9(2):145-146.

SHEARMAN, D.J., KHOURI, J. and TAHA, S. (1961): On the replacement of dolomite by calcite in some mesozoic limestones from the French Jura. *Proc. Geol.Assoc.*, 72(1):1-II.

SHEARMAN, D.J. and FULLER, J.G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization and organic laminites, Winnipegosis formation, middle devonian, Saskatchewan. *Bull.Canadian.Petrol.Geol.*, 17(4):496-525.

SHEARMAN, D.J., TWYMAN, J. and KARIMI, M.Z. (1970): The genesis and diagenesis of oolites. *Proc.Geol.Ass.*, 81:561-575.

SHEPARD, F.D. and MOORE, D.G. (1955): Central Texas Coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis. *Bull.A.A.P.G.*, 39:1463-1593.

SHEPARD, F.D. and MOORE, D.G. (1960): Bays of Central Texas Coast. In: "Recent Sediments, Northwest Gulf Mexico", Shepard, Phleger, van Andel (Ed. Mem.13. *Bull.A.A.P.G.* 117-152.

SHIER, D.E. (1969): Vermetid reefs and coastal development in the Ten Thousand Islands, Southwest Florida. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 80:485-508.

- SHINN, E.A. (1968a): Burrowing in Recent lime sediments of Florida and the Bahamas. *J. of Paleont.*, 42(4):879-894.
- SHINN, E.A. (1968b): Selective dolomitization of Recent sedimentary structures. *J.Sed.Petrol.*, 38:611-616.
- SHINN, E.A. (1968c): Practical significance of birdseye structures in carbonate rock. *J.Sed.Petrol.* 38:215-223.
- SHINN, E.A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12(1/2):109-144.
- SHINN, E.A. (1972): Worm and Algal-Built columnar Stromatolites in the Persian Gulf. *J.Sed.Petrol.*, 42(4):837-840.
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. and LLOYD, R.M. (1965): Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: Pray & Murray (Edts.). "Dolomitization and limestone diagenesis". SEMP Special Publ.13:112-123.
- SHINN, E.A., LLOYD, R.M. and GINSBURG, R.N. (1969): Anatomy of a Modern carbonate Tidal-Flat Andros Island Bahamas. *J.Sed.Petrol.*, 39(3):1202-1228
- SHVETZOV, S.M. (1958): Main types of limestones and their classification 5^o Congr.Int.Sediment.Ed.Geol.Helv., 51(3):737-742.
- SIEMERS, C.T. and DODD, J.R. (1969): Buried Karst topography on the Florida Keys and its influence on recent sedimentation and biotic distribution. Abstract. In: An.Geol.Soc.Meet.Atlantic City 205-206.
- SIMONE, L. (1971): Sedimentologia dei "Calcarei Listati" del Cretacico Inferiore del Monte Camposauro (Appennino Campano). *Boll.Soc.Natur. di Napoli*, 260:23-47.
- SORBY, H.C. (1879): Structure and origin of limestones, anniversary address of the President. *Quart.J.Geol.Soc.London*, 35:56-95.
- STANLEY, S.M. (1966): Paleoecology and diagenesis of Key Largo Limestone Florida. *Bull.A.A.P.G.*, 1927-1947.
- STEHLE, F.G., HOWER, J. (1961): Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *J.Sed.Petrol.* 31:358-371.
- STENZEL, H.B. (1963): Aragonite and calcite as constituents of adult oyster shells. *Science*, 142:232-233.
- STOCKMAN, K.W., GINSBURG, R.N. and SHINN, E.A. (1967): The production of lime by algae in south Florida. *J.Sed.Petrol.*, 37:633-648.
- STODDART, D.R. (1964): Carbonate sediments of Half Moon Cay, British Honduras. The Pacific Science Board, National Academy of Sciences-National Research Council, Washington D.C.-Atoll Research Bulletin, 104:1-8.
- SWINCHATT, J.P. (1965): Significance of constituent composition, texture and skeletal breakdown in some Recent Carbonate Sediments. *J.Sed.Petrol.* 35:71-90.

TABB, D.C., DUBROW, D.L. and MANNIG, B. (1962): The ecology of Northern Florida Bay and adjacent estuaries. Institute of Marine Sci. Unive. Miami, Technical series. n°39.

TAYLOR, J.M. and ILLING, L.V. (1969): Holocene intertidal Calcium Carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. Sedimentology, 12:69-109.

TAYLOR, J.M.C. and ILLING, L.V. (1971): Variation in Recent Beachrock Cements, Qatar, Persian Gulf. In: Carbonate Cements, O.P. Bricker (ED.). p.32-33.

TEBUTT, G.E., CONLEY, C.D. and BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Univ. of Wyoming Contributions to Geology, 4:1-13.

TERRY, R.D. and CHILINGAR, G.V. (1955): Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by Schvetsov. M.S. J. Sed. Petrol., 25:229-234.

THIERSTEIN, H.R. (1972): Lower Cretaceous calcareous Nannoplankton biostratigraphy. Abb. Geol. B-A, 29:52.

THOMPSON, A.F. and THOMASSON, M.R. (1969): Shallow to Deep Water facies development in the Dimple Limestone (Lower Pennsylvanian) Marathon Region, Texas. Symposium. In: "Depositional Environments in Carbonate Rocks" SEPM Spec. Publ. 14:57-77.

TYRRELL, W.W. (1969): Criteria useful in interpreting environments of unlike but time-equivalent carbonate units (Tansill-Capitan-Lamar), Capitan Reef Complex, West Texas and New Mexico. In: Friedman (Ed.) "Depositional environments in carbonate rocks". SEPM, Spec. Publ. 14:80-97.

WARD, W.C. (1971): Origin and diagenesis of carbonate eolianites of the Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. Ph.D. Thesis. (Inédito) Rice University.

WARD, W.C., FOLK, R.L., and WILSON, J.L. (1970): Blackening of Eolianite and Caliche adjacent to saline lakes Isla Mujeres Quintana Roo, Mexico. J. Sed. Petrol., 40(2):548-554.

WELLS, A.J. and ILLING, L.V. (1964): Present day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. (Detailed and Shallow marine deposits, van Straaten). Elsevier, Amsterdam.

WEST, I.M. (1961): Lower Purbeck beds of Swindon facies in Dorset. Nature 190:626.

WILSON, J.L. (1969): Microfacies and sedimentary structures in "Deeper Water" Lime Mudstone. Symposium. In: "Depositional Environments in Carbonate Rocks" SEPM Spec. Publ. 14:4-16.

WILSON, J.L. (1970): Depositional facies across carbonate shelf margins. Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies, XX:229-233.

WINDLAND, A.D. (1968): The role of High Mg-calcite in the preservation of micrite envelopes and textural features of organic sediments. J. Sed. Petrol., 38:1320-1325.

WINDLAND, H.D. (1969): Stability of Calcium carbonate polymorphs in Warm Shallow Seawater. J.Sed.Petrol., 39(4):1579-1587.

WINDLAND, H.D. (1971): Nonskeletal deposition of High-Mg Calcite in the marine environment and its role in the retention of textures. In: O.P. Bricker (Edt.). "Carbonate Cements". Johns Hopkins Press, 278-284.

WOLF, K.H. (1965): Gradational sedimentary products of sedimentary-calcareous algae. Canberra. Sedimentology, 5(1)

WOLF, K.H. (1965): Littoral environment indicated by open-space. Structures in algal limestones. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 1(3):183-223.

WOLF, K.H. (1965): Petrogenesis and paleoenvironment of Devonian Algal Limestones of New South Wales (Canberra). Sedimentology, 4(1-2):113-178

ZANKL, H. (1968): Sedimentological and Biological characteristics of a Dachsteinkalk Reef Complex in the Upper Triassic of the Northern calcareous Alps. En. Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe" Ed. by G.Muller, G.Friedman. Springer Verlag. p.215-218.

ZANKL, H. (1969): Structural and textural evidence of Early lithification in Fine-Grained carbonate rocks. Sedimentology, 12(3/4):241-256.

ZANKL, H. and SCHROEDER, J.H. (1972): Interaction of processes in Holocene Reefs of North Eleuthera Island, Bahamas. Geologisches Rundschau, 61(2):

24-13
13

[Signature]

[Signature]

[Signature]

[Signature]

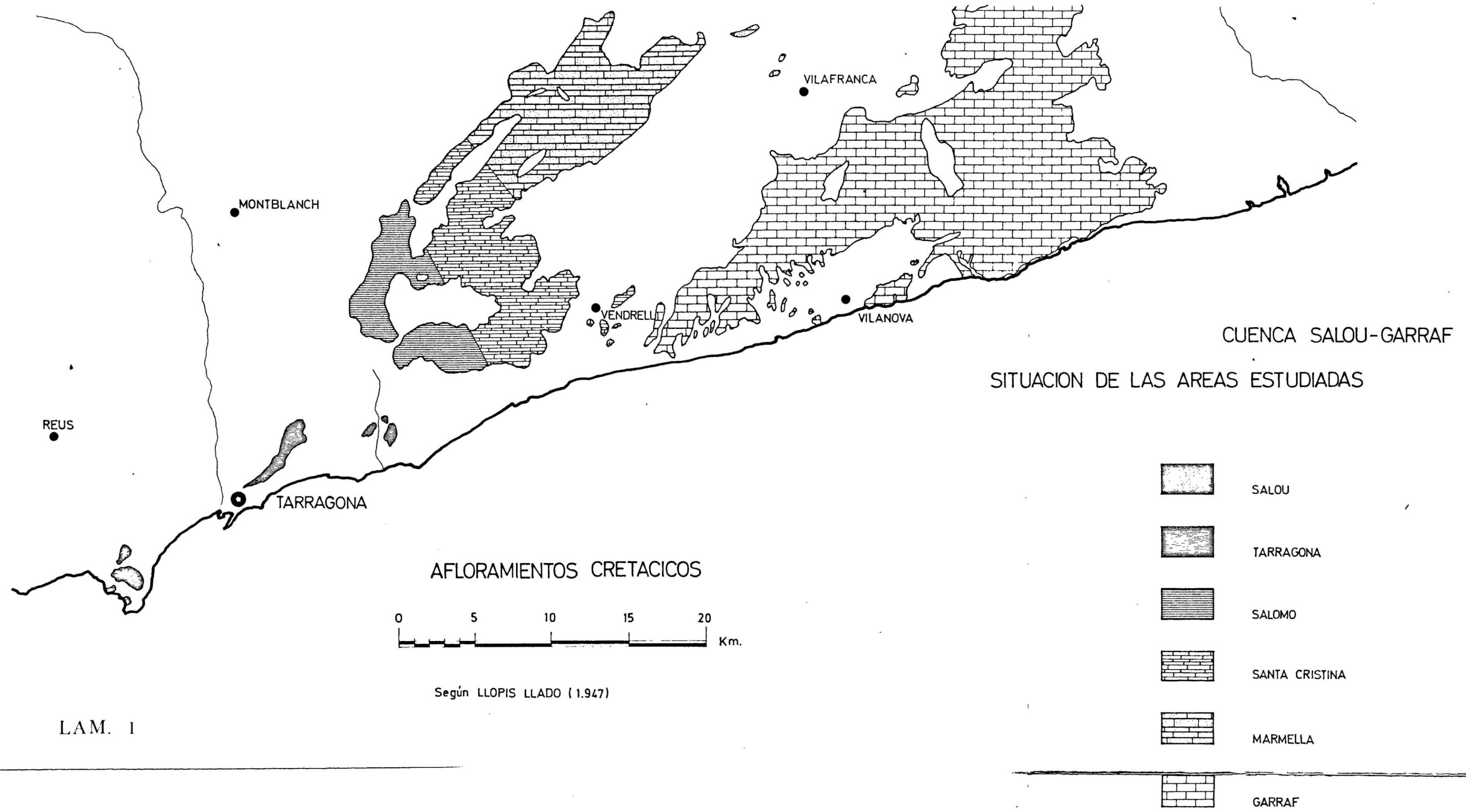
[Signature]

calificació de *[Signature]* amb laude

ERRATAS ADVERTIDAS

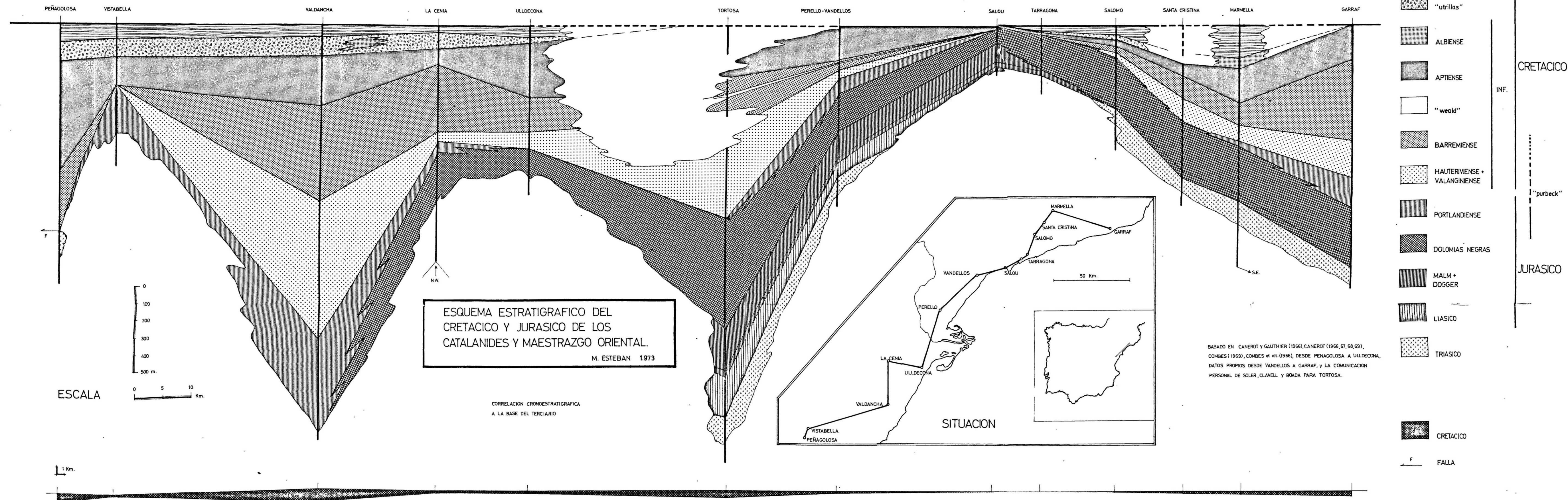
<u>pag.</u>	<u>línea</u>	<u>dice</u>	<u>debe decir</u>
15	24	10cm.	100m. en algunos puntos
22	18	dolomitiza- ción.	dedolomitización
158	4	enhedrales	euhedrales
220	9	enhedrales	euhedrales
260	13	enhedral	euhebral

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

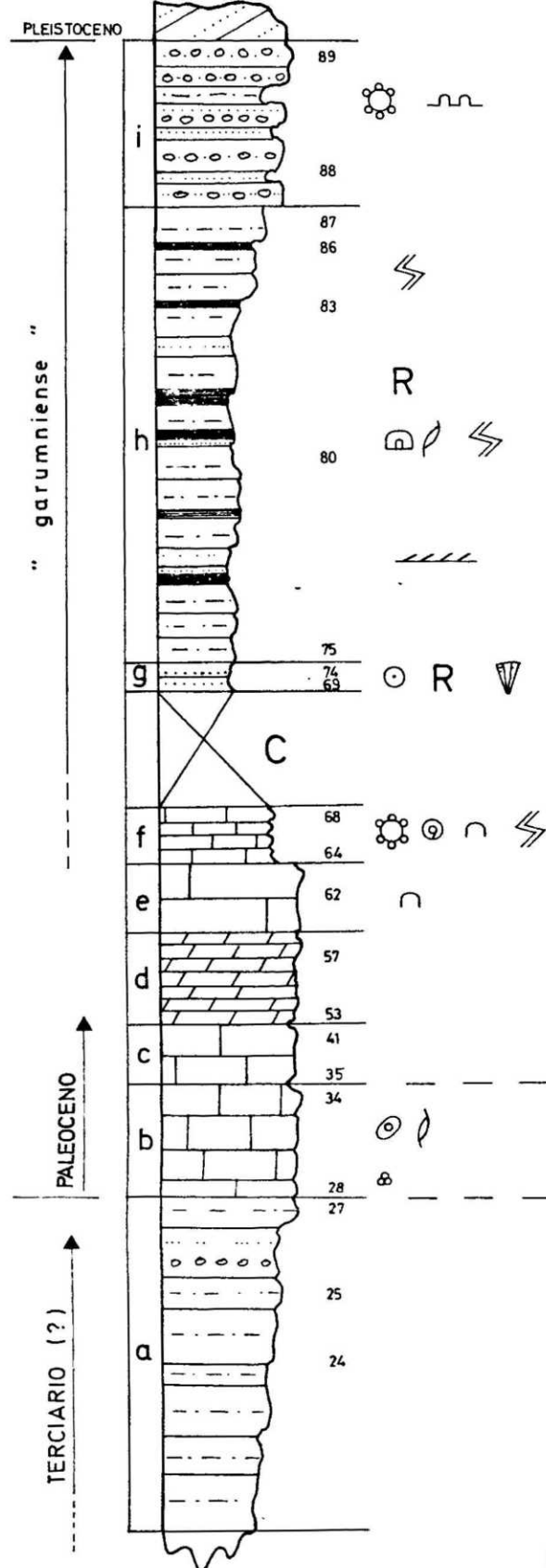


LAM. 1

SW.-NE.



PLATJA DELS CAPELLANS
PLATJA LLARGA

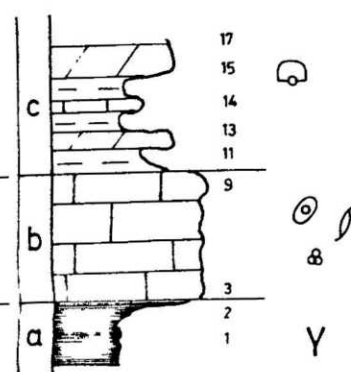


DATOS GEOLOGICOS DEL
AREA DE SALOU

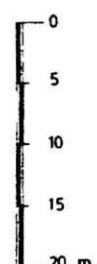
M. ESTEBAN 1.973

LAM. 3

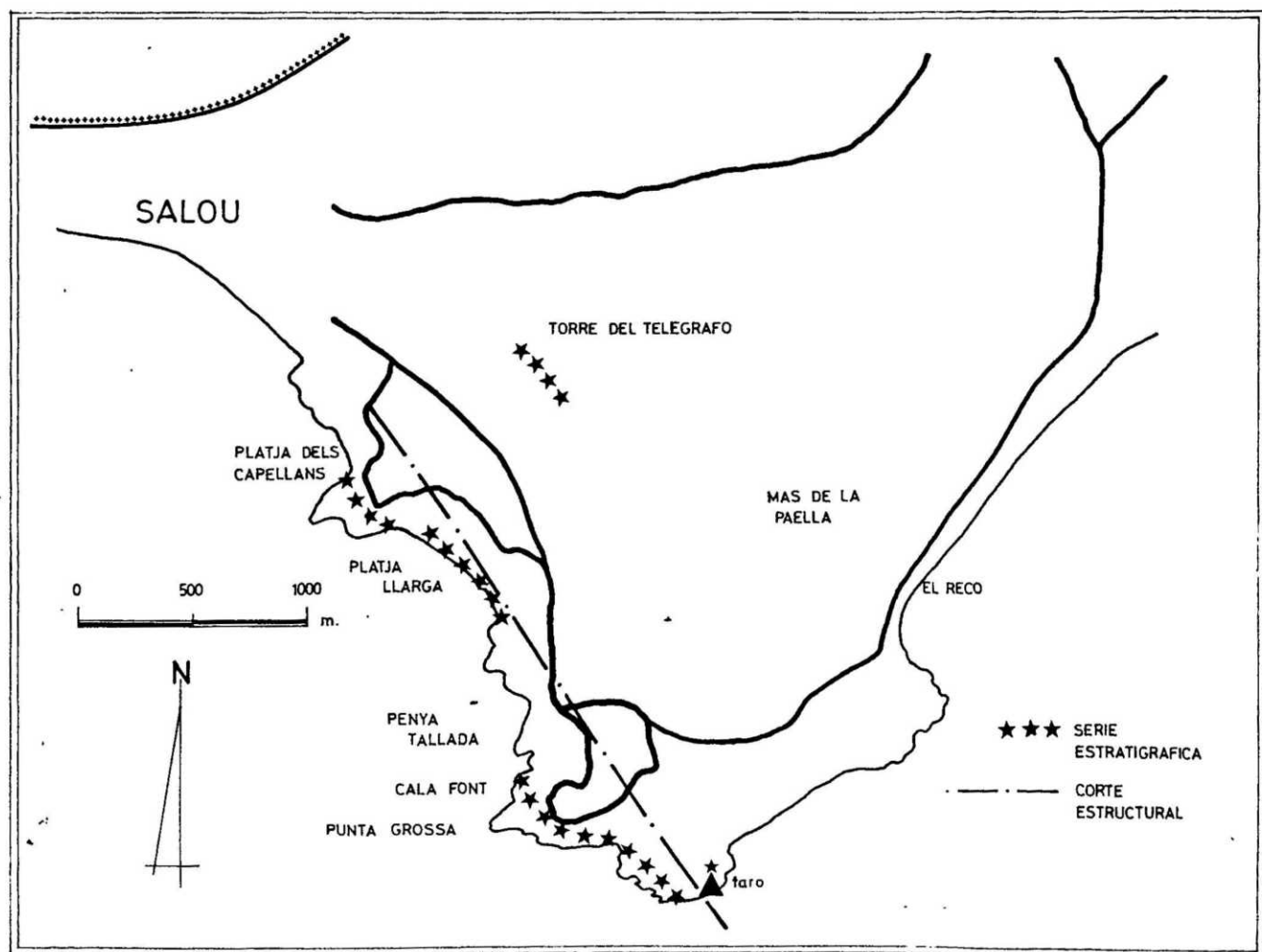
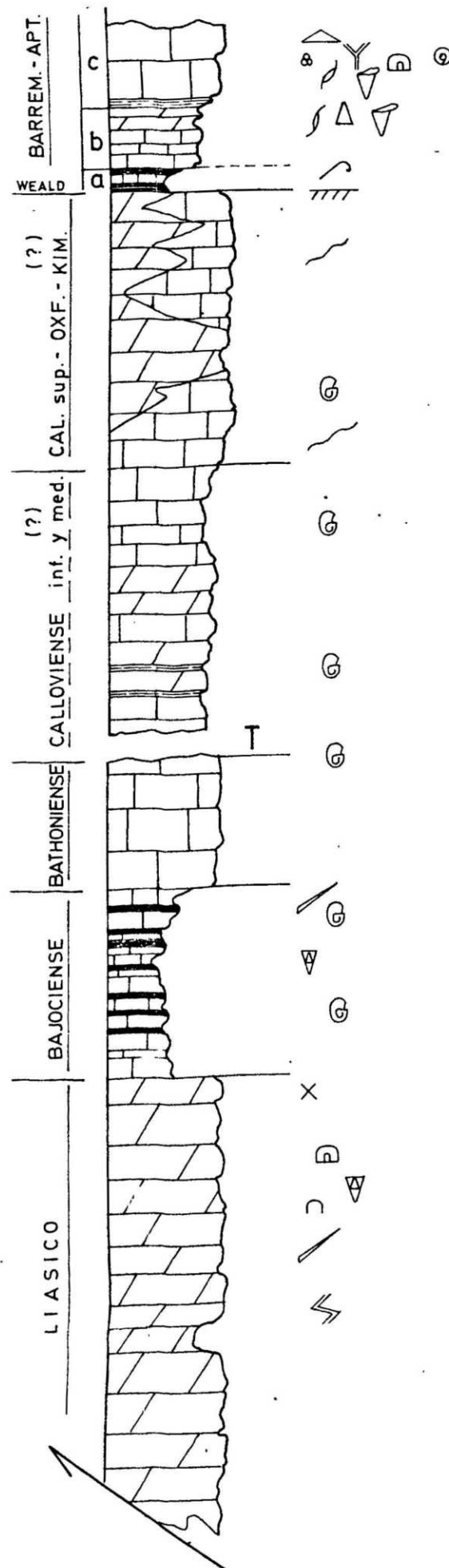
TORRE DEL TELEGRAFO

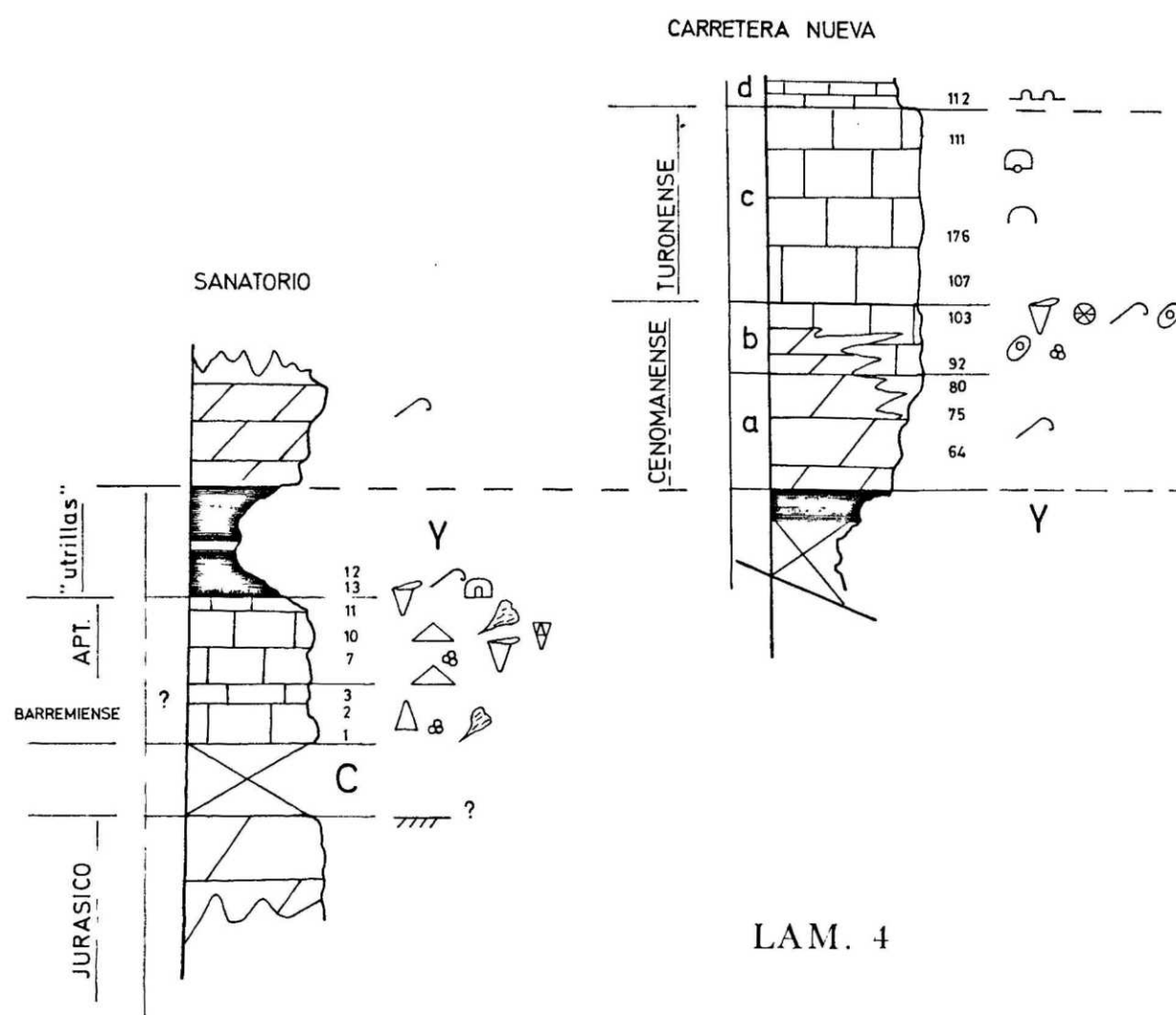
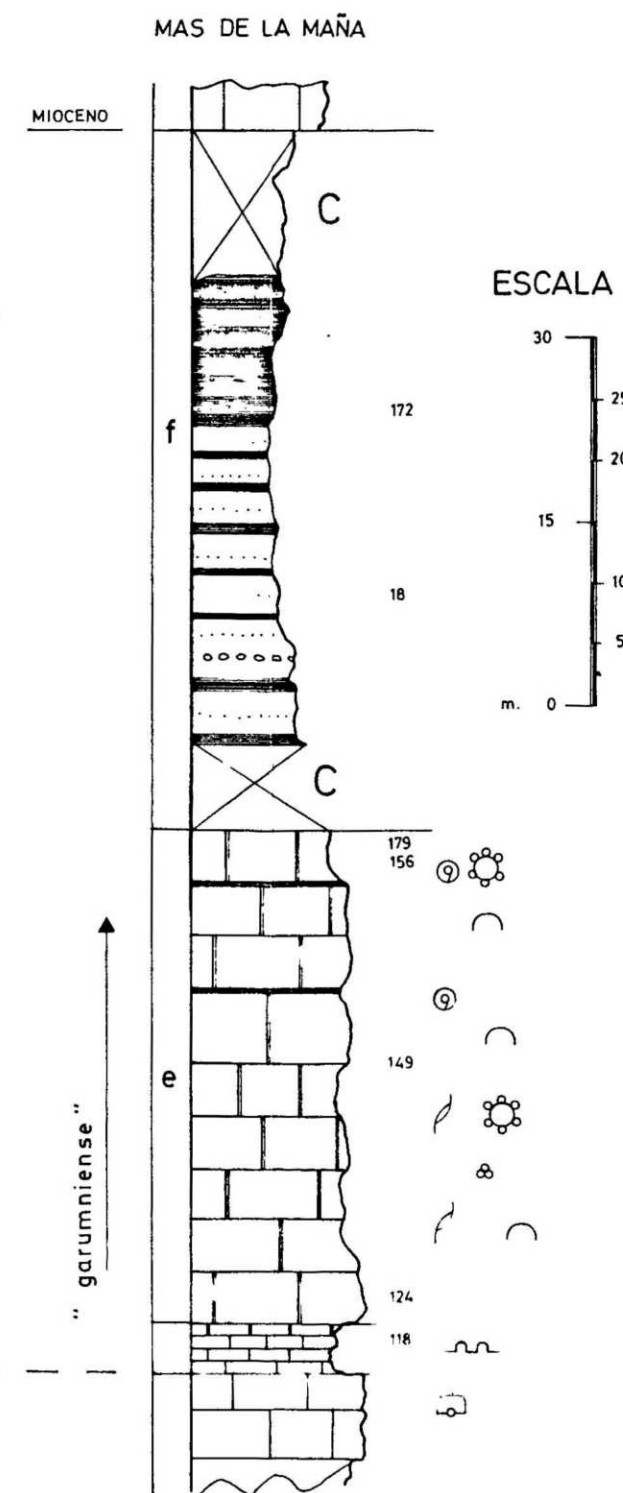
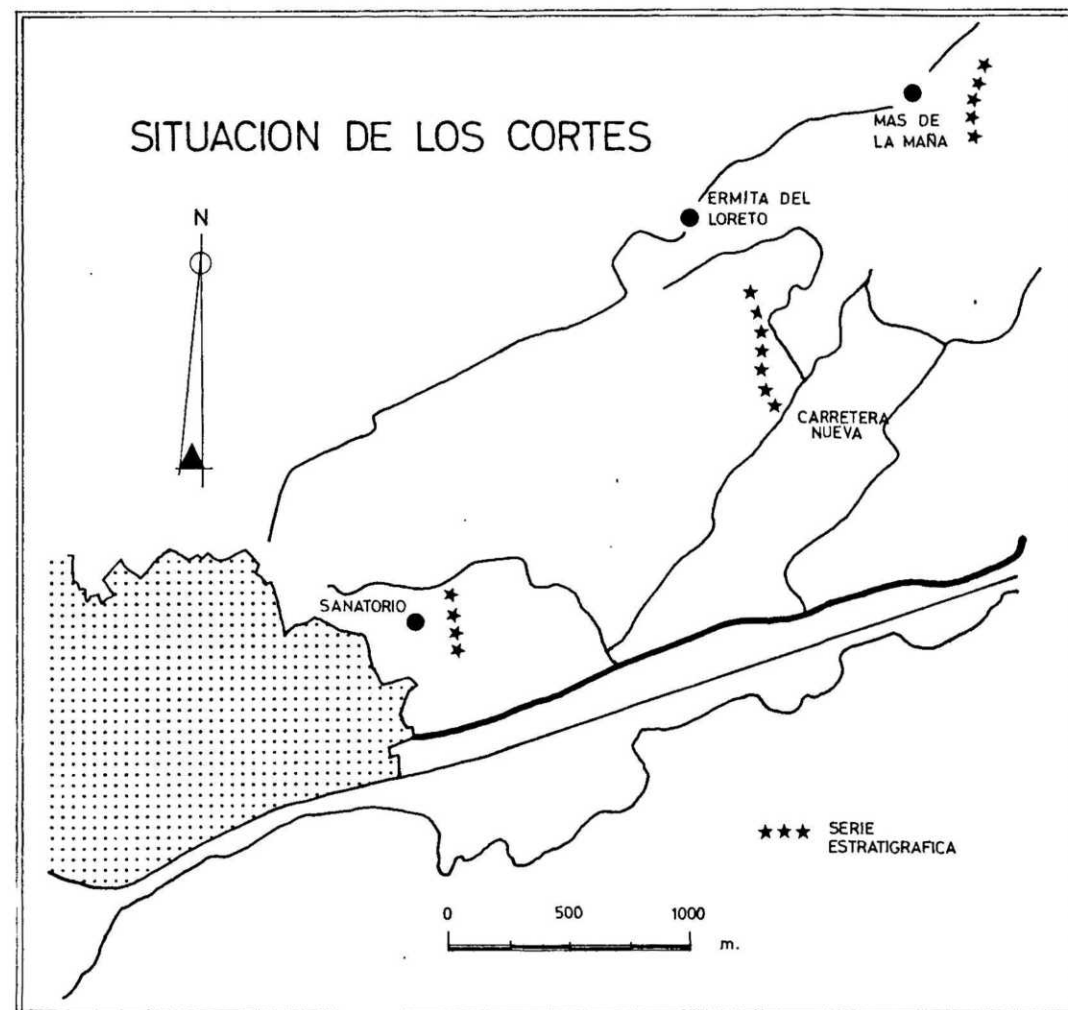


ESCALA



FARO



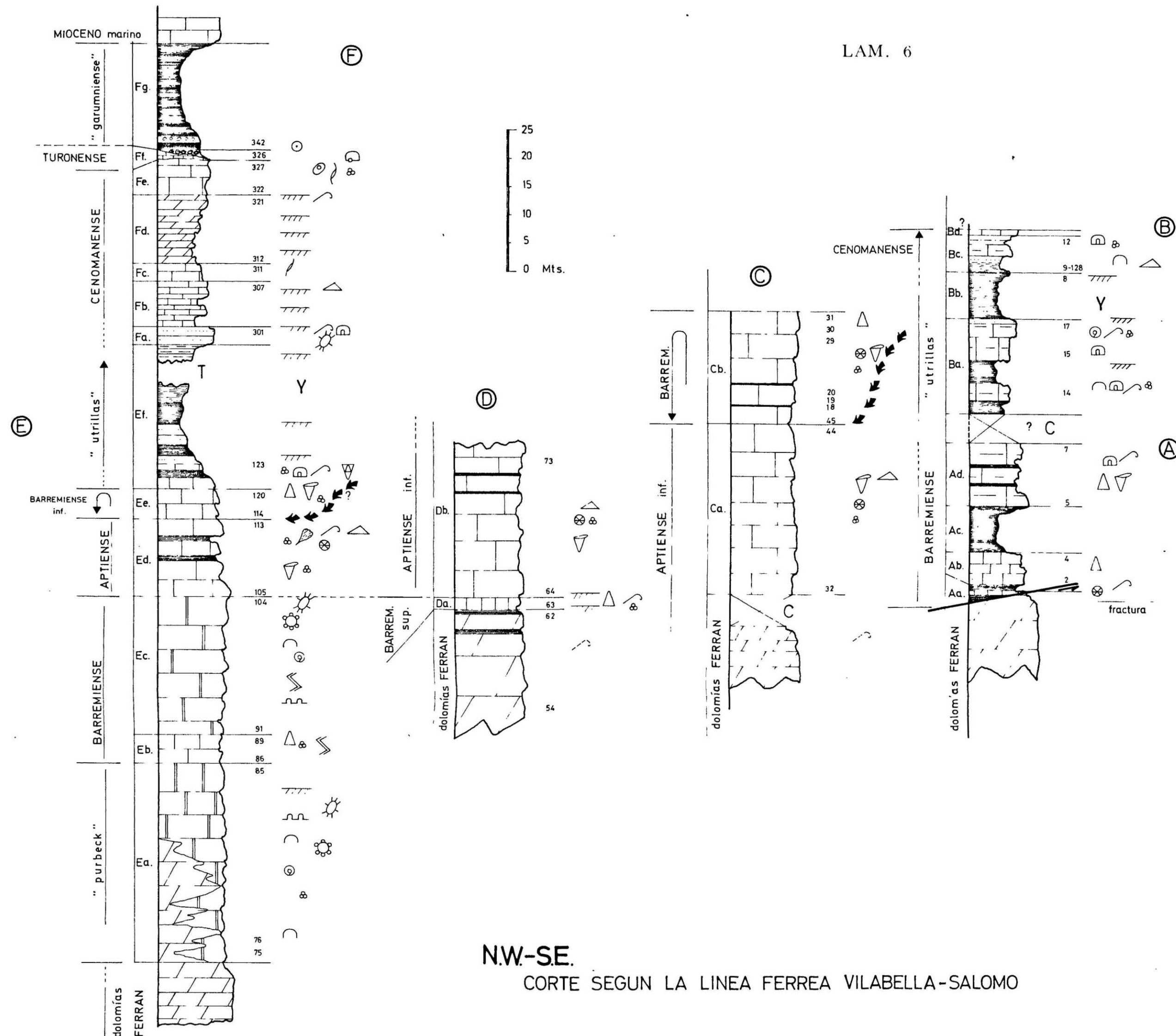


EL CRETACICO DE LOS
ALREDEDORES DE LA CIUDAD
DE TARRAGONA.

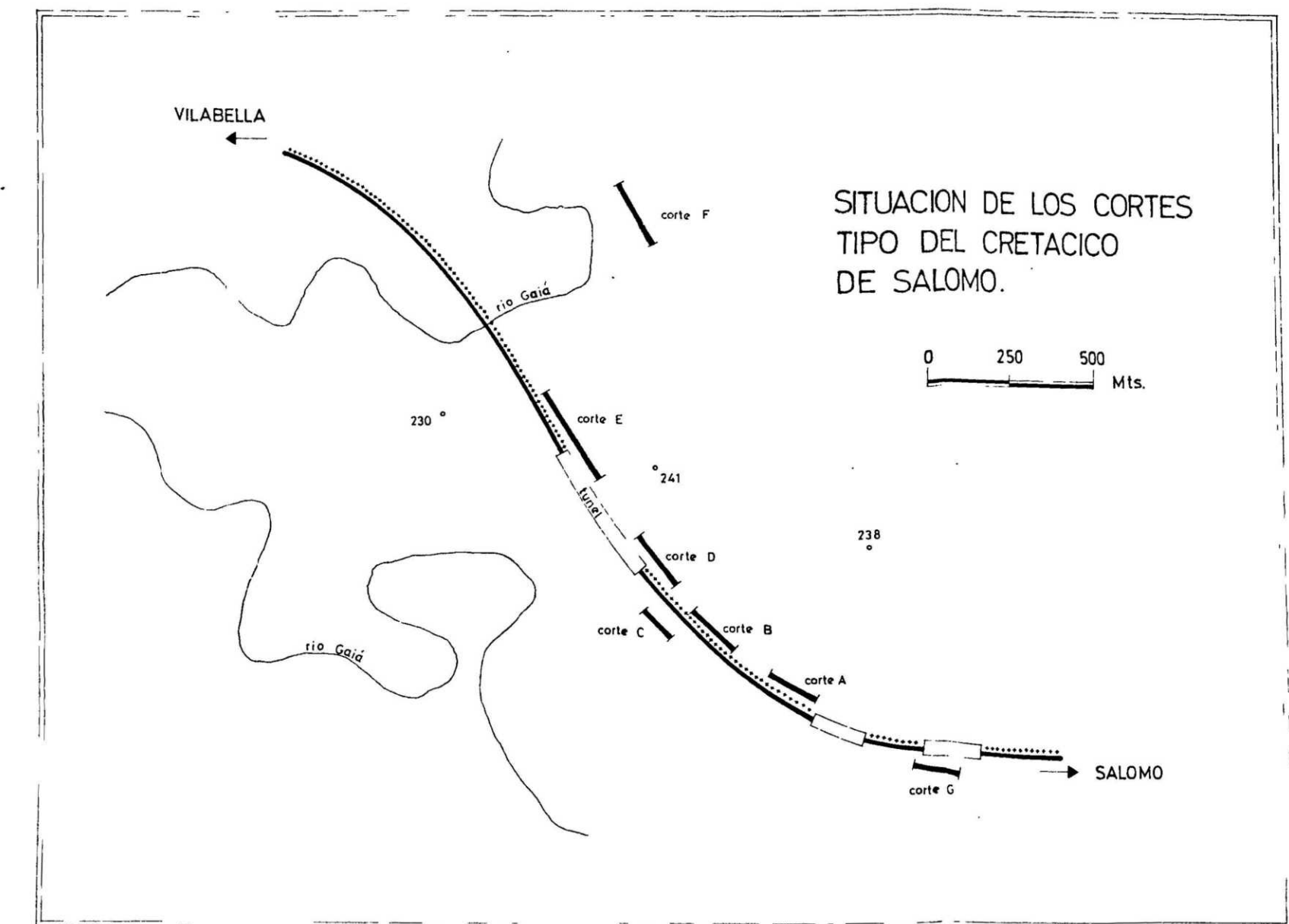
M. ESTEBAN
(1.969, 1.971)
MODIFICADO

LAM. 4

LAM. 6

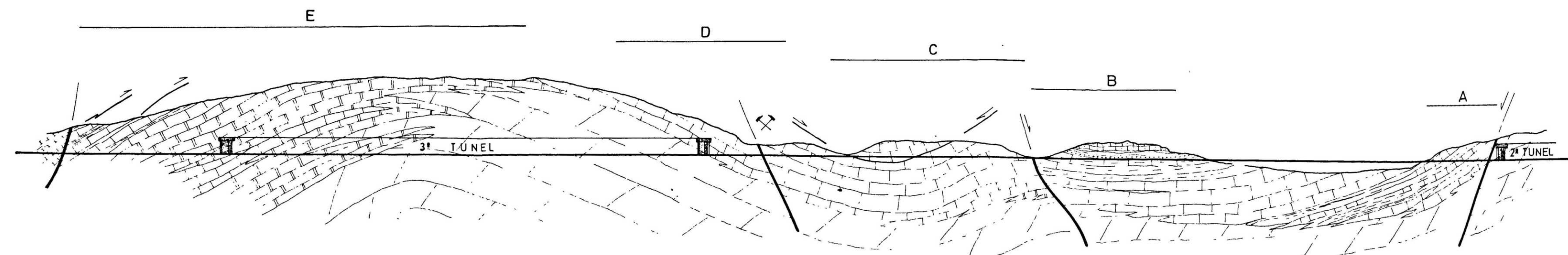
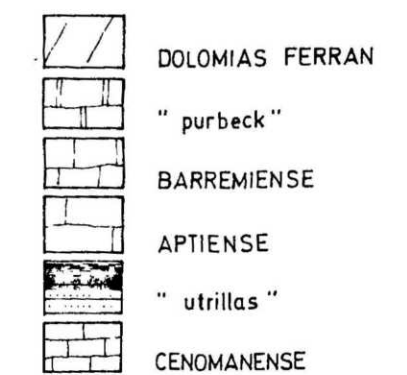


NW-SE.
CORTE SEGUN LA LINEA FERREA VILABELLA-SALOMO

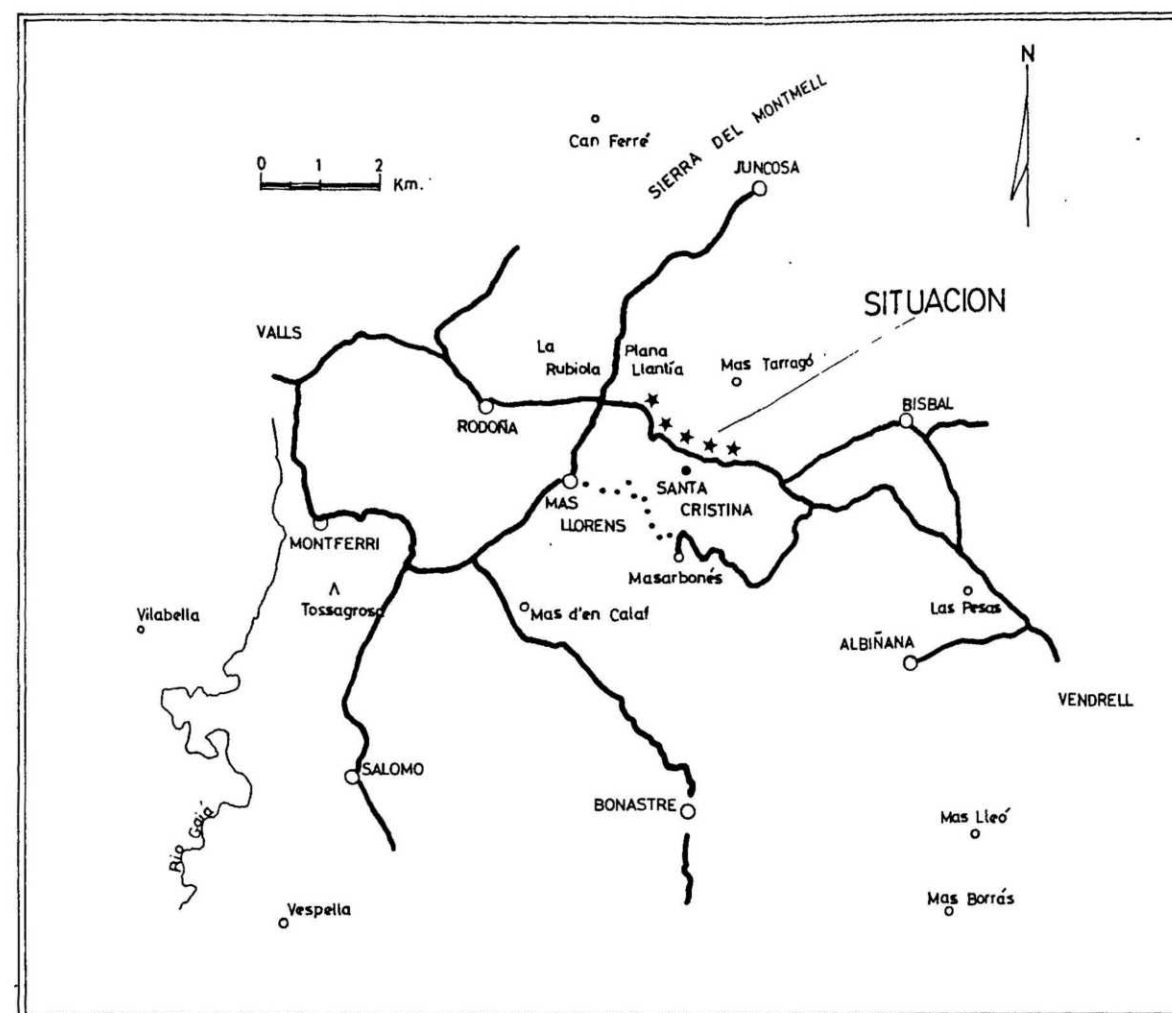
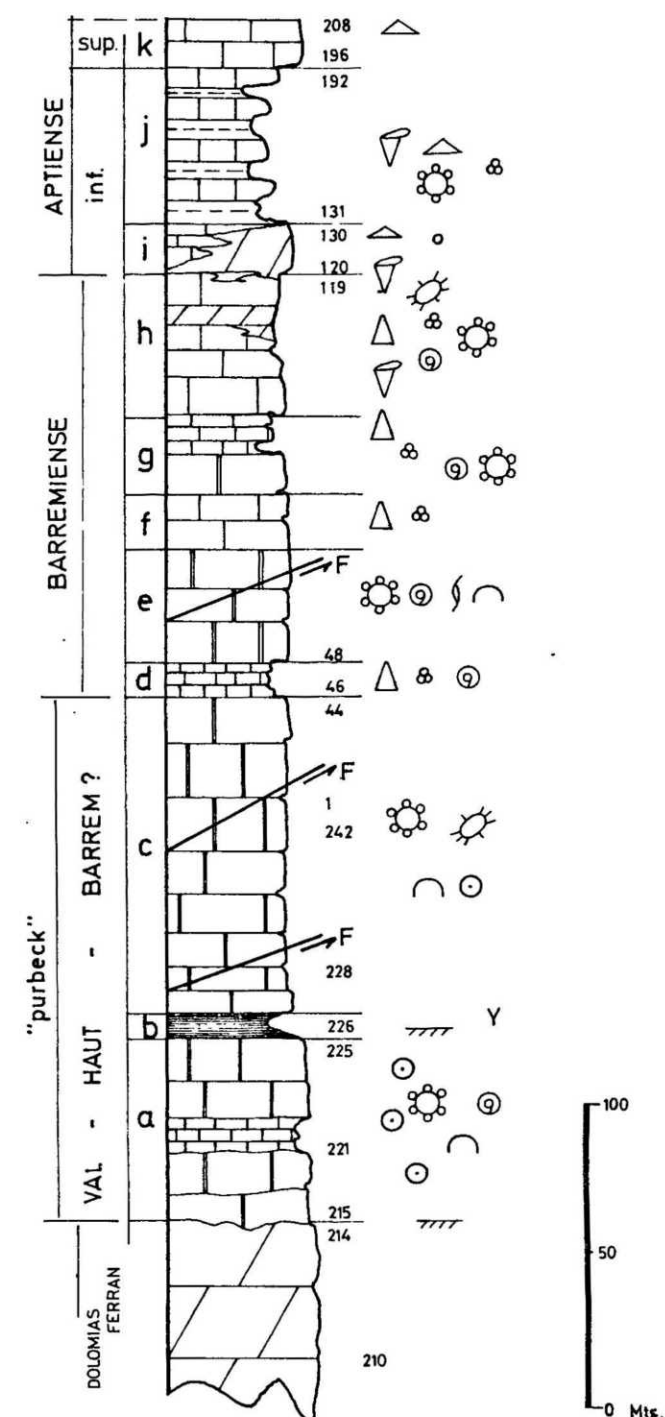


ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE SALOMO

MATEO ESTEBAN 1.973

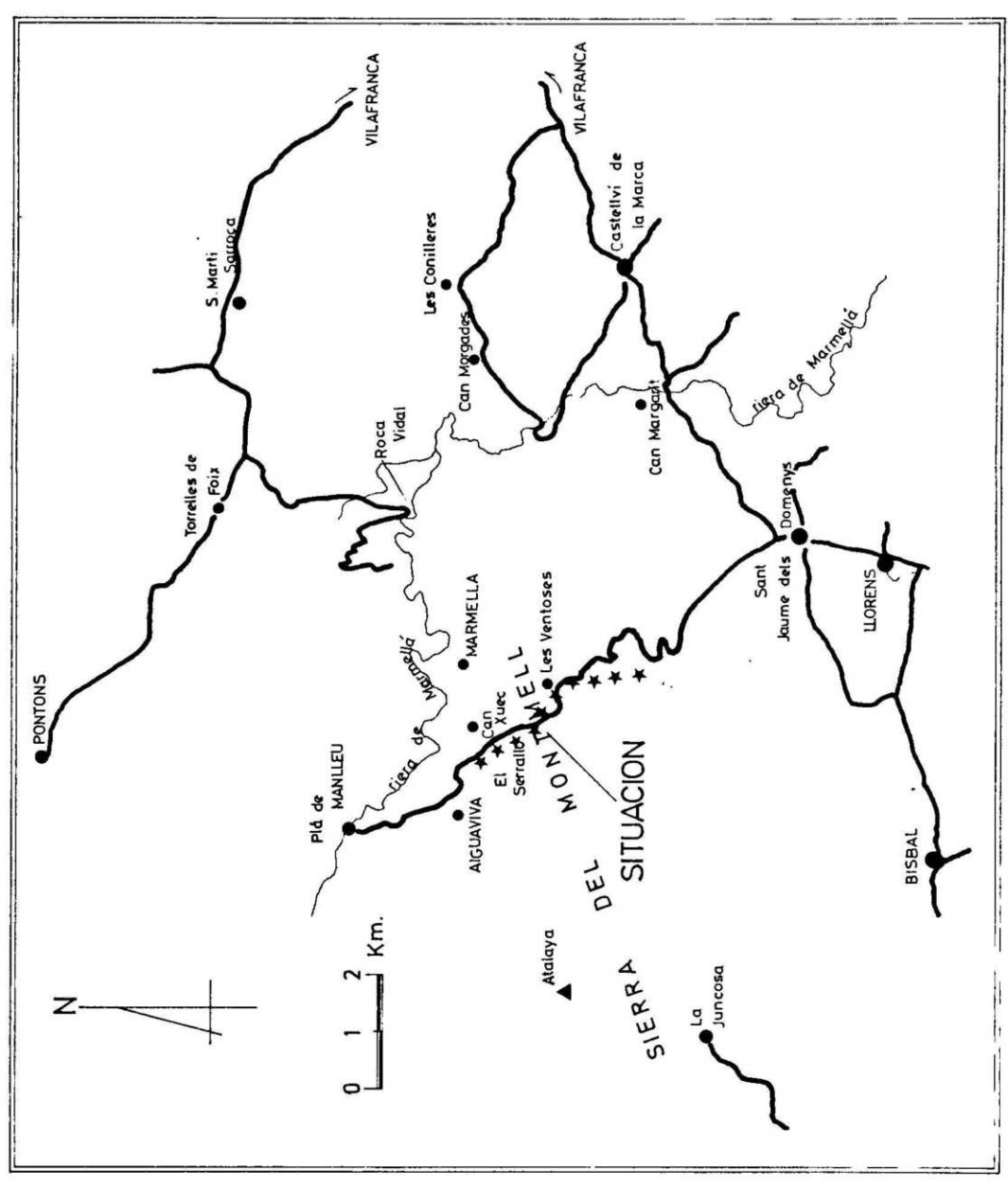
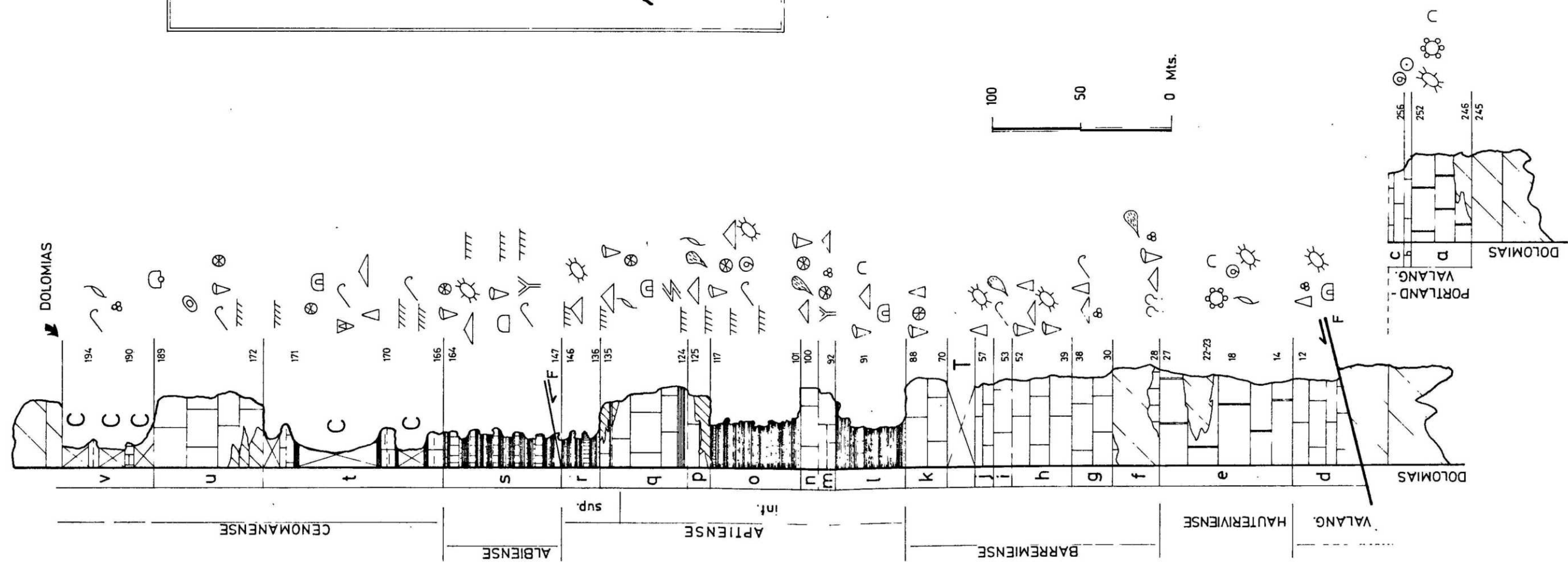


LAM. 7



SERIE TIPO DEL CRETACICO
DE SANTA CRISTINA

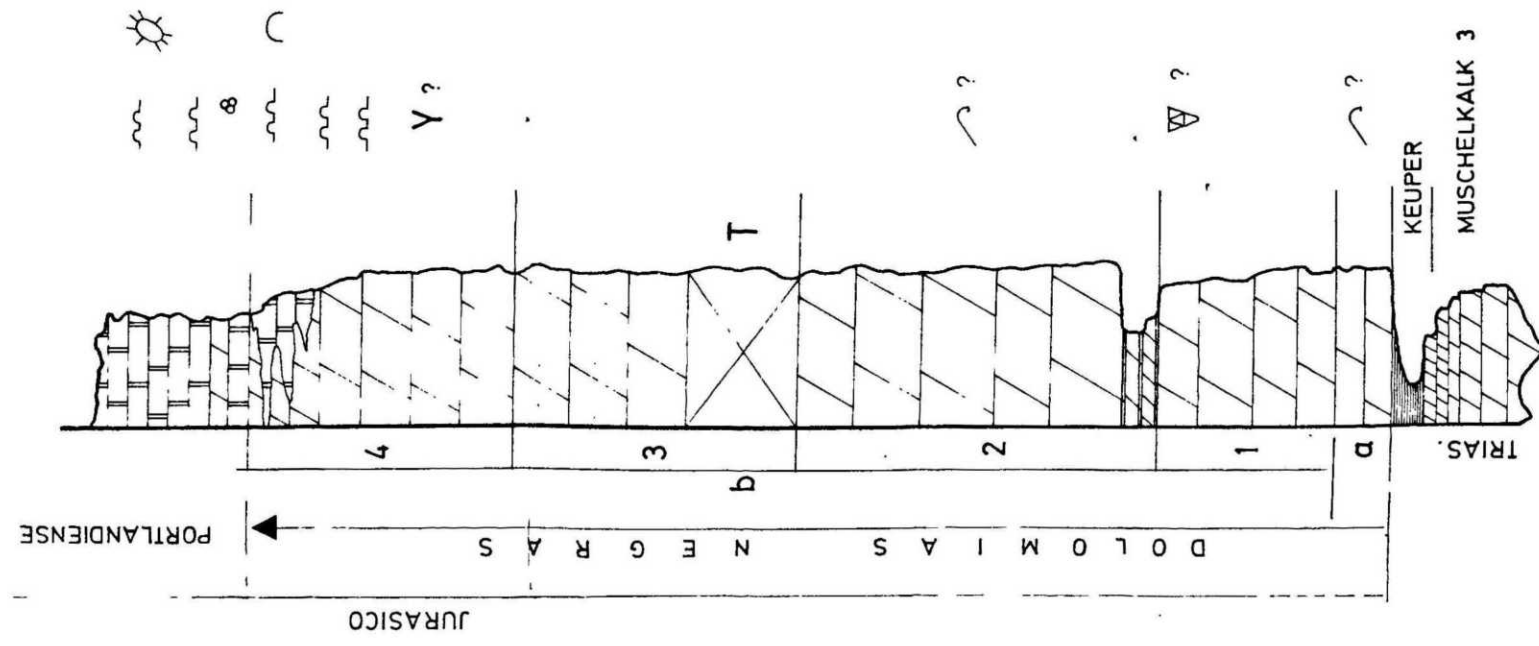
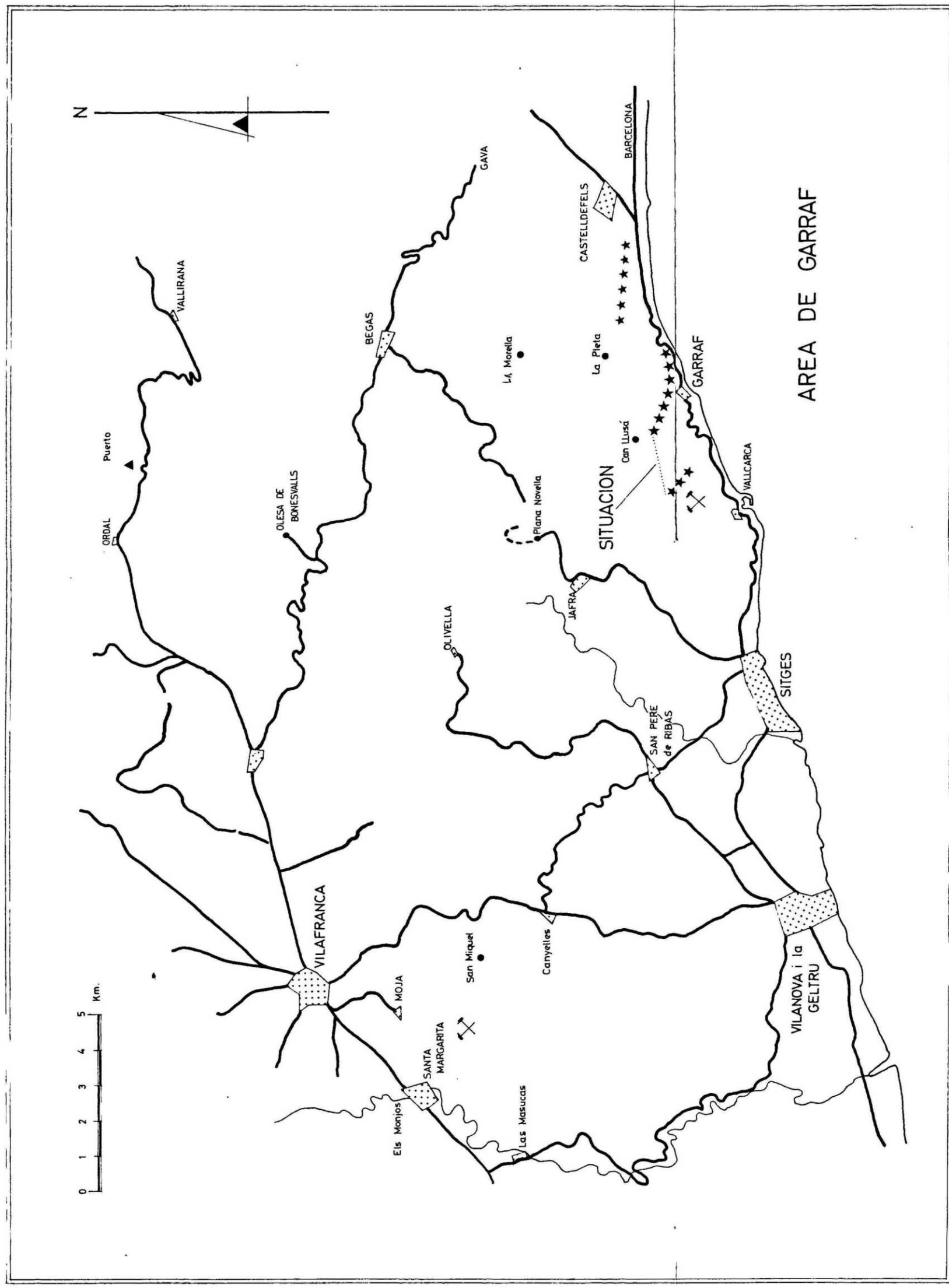
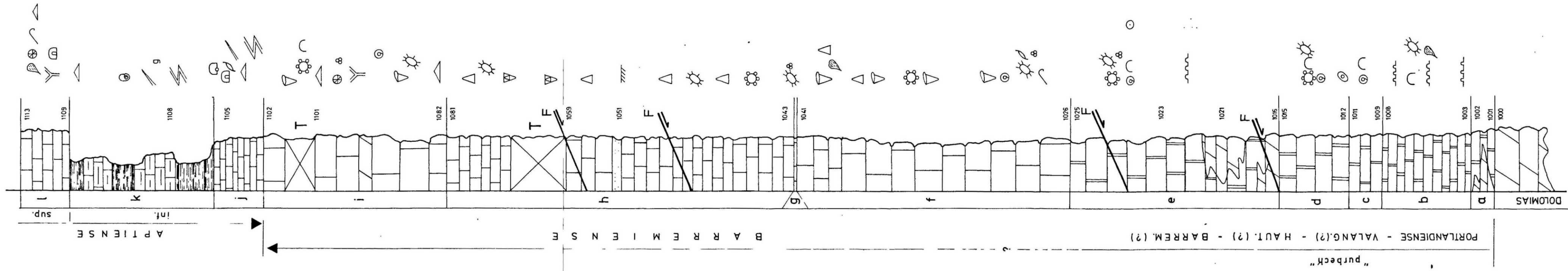
Modificada de M. ESTEBAN
1.969



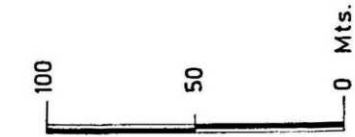
EL AREA DEL MONTMELL
M. ESTEBAN, 1.973

LAM. 8

Univ. de Barcelona
CSIC



EL CRETACICO DEL
MACIZO DE GARRAF
M. ESTEBAN 1973

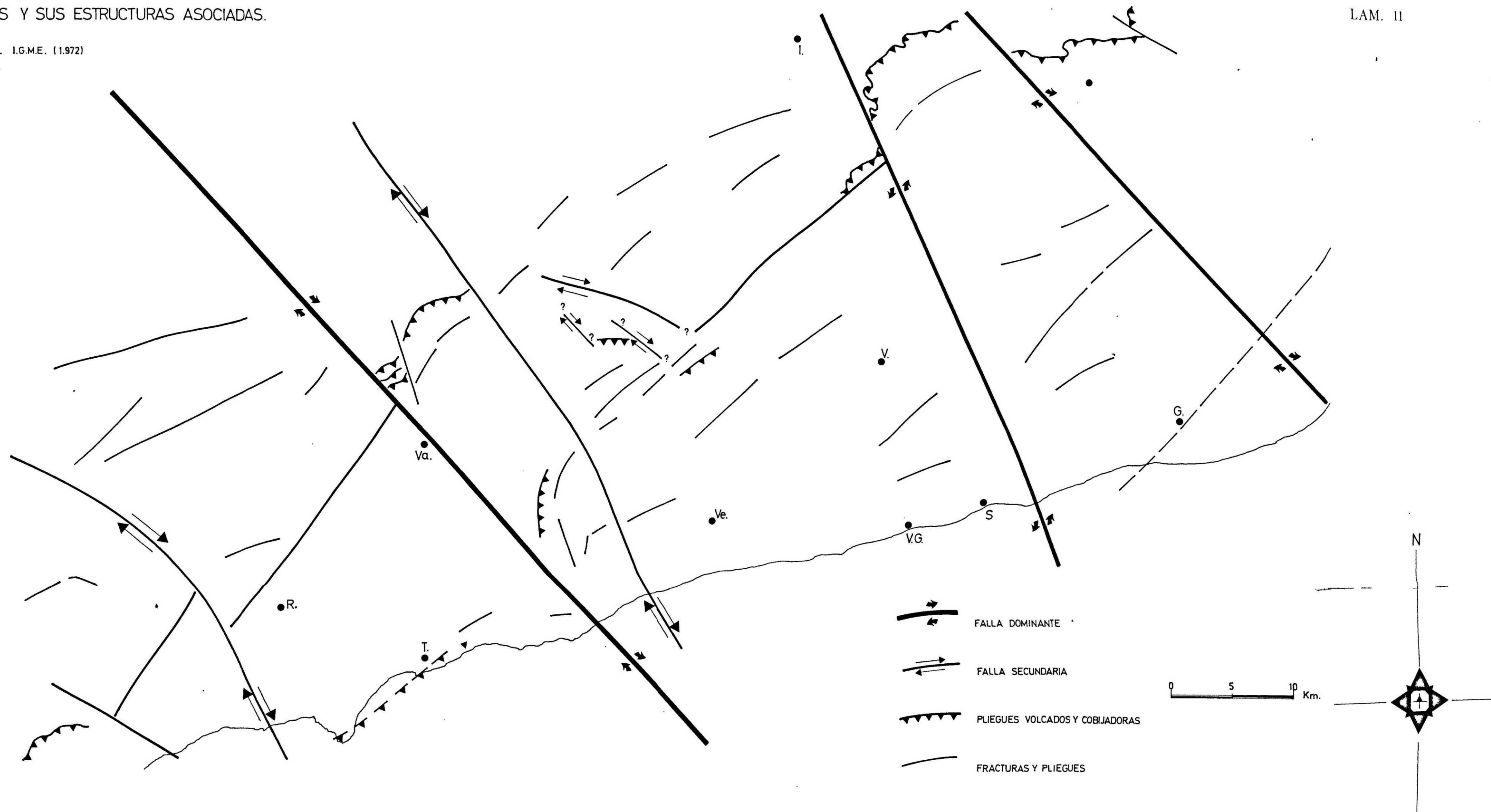


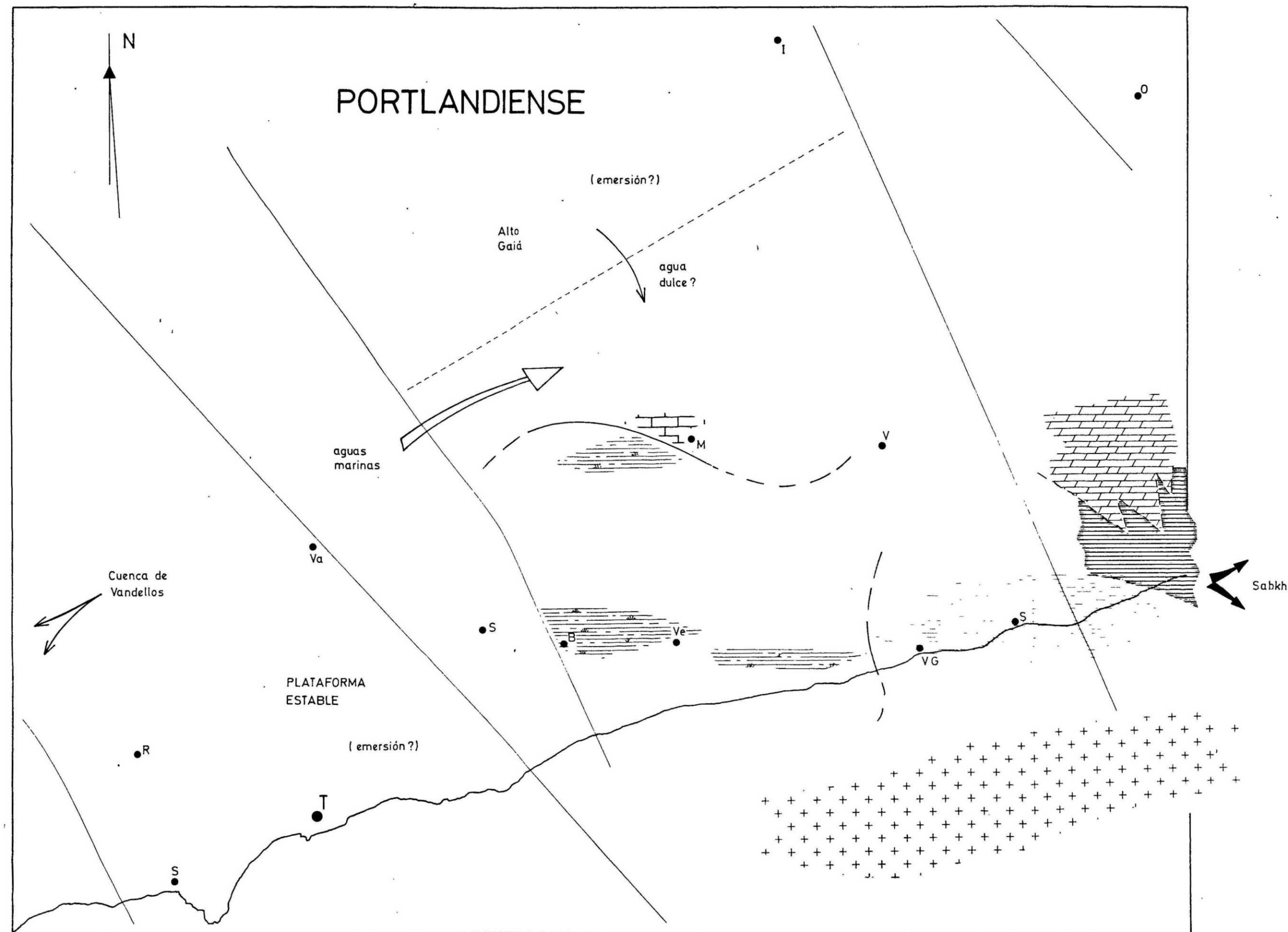
L.A.M. 10

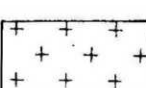
HIPOTESIS SOBRE EL SISTEMA DE FALLAS
HORIZONTALES Y SUS ESTRUCTURAS ASOCIADAS.

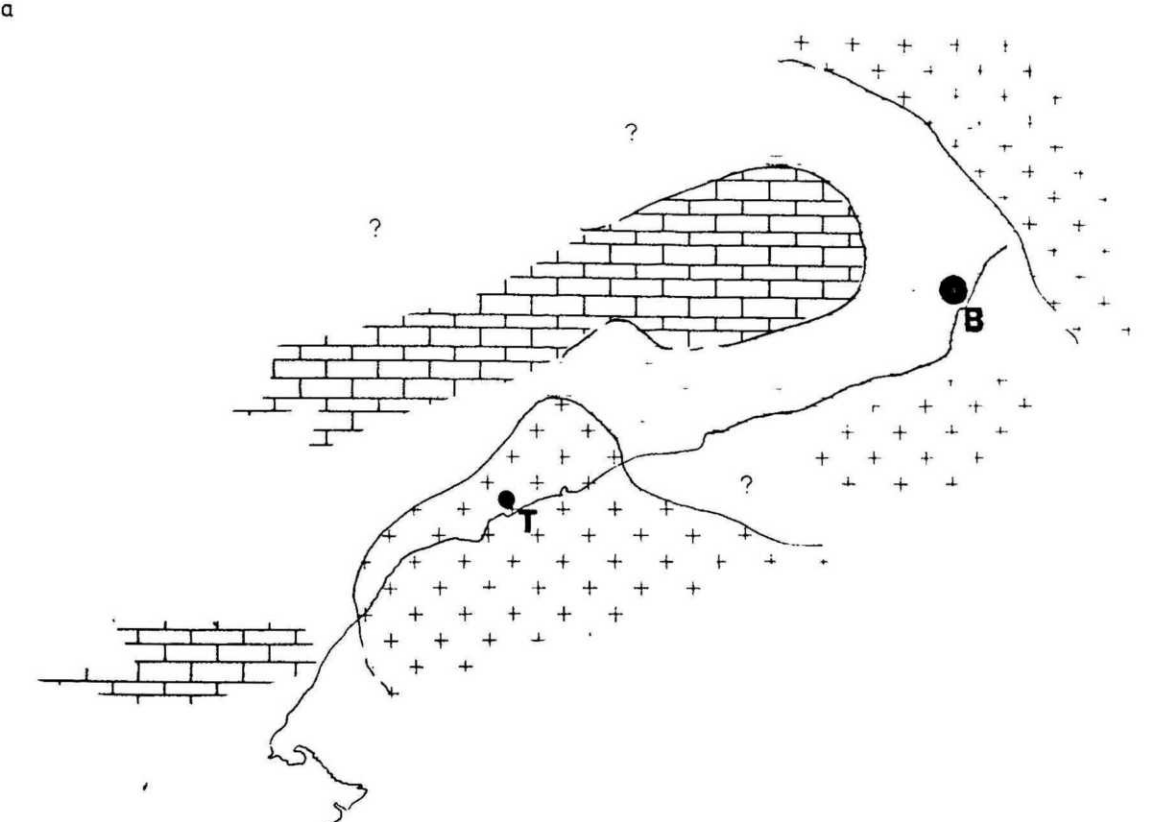
BASADAS EN LA SINTESIS DEL I.G.M.E. (1.972)
CON ALGUNAS MODIFICACIONES.

LAM. 11

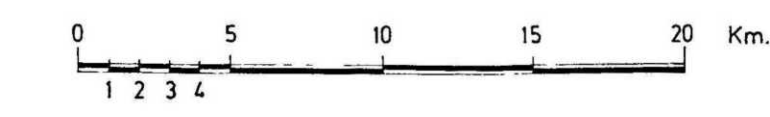


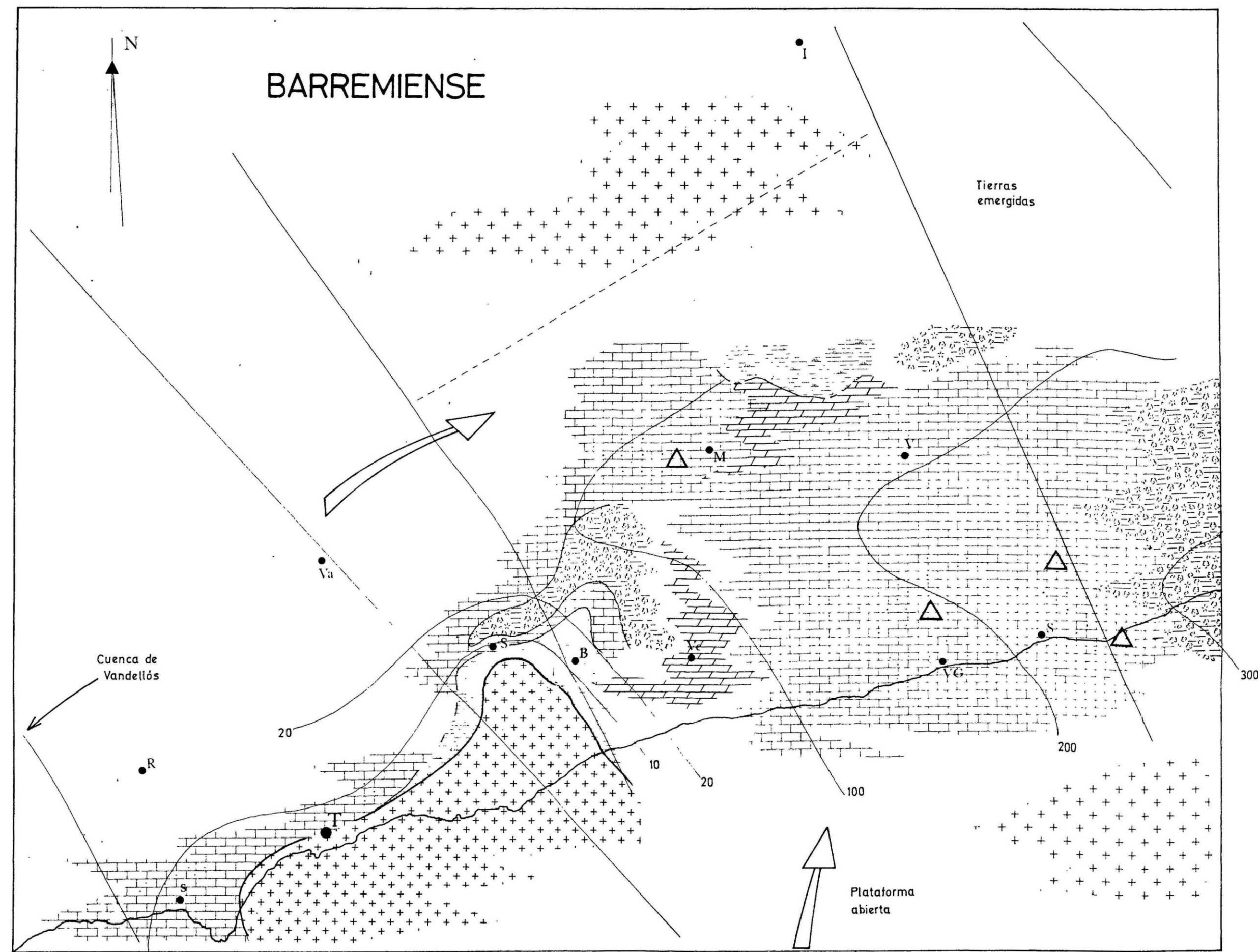


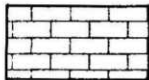
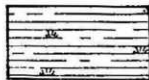
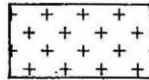
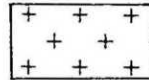
-  Algal-mat estromatolítico de ORTONELLA fétido y evaporítico. Interlitoral - Supralitoral
-  Algal-mat estromatolítico dolomitizado
-  Calizas laminadas, algal-mat Interlitoral - Sublitoral
-  Algal-mat con "STROMATACTIS" y oncolitos Interlitoral - Sublitoral
-  Wackestones a Grainstones masivos Sublitoral
-  Zonas emergidas



LAM. 13

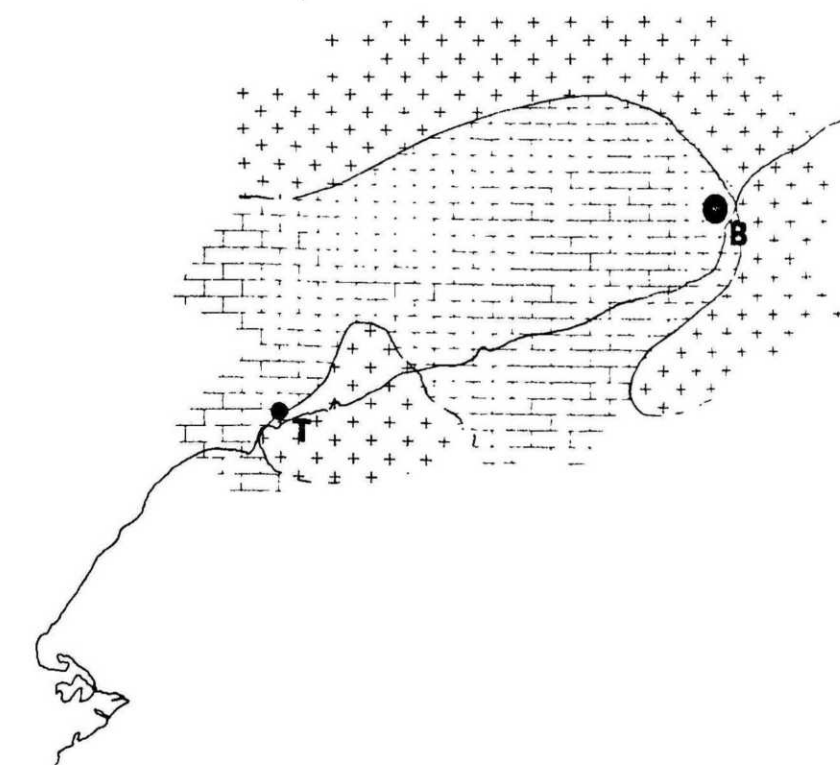


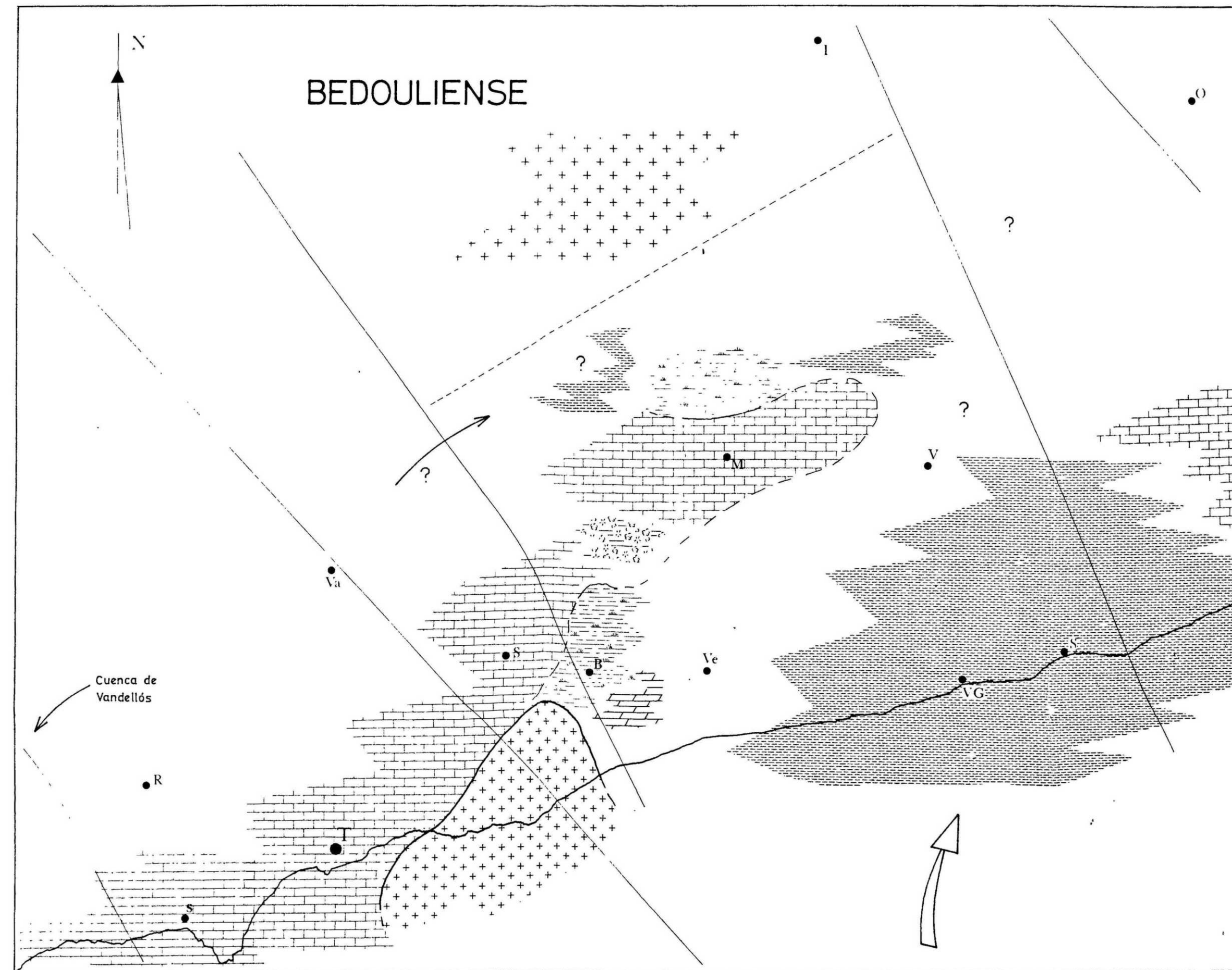


- | | | |
|--|---|---|
|  | Mud-banks de Rudistas y facies asociadas |  Patch-reef |
|  | Facies de agua dulce
Calizas masivas con charáceas |  BACCINELLA |
|  | Bancos dolomíticos |  Grainstones |
|  | Facies detriticas rojizas
Playas coralinas | |
|  | Zonas emergidas ó
escasa sedimentación | |
|  | Zonas emergidas
hipotéticas | |

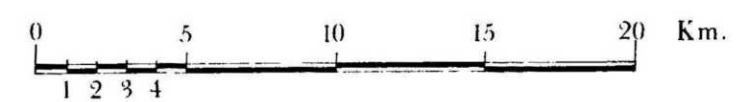
LAM. 14

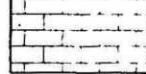
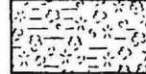
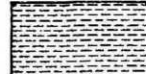
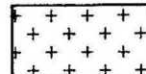
0 5 10 15 20 Km.
1 2 3 4

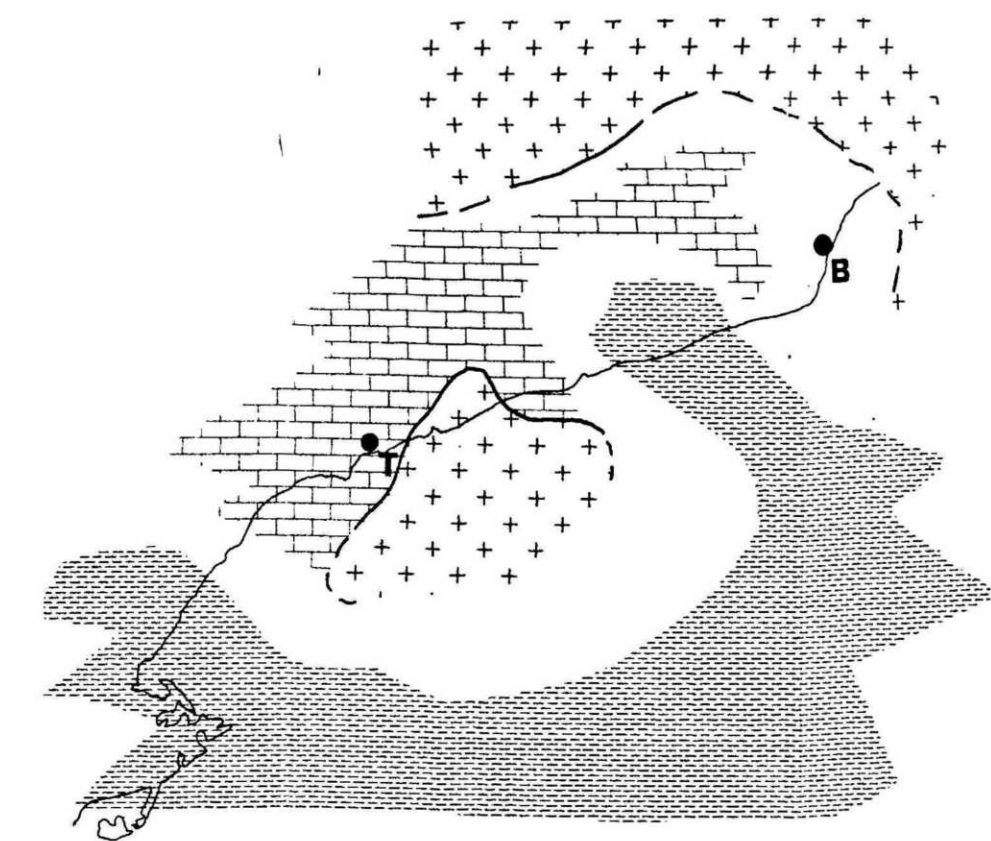




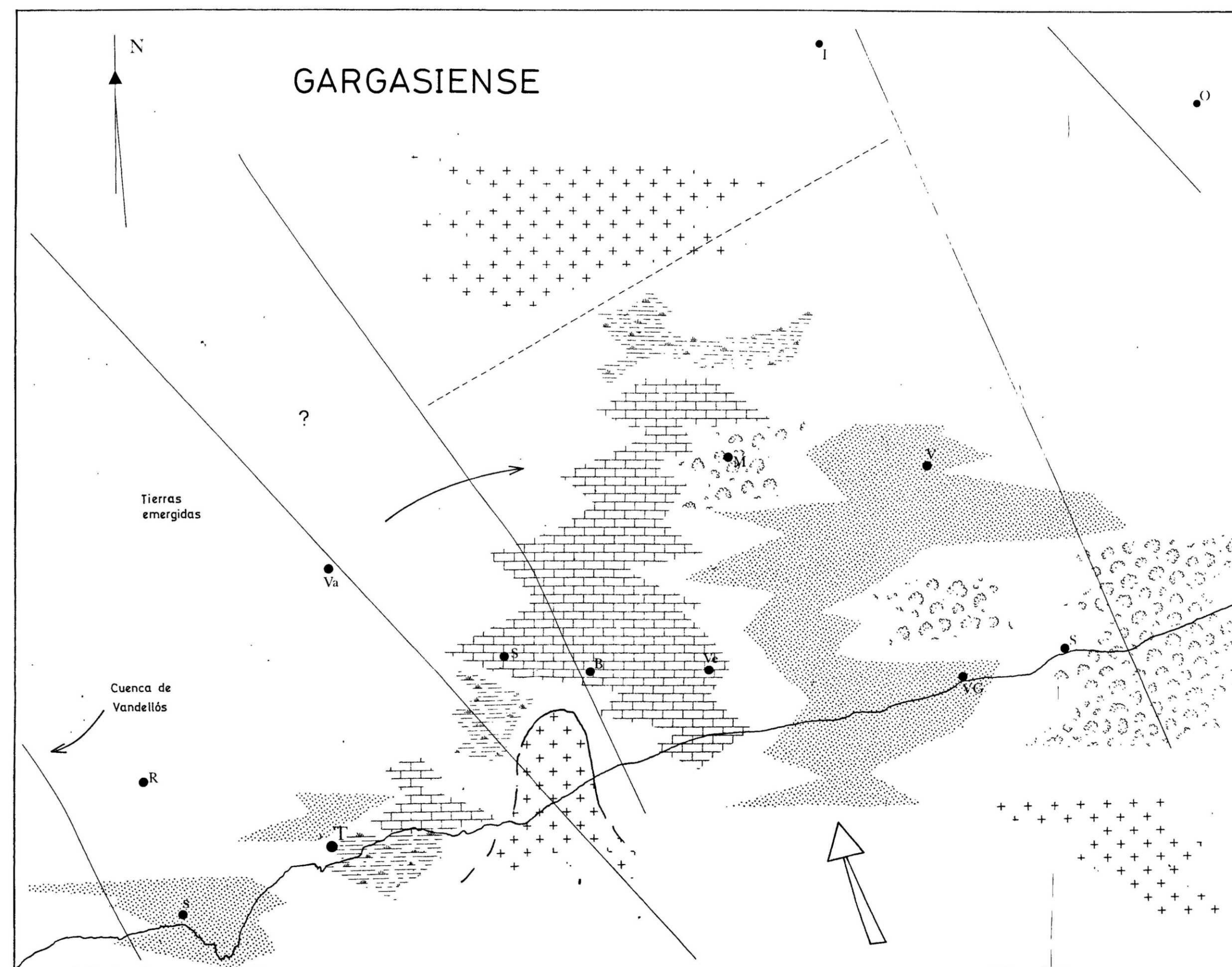
LAM. 15



-  Mud-banks de Rudistas
-  Facies de agua dulce
-  Bancos dolomíticos
-  Alternancia de arcillitas pardas terrígenas y calcarenitas coralinas
-  Margas y margocalizas
Facies de aguas "más profundas"
-  Zonas emergidas

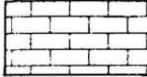
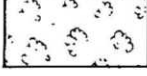
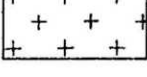


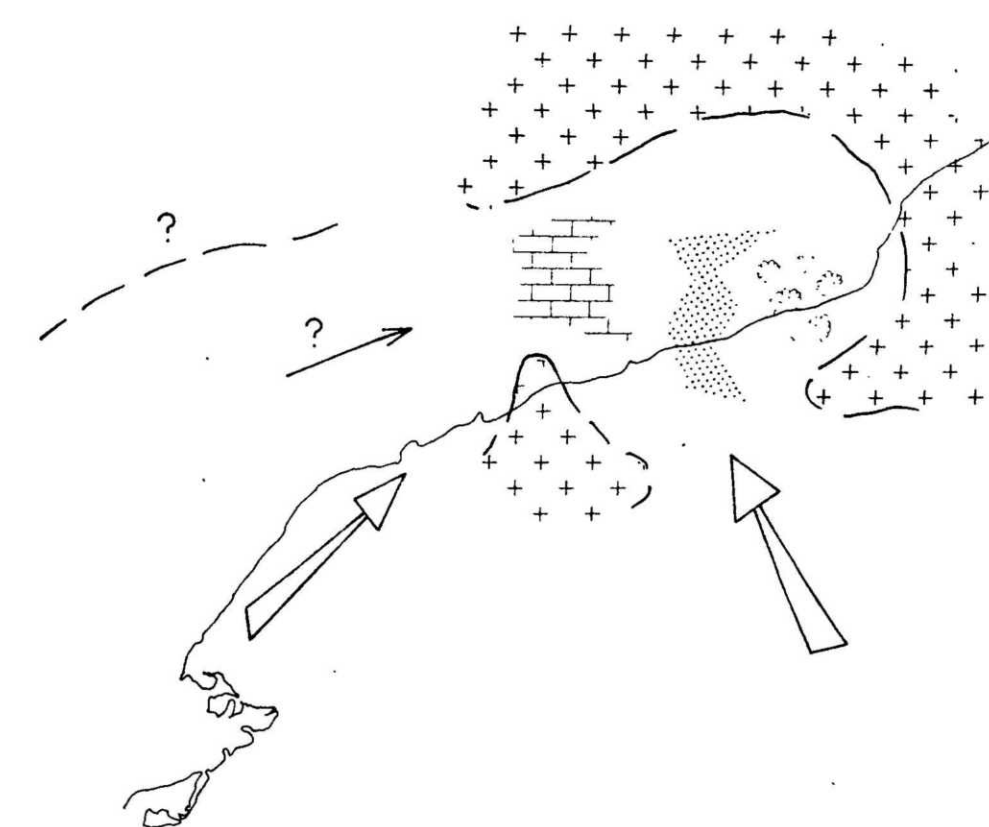
GARGASIENSE

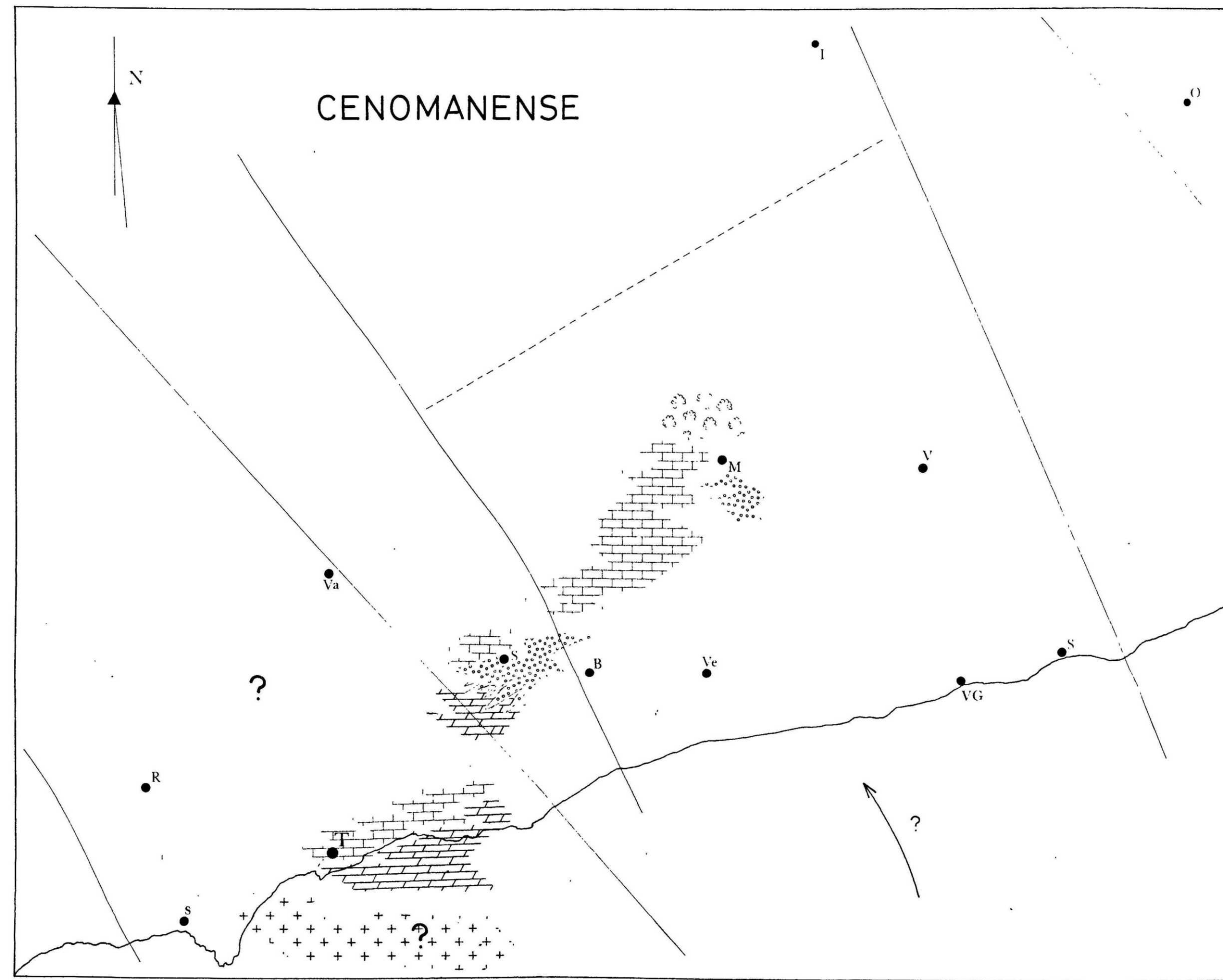


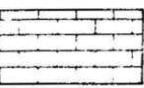
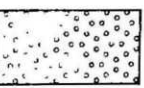
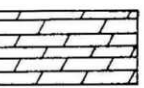
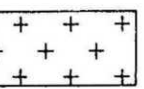
LAM. 16

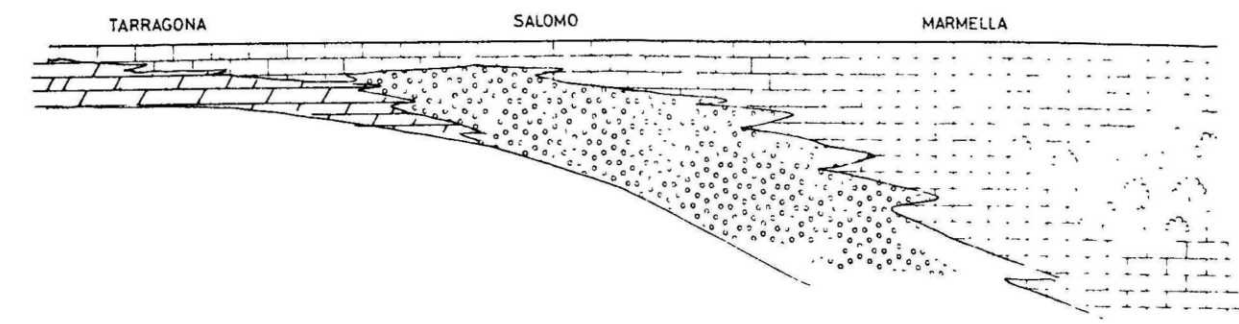
0 5 10 15 20 Km.
1 2 3 4

-  Mud-banks de Rudistas
-  Grainstones calcareníticos y oolíticos
-  Patch-reefs de Estromatopóridos
-  Facies terrígenas rojas con grainstones tableados
-  Tierras emergidas

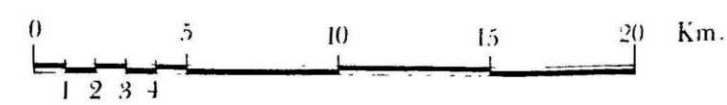




-  Arrecife coralino
-  Mud-bank de Rudistas y Alveolínidos
-  Facies oolíticas
-  Bancos dolomíticos a partir de los dos anteriores
-  Tierras emergidas hipotéticas



LAM. 17



SÍMBOLOS UTILIZADOS EN LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

	Ammonites		Belemnites
	Braquiópodos		Equínidos
	Bivalvos		Briozoos
	Corales		Rudistas
	Gasterópodos		Esponjas
	Alveolínidos		Orbitolínidos
	Miliólidos		Foraminíferos
	Forams. planctónicos		"Filamentos"
	Codiáceas		Dasycladáceas
	Charáceas		Ostrácodos
	Microcodium		Algal-mat
	Burrowing		Pisolitos
	Oolitos		"Hard-ground"
	Discordancia angular		Sílex
	Yeso-anhidrita		Glaucionita
	Oolitostroma		Fractura
	Cubierto		Conglomerados
	Traslación		Arenitas
	Limolitas		Arcillitas
	Calizas		Margas
	Calizas lacustres s.l.		Fauna resedimentada
	Dolomías		