

R = 24.474

2/531

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

**GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, EN LA
TRANSVERSAL DE ELCHE DE LA SIERRA Y
SECTORES ADYACENTES
(Provincias de Albacete y Murcia)**

TOMO I

L. JEREZ MIR

R=24.474

2/85₂

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

**GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, EN LA
TRANSVERSAL DE ELCHE DE LA SIERRA Y
SECTORES ADYACENTES
(Provincias de Albacete y Murcia)**

T O M O I I

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento 613428160
N.º Copia 15374919

L. JEREZ MIR

A Faly

a mis padres

a Maria José y Luis Miguel

ESTRATIGRAFIA

PALEOGENO

GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, EN LA TRANSVERSAL DE ELCHE DE LA SIERRA

Y SECTORES ADYACENTES

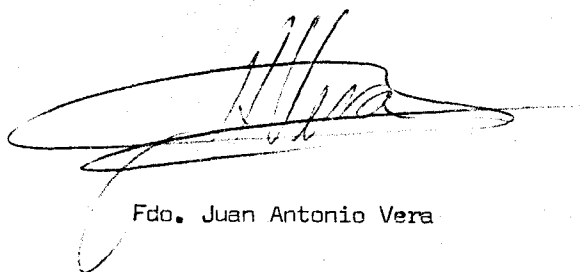
Provincias de Albacete y Murcia

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento <u>613428160</u>
N.º Copia <u>215374877</u>

JUAN ANTONIO VERA TORRES,
PROFESOR AGREGADO Y JEFE
DEL DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA:

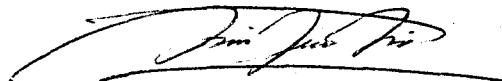
CERTIFICA: Que este trabajo constituye la Tesis Doctoral de D. Luis JEREZ MIR, que ha sido realizado bajo mi dirección.

Y para que conste a los efectos oportunos lo firmo en Granada a día veinte de marzo de mil novecientos setenta y tres



Fdo. Juan Antonio Vera

Trabajo que presenta el Licenciado D. Luis JEREZ MIR, para aspirar al Título y Grado de Doctor en Ciencias, Sección de Geología.
Granada 20 de marzo 1973



Fdo: Luis Jerez Mir

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias

Fecha 30 MAR 1973

ENTRADA NUM. 1544

V. IV. - EL PALEOGENO

V. IV. 1. - GENERALIDADES

Se denominará Paleógeno, o Nummulítico en sentido lato, al conjunto de dos formaciones, la inferior marina y la superior marino lagunal, que comprenden el Eoceno y el Oligoceno.

LA FORMACION MARINA INFERIOR, comprende un Paleoceno basal y un Nummulítico en sentido estricto muy bien datados por lo general.

LA FORMACION MARINO-LAGUNAL SUPERIOR, no presenta siempre (en todos sus niveles) faunas características. No obstante, en su conjunto, queda bien datada entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense inferior.

Las series de ambas formaciones no aparecen sino en los sectores centro-meridionales del Dominio Prebético Interno.

Sobre el Dominio Prebético Externo, no sólo no existen -- vestigios de series eocenas u oligocenas, sino que todos los hechos parecen indicar, además, la falta de su depósito original. Tal sugieren 1º) la ausencia de materiales paleógenos en los cantos de los conglomerados neógenos de las áreas que se sitúan al Norte de los afloramientos actuales de las series; 2º) la rápida disminución de espesor hacia el Norte de las mismas series; 3º) el avanzado proceso de erosión postmesozoica y preneógena en el DOMINIO PREBETICO EXTERNO, que sugiere una emersión generalizada del mismo al final del Mesozoico, etc.,.

En los sectores más septentrionales del DOMINIO PREBETICO INTERNO, pudiera haber existido depósito durante el Paleógeno, pero en todo caso con series de espesor moderado. Tal se deduciría de la evolución del conjunto de los espesores en las series que en la actualidad existen más al Sur.

En los sectores centrales del DOMINIO PREBETICO INTERNO, por lo general, sólo estaría representada parte de la formación marina inferior, esto es el Paleoceno, con facies exclusivamente carbonatada, y con Nummulites sólo hacia los niveles superiores de la serie. Sólo en series relativamente meridionales de estos sectores centrales del DOMINIO PREBETICO INTERNO, sobre las series carbonatadas eocenas de potencia reducida se conservan, también con espesor moderado, los términos litológicos de la formación marino lagunal superior (Oligoceno superior - extrema base del Aquitaniense inferior).

I N D I C E

	Pág.
I.- INTRODUCCION.....	1
I.1.- Objetivos.....	3
I.2.- Métodos.....	4
I.3.- Agradecimientos.....	5
II.- LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA.....	9
II.1.- Localización Geográfica.....	11
II.2.- Localización Geológica y Grandes Unidades Representadas.....	11
II.2.1.- Rasgos generales y subdivisión de -- las Cordilleras Béticas.....	11
II.2.2.- Unidades de las Cordilleras Béticas representadas en este trabajo.....	22
III.- ANTECEDENTES.....	25
III.1.- Sobre la Zona Prebética en general.....	27
III.2.- Sobre las Unidades Intermedias.....	30
III.3.- Sobre el Subbético localizado en la región inmediata a la estudiada.....	33
III.4.- Sobre la región estudiada.....	34
IV.- PUNTUALIZACIONES Y CONSIDERACIONES DEL AUTOR SOBRE LA REGION ESTUDIADA CONSIDERADA EN EL CONTEXTO GENERAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.....	39
IV.1.- Revisión de los conceptos y terminologías aplicados anteriormente a la Zona Prebética.....	41
IV.2.- Sobre la imposibilidad de una delimitación entre el dominio externo de la Zona Prebética y la Cordillera Ibérica al norte de la transversal Moratalla-Elche de la Sierra.....	46
V.- ESTRATIGRAFIA.....	53
V.I.- GENERALIDADES.....	55
V.I.I.- Los grandes dominios estratigráficos....	57
V.I.II.- Materiales representados. Las grandes unidades litoestratigráficas.....	58
V.II.- TRIASICO.....	63
V.II.1.- Sus facies y afloramientos.....	65
V.II.2.- Comparaciones y correlaciones con -- otras series.....	66

En los sectores Centro-Meridional y Central del Dominio Prebético Interno, esto es, al Sur del eje de las Sierras del Zacatín y de la Muela, la formación marina inferior adquiere gran espesor, e intercala importantes episodios de margas. En estos sectores el Luteciense es muy rico en arenas y gravas de cuarzo. Además, el Paleoceno presenta faunas características.

Un esquema sobre la distribución de los afloramientos de ambas formaciones se presenta en las Figs. 47, 50, 51 y 58.

Se iniciará la descripción de las series de Norte a Sur, esto es, comenzando por las de espesor más moderado, en el siguiente orden:

- Series de los Sectores Centrales del Dominio Prebético Interno.
- Series del Sector Centro-Meridional del Dominio Prebético Interno.
- Series del Sector Meridional del Dominio Prebético Interno, o serie paleógena de la Sa de la - - Puerta.

V.IV.2.- SERIES PALEOGENAS DE LOS SECTORES CENTRALES -- DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Se estudian aquí las series del Nummulítico en sentido lato situadas al Norte y a lo largo de la línea -- que, de Oeste hacia el Este, pasaría por la vertiente -- sur de la Sierra del Zacatín y por la vertiente norte y zona axial del anticlinal de la Sa de la Muela.

Se describen en este apartado las siguientes series:

- El Paleógeno en la vertiente norte de la Sa de - la Umbría de la Mata.
- El Paleógeno en la vertiente norte de la Sa de - la Muela.
- El Paleógeno en la Sa del Zacatín.

Y finalmente se hacen algunas consideraciones sobre un afloramiento de calizas con Nummulites, más septentrional aún que las series consideradas, del que no se puede asegurar si procede de un Eoceno removilizado por erosión (durante el mismo Eoceno o durante el Mioceno), dadas las circunstancias del afloramiento.

V.IV-2-A.- EL PALEOGENO EN LA Sa DE LA UMBRIA DE LA - MATA.

El corte se realiza a lo largo del Camino que, siguiendo el Barranco de Yeste, se dirige desde el Sabi--

	Pág.
V.III.- JURASICO Y CRETACICO.....	69
V.III.1.- Subdivisión en Unidades y Sectores.....	71
V.III.2.- Jurásico y Cretácico en el Dominio Pre Bético Externo.....	75
V.III.2.1.- EL COMPLEJO DOLOMITICO BASAL DEL - JURASICO.....	78
A) En el Río Mundo.....	81
B) En los Cerros del Campanillo.....	87
C) En Sierra Seca.....	90
D) En el Embalse del Cenajo.....	93
E) Los pasos laterales a calizas de - las series dolomíticas del Jurási- co basal y otras variaciones.....	97
F) Rasgos generales sobre el complejo dolomítico basal del Jurásico.....	100
V.III.2.2.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACI- CO EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL DO- MINIO PREBETICO EXTERNO.....	105
A) En la Sierra de Peñas Rubias (con serie tipo para el Oxford. sup.)....	107
B) Entre Fuente del Taif, Loma Carras ca y Mte. Garzón.....	114
C) En las escamas comprendidas entre la Sierra de Peñas Rubias y el Río Segura.....	120
D) Entre el Río Segura y la Sierra de la Solana.....	125
E) <u>Rasgos generales sobre el Jurásico y Cretácico en el Sector Occiden-- tal.....</u>	136
V.III.2.3.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACI- CO EN EL SECTOR CENTRAL DEL DOMI-- NIO PREBETICO EXTERNO.....	143
A) En Elche de la Sierra.....	146
B) Entre Monte Buñuelos y el Cerrón - de Gamella.....	156
C) En las escamas comprendidas entre Vicorto, la Sierra de la Solana de la Abeja, y el Río Segura.....	159
D) En el Monte Hierro.....	163
E) En el Collado de los Lobos.....	168
F) En la Sierra de Cabeza Llana.....	174
G) En las Sierras Seca y de los Donce les.....	184
H) En la Sierra del Baladre.....	190
I) <u>Rasgos generales de las series Ju- rásicas y Cretácicas en el Sector Dentral.....</u>	191

nar a Letur.

La serie se presenta constituida únicamente por la formación marina inferior, que tampoco estaría completamente representada en estas latitudes.

Por el contrario, la formación marino-lagunal superior pudiera no haberse depositado o en todo caso se habría erosionado previamente al depósito de los materiales miocenos.

La formación marina inferior diferencia los siguientes términos litológicos (Figs 50 y 54).

PALEOCENO INFERIOR (?)

TRAMO 1.- 25 a 30 metros de calizas muy bien estratificadas, en bancos del orden de 0,05 a 0,3 metros, de color blanco, algo grisáceo en superficie, y beige en fresco. Textura de biomicriritas con esparita. En algunos niveles están recristalizadas en grano fino. Al contrario que las del tramo superior, con compactas y duras al golpearlas con el martillo.

Las impurezas terrígenas son notablemente escasas. El cuarzo, en tamaño limo, se presenta en porcentajes del 1% al 2%, y en ningún caso parece superior al 5%.

En conjunto, contienen más o menos frecuentes y abundantes, Miólidos, Lithothamnium sp., Pseudolithamnium sp., Cibicides sp., Halimeda sp., Microcodium sp., Globigerínidos, restos de Equinodermos, Lamelibranquios, y Briozoos.

TRAMO 2.- 25 a 30 metros. Calizas de características muy afines a las anteriores, salvo en la intercalación tanto más frecuente hacia el techo de bancos progresivamente más gruesos entre otros más delgados. La textura sigue siendo de grano fino, biomicriritas con esparita.

Contienen abundantes restos de Equinodermos, Lamelibranquios, Briozoos, frecuentes Melobesias, Ostrácodos, Cibicides sp., y Microcodium sp.

TRAMO 3.- 65 a 70 metros. Calizas masivas, muy blancas, de aspecto sacaroideo al golpear con el martillo y pulverizarse fácilmente. Prestan al relieve un escarpe relativamente fuerte. Su aspecto externo es muy semejante a las calizas masivas que en las descripciones anteriores se han atribuido al Coniaciense. Se diferencian de aquellas en su biofacies, además de en la distinta posición estratigráfica relativa, que no da lugar a dudas.

	Pág.
V.III.2.4.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.....	199
A) En Sierra Maraña y Cerro del Algi-be.....	201
B) En la Sierra de Cubillas.....	209
C) En el Cerro de los Gamonares.....	213
D) <u>Rasgos generales de las series Jurásicas y Cretácicas del Sector -- Centro-Meridional.....</u>	219
V.III.2.5.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR ORIENTAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.....	225
A) En la Sierra de Enmedio y Serrata de la Rá.....	227
B) En las Sierras del Candil y de las Cabras.....	234
C) En los Cerros de la Umbria e inmediaciones.....	236
D) En el lado oriental del Embalse de Camarillas.....	236
E) En la Melera.....	238
F) <u>Rasgos generales de las series Jurásicas y Cretácicas del Sector -- Oriental.....</u>	245
V.III.2.6.- RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE EL JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.....	251
A) Diferencias fundamentales entre -- las series de los distintos sectores.....	251
B) Características de conjunto.....	252
V.III.3.- JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO INTERNO.....	261
V.III.3.1.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.....	264
A) En las inmediaciones de la localidad de Peñarrubia.....	265
B) Entre Letur y Socovos.....	279
C) <u>Rasgos Generales.....</u>	283
V.III.3.2.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRO-SEPTENTRIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.....	286
A) Entre Benizar y Otos.....	286
B) Entre el Canal del Taibilla y la Sierra del Vértice Geodésico Angula.....	296

Su textura pasa, progresivamente de muro a techo, de biomicritirruditas con esparita a bioesparruditas con trazas de micrita.

Contienen abundantes intraclastos, frecuentes restos de Esponjas, Equinodermos, Lamelibranquios, - Lithothamnium sp.; Pseudolithothamnium album (PFENDER), Ostrácodos, Gasterópodos, Ophthalmidium - sp., Globigerínidos, Miliólidos y Gypsina sp.

Esta fauna resulta también banal, pero siguiendo calizas de esta barra hacia el Este, se observa que no pierden continuidad ni estratigráfica ni tectónica, y al techo las mismas, en las proximidades del Cortijo de las Rejas y sobre el camino que se dirige al -- Collado del Sauco, las calizas contienen ya Alveolinas, Rotalia sp., y Nummulites.

La ausencia de fauna características en la mayor -- parte de esta serie, no permite sino una atribución cronológica indirecta, basándose en la posición estratigráfica relativa del conjunto, y en la correlación progresiva de esta serie con otras sucesivamente más meridionales.

Por las razones que más adelante serán discutidas, para el conjunto de las correlaciones, de las series paleógenas, se atribuyen al Paleoceno inferior tramo 1 y 2 de esta serie. El tramo 3, en su parte superior, podría corresponder a la parte media del -- Paleoceno superior, por las razones que serán discutidas al considerar la correlaciones entre todas -- las series Paleógenas.

V. IV-2-B.- EL PALEOGENO EN LA VERTIENTE NORTE DE LA Sª DE LA MUELA

Al Sur de las aldeas de Benizar y de La Tercia, sobre las dolomías masivas del complejo dolomítico del Cenomanense, faltando por laguna estratigráfica el resto de la serie del Cretácico superior cuyos términos vienen desapareciendo progresivamente de Oeste hacia el Este, se encuentra una serie en parte semejante a la que se -- acaba de estudiar (Fig. 67, III).

	Pág.
C) En la Sierra de los Estepares.....	300
D) <u>Rasgos generales</u>	303
V.III.3.3.- LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.....	306
A) En la Sierra de la Muela.....	306
B) En la Sierra de la Umbria de la Mata.....	322
C) En la Sierra del Zacatín.....	326
D) <u>Rasgos generales</u>	328
V.III.3.4.- LA SERIE DE LA SIERRA DE LA PUERTA O SECTOR MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.....	333
A) Consideraciones sobre la Sierra de la Puerta en el contexto geológico regional y antecedentes - sobre las series prebéticas más inmediatas.....	335
B) Relaciones entre la serie de la Sierra de la Puerta y la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla...	345
C) La serie de la Sierra de la Puerta según Paquet (1969).....	346
D) El Cretácico en el extremo occidental de la Sierra de la Puerta..	352
V.III.3.5.- RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE EL JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO INTERNO S.STR. Y - PREBETICO MERIDIONAL.....	357
A) Diferencias y analogías entre el Prebético externo y el Prebético interno.....	357
B) Diferencias y analogías entre el Prebético interno s.str. y el -- Prebético meridional o Unidad intermedia de la Sierra de la Puerta.....	358
C) <u>Características de conjunto y correlaciones entre las series del Prebético interno</u>	358
V.III.4.- EL CRETACICO EN LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA, O SUBBETICO EXTERNO.....	369
V.III.4.1.- Sus afloramientos y materiales -	

De muro a techo se observan:

B1) "FORMACION MARINA"

PALEOCENO INF.

TRAMO 1.- 10 a 15 metros de calizas masivas, blancas, recristalizadas de modo difuso y con aspecto semejante a las calizas del tramo 3 de la serie anterior. Su textura de biomicritas y bioesparitas resulta también análoga.

Estas calizas han librado, más o menos frecuentes restos de Lamelibranquios, Equinodermos, Melobesias, Rotalia sp., Globorotalia sp., Globorotalias con quilla, y Miscellanea sp.

TRAMO 2.- 40 a 50 metros de calizas organógenas, blanquecinas, estratificadas en bancos gruesos o semimasivos. La textura varía entre biomicrínruditas, bioesparruditas, a veces con micrita, e intraesparruditas.

Contienen una abundante y variada fauna de Melobesias, Equinodermos, Lamelibranquios, Alveolinas, Nummulites sp., Rotalia sp., Orbitolites sp., (algunos), Miliólidos, Discocyclina sp., Operculina sp., Asterodiscus sp., Rotálidos, Cibicides sp., Valvulina sp., y Globigerínidos

El conjunto de los episodios 1 y 2 parece corresponder por sus características lito y bioestratigráficas al tramo 3 de la serie de la S^a de Umbría de la Mata, descrita anteriormente.

Parecen pues faltar en esta serie los términos litológicos de base, correspondientes a los tramos 1 y 2 de la serie anterior. Tal hecho pudiera estar relacionado con una ampliación de la laguna estratigráfica constatada en el Cretácico superior, que alcanzaría también al Paleoceno inferior, en la vertiente norte de la S^a de la Muela donde se define esta serie.

TRAMO 3.- 3 a 5 metros de calizas arenosas. Textura de intraesparruditas arenosas, con porcentajes de arena de cuarzo comprendido entre el 10% y el 25%.

	Pág.
representados.....	371
A) En la Sierra del Cerezo.....	372
B) En las inmediaciones de Moratalla.....	373
C) Al S y SE de la Sierra de los Alamos.....	374
D) En el Puntal de la Sierra del Carreño.....	374
E) Al S de El Sabinar y al NO de la Serrata de la Torre.....	375
F) Al NE de la Serrata de la Torre...	376
G) Al S de la Serrata de la Torre....	377
H) Al S de la Sierra de la Puerta....	378
V.III.4.2.- Conclusiones sobre la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla.....	379
V.III.5.- EL JURASICO EN EL SUBBETICO FRONTAL... 381	
V.III.5.1.- Características generales de la serie.....	381
V.III.5.2.- Términos de la serie representados en el área cartografiada.....	385
A) En el isleo tectónico de la Sierra del Cerezo.....	385
B) En el isleo tectónico de Almaniillas.....	385
V.III.6.- RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE LA ESTADIGRAFIA DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL AREA ESTUDIADA.....	387
V.IV.- EL PALEOGENO.....	393
V.IV.1.- GENERALIDADES.....	395
V.IV.2.- SERIES PALEOGENAS DE LOS SECTORES CENTRALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO... 396	
A) En la Sierra de la Umbria de la Mata... 396	
B) En la vertiente norte de la Sierra de la Muela.....	398
C) En la Sierra del Zacatin.....	401
D) Datos sobre un afloramiento más septentrional.....	403
E) Rasgos generales de las series más septentrionales del Paleógeno.....	404
V.IV.3.- EL PALEOGENO DEL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO... 405	
A) En las inmediaciones de la cortijada de El Campanero.....	406

Han librado frecuentes y mal conservados restos de Miliólidos, Ostrácodos, Nummulites sp., Glomospira sp., Gypsina sp., Alveolina sp., Melobesia, y Briozoos.

Este episodio no se encuentra bien representado más que hacia el Oeste, en la vertiente Sur de la S^a del Zacatín bajo los materiales del Oligeno. Por lo general, falta este episodio en la -- vertiente norte de la S^a de la Muela, mientras que hacia la -- vertiente sur de la misma, se observa como adquiere progresi-- va importancia y espesor.

B2) FORMACION MARINO-LAGUNAL (Oligoceno -- Aquitaniense basal)

En esta serie de la vertiente norte de la S^a de la Muela, esta formación cuenta con un espesor relativamente moderado, con respecto a otras series más meridionales que -- serían descritas con más detalle (Fig. 50 y 55)

Dicha formación está bien representada en el flanco norte del anticlinal de la Muela, a un lado y a otro del Camino que desde Benizar cruza la Sierra hacia el Sabinar. Aquí, en las inmediaciones de Benizar-La Tercia, no supera los 60 metros de potencia.

Esta formación se sitúa peniconcordantemente sobre el Nummulítico antes definido, y sobre la misma vienen en discordancia los materiales del Mioceno marino.

Se compone de una alternancia de calizas microcristalinas y margas, muy bien estratificadas, y de colores blancos y grises. Rompiendo la monotonía litológica de -- la serie, se intercalan algunos episodios de niveles o tramos rojos, de arcillas arenosas con gravas de cuarzo.

Una muestra de uno de estos niveles de marcada influencia continental, resulta una arenisca con un 50% de cuarzo, y cemento carbonatado con textura de esparita. Contiene abundante óxidos de hierro, que presta el color rojizo.

Las calizas, más o menos organógenas, y con texturas de micritas, biomicritas con esparita y bioesparitas con micrita, contienen abundantes intraclastos, junto con Optalmídidos, Rotalina sp., Dendritina sp., Ostrácodos, pequeños Globigerínidos, y Globigerínidos embrionarios, Rhapydinina sp., Miliólidos entre ellos Austrotrillina sp., Melobesias, Gasterópodos, oogónios de Charáceas y esférulas.

	Pág.
B) En el Camino de Somogil.....	413
C) En la extremidad occidental de la Sierra del Cerezo.....	419
D) Al SE del Cerro Almanillas.....	425
E) <u>Rasgos generales de las series del Paleógeno sobre el Sector Centro-Meridional del Dominio Prebético interno...</u>	426
V.VI.4.- EL PALEOGENO DEL SECTOR MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO. PREBETICO MERIDIONAL DE LA SIERRA DE LA PUERTA...	427
A) El Paleógeno de la Sa. de la Puerta - según Paquet (1969).....	428
B) Datos complementarios en la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta.....	432
C) <u>Rasgos generales e hipótesis</u>	435
V.IV.5.- RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE EL PALEOGENO DE LA REGION ESTUDIADA. CORRELACIONES ENTRE LAS SERIES DESCRITAS.....	436
V.V.- NEOGENO	443
V.V.1.- EL PROBLEMA DE LA CRONOLOGIA DEL NEOGENO EN LAS FACIES MARINAS PELAGICAS.....	445
A) Breve historia sobre la zonación de los Foraminíferos pelágicos del Neógeno.....	446
B) La zonación de Bolli (1966), con las ligeras modificaciones introducidas por Postuma (1967) en su adaptación a Europa.....	449
C) La zonación de Blow (1967) y sus relaciones con respecto a la zonación de Bolli-Postuma.....	452
D) Motivos por los que se adopta la zonación de Bolli-Postuma en el presente estudio.....	458
V.V.2.- EL NEOGENO MARINO EN LA REGION ESTUDIADA.....	460
V.V.2.1.- EL NEOGENO MARINO EN LOS SECTORES MERIDIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO (Cuenca de Moratalla).....	461
A) Serie entre el Río Benamor y el Puntal de la Covacha.....	461
B) Serie en la vertiente norte de la Sierra del Cerezo.....	468

Si bien esta fauna resulta banal, la misma formación al Sur de la Sierra de la Muela, hacia la parte media - contiene fauna del Chattiense-Aquitaniense inferior, y su parte superior del Aquitaniense inferior. Resulta así muy probable, que la parte inferior pertenezca al Oligoceno-medio-superior, o toda ella al Chattiense.

V. IV-2-C.1- EL PALEOGENO EN LA Sª DEL ZACATIN

Se realiza un nuevo corte en las inmediaciones del Camino de Sabinar a Letur, que atraviesa la Sierra del Zacatín entre el vértice geodésico del Majal Alto (1.442 m) y el Collado de Letur (1.413 metros).

Sobre las calizas y margas del Senonense, cuya serie ha sido definida con antelación en la misma Sª del Zacatín, vienen los siguientes términos (Fig. 50 y 55)

C.) FORMACION MARINA

Cuenta con un espesor del orden de 130 a 150 - metros en los que no parecen estar representados más que términos del Paleoceno.

De muro a techo se observan, sobre los niveles calizos delgados de 0,2 a 0,4 metros, del Maestrichtiense (techo del tramo 3, apartado V. III-3-3-C), los siguientes términos (Fig. 55).

PALEOCENO INF. (?)

TRAMO 1.- 20 a 25 metros de calizas bien estratificadas, en las que se distinguen:

- a) 3 metros de calizas en niveles muy delgados, de 0,05 a 0,1 metros. Color beige claro. Textura de microsparita. Han dado Melobesias, Briozoos, Miliólidos, Miscellánea sp., Microcodium sp., Chiloguembelina sp., y Globigerina aff. - Triloculinooides.
- b) 4 metros de calizas semimasivas muy blancas, con textura de microsparita. Contienen Melobesias, Briozoos, Equinodermos, Anomalínidos, Lagéni-dos, Rotálidos, Textuláridos y Miscellánea sp.

	Pág.
C) Serie en el curso del Río Bena <u>mor</u>	472
D) Los niveles del Neógeno cabal <u>g</u> ados por el Nummulítico de la Sierra de la Puerta en su ex <u>tr</u> emidad occidental.....	476
E) <u>Rasgos generales</u>	478
V.V.2.2.- EL NEOGENO MARINO SOBRE LOS -- SECTORES SEPTENTRIONALES DEL -- DOMINIO PREBETICO INTERNO Y SO BRE EL DOMINIO PREBETICO EXTER NO.....	480
A) Semejanzas y diferencias del -- Neógeno marino de los sectores septentrionales del Dominio -- Prebético interno, con <u>las se</u> ries equivalentes del Dominio Prebético externo.....	480
B) El Neógeno marino sobre los -- sectores septentrionales del -- Dominio Prebético Interno (<u>des</u> cripción de series y discordan cias).....	483
C) El Neógeno marino sobre la co <u>ber</u> tera mesozoica del Dominio Prebético Externo (descripción de discordancias internas en -- las series más representativas).	489
D) Rasgos generales del Neógeno -- marino septentrional. Correla <u>ci</u> ones de conjunto con el Neógeno marino de la cuenca de <u>Mo</u> ratalla.....	502
V.V.3.- EL NEOGENO SUPERIOR EN FACIES LA-- CUSTRE CON INFLUENCIAS FLUVIALES....	505
V.V.3.1.- Su distribución regional y co <u>re</u> lación con el Mioceno Supe <u>ri</u> or Marino.....	505
V.V.3.2.- Las facies y características -- litológicas del Mioceno supe <u>ri</u> or-Plioceno.....	506
V.V.4.- PLIOCENO-CUATERNARIO	509

- c) 2 metros de calizas blancas en niveles de 0,2 a 0,5 metros. Textura de biomicritas y biomicroesparitas. Con Melobesias, Briozoos, -- Equinodermos, Miliólidos, Miscellánea sp., -- Textuláridos, Lituólidos, Lituonella sp., Microcodium sp., Dasycladáceas y Anomalfnids
- d) 12 a 15 metros semirecubiertos. Según se observa lateralmente, parece continuar una litología análoga a la anterior.

En una muestra aislada dentro de este tramo, tomada - con antelación al estudio sistemático de esta serie, se puso de manifiesto, además, la presencia de Globorotalia ehremergi (BOLLI)

PALEOCENO INF. -MEDIO (?)

TRAMO 2. - 100 a 120 metros de calizas organógenas, muy blancas y recristalizadas, en bancos muy gruesos, semimasivos o masivos, de tal modo que la estratificación se observa sólo a distancia. Se pulverizan también fácilmente al golpear - su superficie, dándoles un aspecto terroso -- sacaroideo.

- En su parte inferior, las calizas tienen texturas de microesparitas y biomicrirruditas con matriz de microesparita. Contienen abundantes intraclastos, junto con frecuentes restos de Lamelibranchios, Equinodermos, Melobesias, Miscellánea sp., Briozoos, Miliólidos, Rotálidos, Dasycladáceas y Textuláridos.
- Hacia la parte media, texturas de biomicroesparitas, biomicritas y biomicrirruditas, con matriz recristalizada en microesparita y esparita. Han dado restos banales de Equinodermos, Lamelibranchios, Briozoos, Textuláridos, Ophthalmídidos, Ostrácodos, Melobesias, algunos Rotálidos, y -- Globigerináceos, Cibícides sp., Halimeda sp. y Coralarios. La parte media culmina en la cota -- 1.422, inmediatamente al Este del Majal Alto -- (1.442 m.). Bajando hacia el SO una distancia de 1,5 km, y al Oeste del Camino de Letur a Sabinar, se estudia la parte superior del tramo.

VI.- ROCAS IGNEAS.....	511
VI.I.- GENERALIDADES SOBRE LAS ROCAS VOLCANICAS REPRESENTADAS EN LA REGION.....	513
VI.II.- RELACIONES DEL VOLCANISMO REGIONAL - CON LOS ACCIDENTES DE ZOCALO ANTIGUOS Y MODERNOS.....	514
VI.III.- DESCRIPCION DE LAS ROCAS VOLCANICAS Y DE SUS AFLORAMIENTOS.....	517
A) Jumillitas y fortunitas relacionadas con la falla de Peñarrubia a Calasparra.....	517
B) Afloramiento aislado de fortunita - próximo a la confluencia de los Ríos Mundo y Segura.....	520
C) Afloramientos de Rocas volcánicas - relacionadas con la falla de Almirante-Jumilla.....	521
VI.IV.- EDAD DE LAS ERUPCIONES VOLCANICAS.....	523
VII.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	525
VII.I.- UNIDADES REPRESENTADAS.....	527
VII.I.1.- PREBETICO EXTERNO.....	533
A) Características mecánicas de la cobertera.....	535
B) Rasgos tectónicos del conjunto..	537
C) Relaciones entre las dos unidades prebéticas externas, y de estas con la Unidad prebética interna.....	538
D) Criterios de subdivisión empleados para la descripción sistemática de las unidades prebéticas externas.....	540
VII.I.1.1.- UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO.....	545
A) Sector comprendido entre Picorzos-Fuente del Taif Elche de la Sierra-Vicorto-Cortijo de Hajar y Fernández.....	549
B) Sector comprendido entre Elche de la Sierra, el Río Mundo y el Embalse del Cenajo.....	562

- La parte superior, resulta constituida por biomicritirruditas intraclásticas, que han librado ya una fauna más caracterfstica, con Nummulites sp., Alveolina sp., Discocyclina sp., frecuentes Orbitolites sp., y Rupertia sp., abundantes Melobesias, Miliólidos, Gypsina sp., -- Operculina sp., Gypsínidos, Cibícides sp., y Textularia sp.,

A causa del recubrimiento del Mioceno en el borde meridional de la Sª del Zacatfn, para estudiar los niveles terminales de esta serie es necesario realizar observaciones complementarias en las inmediaciones del Cortijo de la Barbera, unos 500 metros más al Sur. Existe allí un afloramiento que presenta los últimos niveles del tramo 2, y sobre los mismos un reducido afloramiento de la formación marino-lagunal superior. Las calizas del techo del tramo 2, con textura de bioesparruditas - con algo de micrita, que han librado abundantes Alveolinas, Nummulites sp., Orbitolites sp., Rótálicos, Gypsínidos, Miliólidos, Melobesias, restos de Equinodermos y de Lamelibranchios

C₂) FORMACION MARINO-LAGUNAL (Oligoceno-- Aquitaniense basal)

Sobre las calizas con Nummulites y Alveolinas del techo de la formación anterior, en el Cortijo de la Barbera, vienen unas decenas de metros de las facies marino-lagunal superior.

Los caracteres de microfacies son análogos a los definidos en la vertiente norte de la Sª de la Muela, donde está mejor representada.

V. IV-2-D. - DATOS SOBRE UN AFLORAMIENTO DE UN PROBABLE EOCENO MARINO, MÁS AL NORTE DE LAS SERIE S DESCRITAS EN LOS SECTORES CENTRALES DEL DOMINIO PRÉBÉTICO INTERNO

Unos 500 metros al NO de las Ruinas de la Casa del Contador, en la esquina NO de la Hoja de Moratalla, y también al NO de las Sierras de Estepares y de la Angula, sobre las calizas y margocalizas del Senonense marino, vienen unos metros de calizas muy derrubiadas con Nummulites, y sobre las mismas, vienen las calizas del Mioceno marino.

	Pág.
C) Sector comprendido entre F ^é rez, la Sierra de los Donceles, el Embalse del Cenajo, y el Embalse de Camarillas.....	570
D) Pliegues por acomodación a bloques mesozoicos <u>sub</u> yacentes en el Mioceno superior lacustre.....	580
E) Rasgos generales sobre la estructura de la unidad beti-ibérica del <u>Pre</u> bético externo.....	581
VII.I.1.2.- UNIDAD BETICA DEL <u>PREBE</u> -TICO EXTERNO.....	585
A) Sistema de pliegues y <u>fa</u> llas de la Sierra de Cabeza Llana.....	587
B) Sistema de pliegues y <u>fa</u> llas entre la Sierra de la Rá y la Sierra de Enmedio.....	590
C) Sistema de pliegues y <u>es</u> camas entre la Sierra del vértice Cabras y la Sierra del Candil.....	592
D) Alineación diapírica entre Quijonate y el Morrón de Jumilla.....	598
E) Sistema de pliegues y <u>fa</u> llas entre Cerros de la Umbría, Casa Lorenzo, y la Melera.....	598
F) Rasgos generales sobre la estructura de la Unidad bética del <u>Prebético</u> externo en el área estudiada.....	600
VII.I.2.- <u>PREBETICO</u> INTERNO.....	607
VII.I.2.1.- GENERALIDADES.....	609
A) Características mecánicas de la cobertera.....	609
B) Rasgos tectónicos de <u>con</u> junto.....	611

Rodeando el contacto del afloramiento, entre las calizas senonenses y las del Mioceno inferior, se constatan con cierta dificultad debido al recubrimiento, - unos niveles in situ, y otras veces sus cantos en el coluvial, de calizas que han librado Nummulites sp., Alveolina sp., Equinodermos, Melobesias, Gypsina sp., Miliólidos y Epilithon sp.

Estas calizas contienen escasas proporciones de arena fina de cuarzo, del 1 al 3% y, según se ha visto, la misma microfacies de los niveles superiores de la serie marina del Paleógeno de las Sierras de la Umbría de la Mata y del Zacatín.

Sin embargo estas calizas contienen algunos restos rodados de las calizas del Senonense infrayacente en la serie, y como por otra parte las calizas del Mioceno que vienen al techo contienen una microfacies relativamente semejante (con Melobesias, Briozoos, Equinodermos, Gypsínidos, etc) pudiera pensarse que estas calizas correspondieran también al Mioceno, y que los Nummulites y Alveolinas que contienen fuesen rodados o removilizados de un depósito original que habría sido erosionado al igual que se ha removilizado en parte la serie del Senonense infrayacente.

Esta hipótesis contraria a la atribución al Paleógeno de estos niveles con Nummulites y Alveolinas, que daría rebatida por el hecho de que, cuando comienzan los niveles claramente definidos como Mioceno, contienen estos altos porcentajes de arena de cuarzo, superiores al 20%. Por otra parte estas calizas no contienen ya vestigios rodados del Eoceno. En consecuencia, a pesar de la similitud de las series antes descritas y de estos mismos niveles, y a pesar de la representación exígua de los mismos, me inclino a atribuir al Paleógeno las calizas con Nummulites y Alveolinas en cuestión.

V. IV-2-E.- RASGOS GENERALES DE LAS SERIES MAS SEPTENTRIONALES DEL PALEOGENO.

Las series paleógenas de los sectores centrales y septentrionales del Dominio Prebético Interno, según los caracteres que se acaban de definir, presentan - unos rasgos muy comunes.

Tales son la ausencia casi total de impurezas terrígenas en la formación marina inferior, el reducido espesor del conjunto, y la presencia de una formación marino-lagunal al techo, cuyos caracteres son afines a los de la misma formación en sectores más meridionales.

La formación marina inferior, parece estar incompleta. Su mayor parte podría atribuirse al Paleoceno. Su parte superior, donde proliferan ya los Nummulites, Alveolinas y Orbitolites, pudiera corresponder aún al Paleoceno inferior medio.

	Pág.
VII.I.2.2.- SISTEMATICA ESTRUCTURAL DEL AREA PREBETICA INTERNA.....	614
A) Sector comprendido entre Peñarrubia, Socovos y Benizar.....	615
B) Sector comprendido entre Socovos-Benizar y la Sierra de la Muela.....	616
VII.I.2.3.- CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PREBETICA INTERNA.....	618
VII.I.3.- BREVE RESEÑA SOBRE LA DISPOSICION ESTRUCTURAL DE LAS UNIDADES INTERMEDIAS Y DEL FRENTE SUBBETICO.....	621
VII.I.3.1.- LOS TESTIGOS DE LAS UNIDADES ALOCTONAS EN EL AREA DE LA CARTOGRAFIA....	623
VII.I.3.2.- RELACION HIPOTETICA ENTRE LAS UNIDADES INTERMEDIAS DE SABINAR-MORATA Y DE LA SIERRA DE LA PUERTA.....	627
VII.II.- RELACIONES ENTRE EL ZOCALO Y COBERTERA DURANTE LA HISTORIA GEOLOGICA EN EL AREA PREBETICA DE LAS REGIONES ESTUDIADAS.....	631
VII.II.1.- RELACIONES ENTRE EL ZOCALO Y LA COBERTERA DURANTE LA ETAPA PREOROGENICA.....	633
VII.II.1.1.- Papel del zócalo en la constitución de dos regiones en la Zona Prebética.....	633
VII.II.1.2.- Constitución de umbrales en el curso de la etapa preorogénica. Sus relaciones con el zócalo o con la halocinesis del Keuper.....	636
VII.II.2.- RELACIONES ENTRE EL ZOCALO Y LA COBERTERA DURANTE LA ETAPA OROGENICA.....	650

En efecto, conviene resaltar el hecho de que las series septentrionales (Sa de la Umbría de la Mata, Sierra del Zacatín y vertiente Norte de la Sierra de la Muela), apenas comportan impurezas terrígenas superiores al 5%. Sólo en los niveles del techo aumenta visiblemente el porcentaje de arena silícea.

Este hecho es muy importante cuando se confrontan estas series con las de los sectores más meridionales (vertiente sur de la Sierra de la Muela), donde el Paleógeno está bien datado. Pues, precisamente allí, los términos basales del Paleoceno apenas comportan terrígenos; éstos, comienzan a presentarse en porcentajes más elevados a partir del Ilerdiense medio, y sobre todo a partir del Cuissienense. El Luteciense contiene, además, altos porcentajes de grava silícea. Admitiendo, como parece claro, que los terrígenos del Paleógeno prebético proceden de áreas fuentes más septentrionales, resulta lógico atribuir al Paleoceno Inferior-medio las series paleógenas descritas en la Sierra del Zacatín y de la Umbría de la Mata.

Al mismo tiempo, como la formación roja del Oligoceno s. lato-Aquitaniense inferior, se apoya penicordantemente, unas veces sobre el Luteciense (Sierra del Cerezo), y otras sobre el Paleoceno inferior-medio (Cortijo de la Barbera), se deduce una discordancia a mayor escala entre ambas formaciones.

La formación marino-lagunal superior, no ha sido datada en estas series septentrionales. Pero, poco más al Sur (Sierra del Cerezo), se han encontrado argumentos paleontológicos a partir de su parte media. Su parte media, pertenecería allí al Oligoceno superior (Chattiense) - Aquitaniense inferior. Su parte superior, al Aquitaniense inferior. Su parte inferior, podría corresponder al Oligoceno medio.

V.IV-3.- EL PALEOGENO DEL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL -- DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Se estudian en este apartado, las potentes series del Paleógeno comprendidas al Sur del eje que pasa por la vertiente sur de la Sa del Zacatín y zona axial del anticlinal de la Sierra de la Muela, y al Norte del Río Benamor. (Fig. 51, cortes E, F y G).

Dadas las características extremadamente interesantes de la serie, se han realizado cortes de detalle en los lugares de mejor afloramiento de los distintos términos litológicos. Como en las series anteriores, se distinguen dos formaciones, una marina en la base y otra marino-lagunal al techo.

	Pág.
VIII.- GEOLOGIA HISTORICA Y PALEOGEOGRAFIA.....	657
VIII.I.- EL TRIASICO.....	659
VIII.II.- EL JURASICO.....	659
VIII.II.1.- LIAS.....	659
VIII.II.2.- DOGGER.....	660
VIII.II.3.- MALM.....	661
VIII.II.3.1.- Oxfordiense superior.....	662
VIII.II.3.2.- Kimmeridgiense inferior.....	664
VIII.II.3.3.- Kimmeridgiense medio.....	666
VIII.II.3.4.- Kimmeridgiense superior-Portlan-- diense.....	669
VIII.III.- EL CRETACICO.....	672
VIII.III.1.- CRETACICO INFERIOR.....	673
- Neocomiense.....	676
- Barremiense.....	676
- Aptense inferior.....	678
- Aptense superior-Albense.....	680
- Vraconiense-Cenomanense inferior.....	682
- Resumen sobre el Cretácico inferior..	683
VIII.III.2.- CRETACICO SUPERIOR.....	684
- Cenomanense.....	684
- Cenomanense-Turonense.....	684
- Coniaciense.....	687
- Senonense.....	687
VIII.IV.- TERCARIO.....	690
VIII.IV.1.- PALEOCENO INFERIOR (Thanetiense-Iler diense medio).....	690
VIII.IV.2.- PALEOCENO SUPERIOR (Ilerdiense supe- rior-Cuissienne).....	692
VIII.IV.3.- EOCENO.....	692
VIII.IV.4.- OLIGOCENO SUPERIOR (Chattiense).....	692
VIII.IV.5.- AQUITANIENSE INFERIOR-BURGALIENSE IN FERIOR.....	694
VIII.IV.6.- BURDIGALIENSE MEDIO-HELVETIENSE.....	694
VIII.IV.7.- MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO.....	697
VIII.IV.8.- PLIOCENO-CUATERNARIO.....	698
IX.- GEOLOGIA APLICADA.....	701
IX.I.- YACIMIENTOS MINERALES Y MATERIAS PRI-- MAS PARA LA CONSTRUCCION E INDUSTRIA....	703
- Yacimientos endógenos.....	703

De la formación marina inferior, o Nummulítico, se ha realizado un corte que comprende toda la serie en las inmediaciones del Cortijo del Campanero; y otro -- corte, de la parte media-superior de la misma, un poco más al Sur, en el Camino de Somogil (E y G de la fig. 51)

De la formación marino-lagunal superior, se ha -- efectuado un corte de detalle en la Sa del Cerezo (F, de la fig. 51).

Otros datos complementarios, sobre observaciones de estas dos formaciones en otros lugares del mismo -- sector, se sumarán a los anteriores.

V.IV-3-A.- SERIE DE DETALLE DE LA "FORMACION MARINA" O NUMMULITICO EN LAS INMEDIACIONES DE LA CORTIJADA DE EL CAMPANERO.

Se realiza este corte en el flanco sur del Anticlinal de la Sierra de la Muela, iniciandose al mismo justo en la salida del tunel del Canal de Taibilla, situada al Norte de una pequeña central eléctrica y de la Cortijada de El Campanero, y sobre las que vienen los primeros niveles de la "formación marino-lagunal" superior del Paleógeno.

La "formación marino-lagunal" superior del Paleógeno, no se estudiará en detalle en este lugar, debido al gran recubrimiento coluvial existente sobre su conjunto, y también porque no está representada en su totalidad, una vez que el Mioceno discordante oculta sus tramos más superiores.

Se realiza el corte de Norte a Sur.

Directamente sobre las dolomías masivas de base del complejo dolomítico Cenomanense-Turonense; faltando en este lugar las dolomías microcristalinas bien estratificadas de la parte superior del mismo complejo; y faltando también toda la serie del Coniaciense-Senonense, que se ha descrito y datado al Oeste, viene la formación marina del Paleógeno, con las siguientes características (Fig. 64):

A₁) FORMACION MARINA (Thanetiense a Luteciense)

TRAMO 1.- 20 metros semirecubiertos. En la base afloran calizas blancas, microesparitas, con Nummulites escasos Melobesias y restos de Equinodermos.

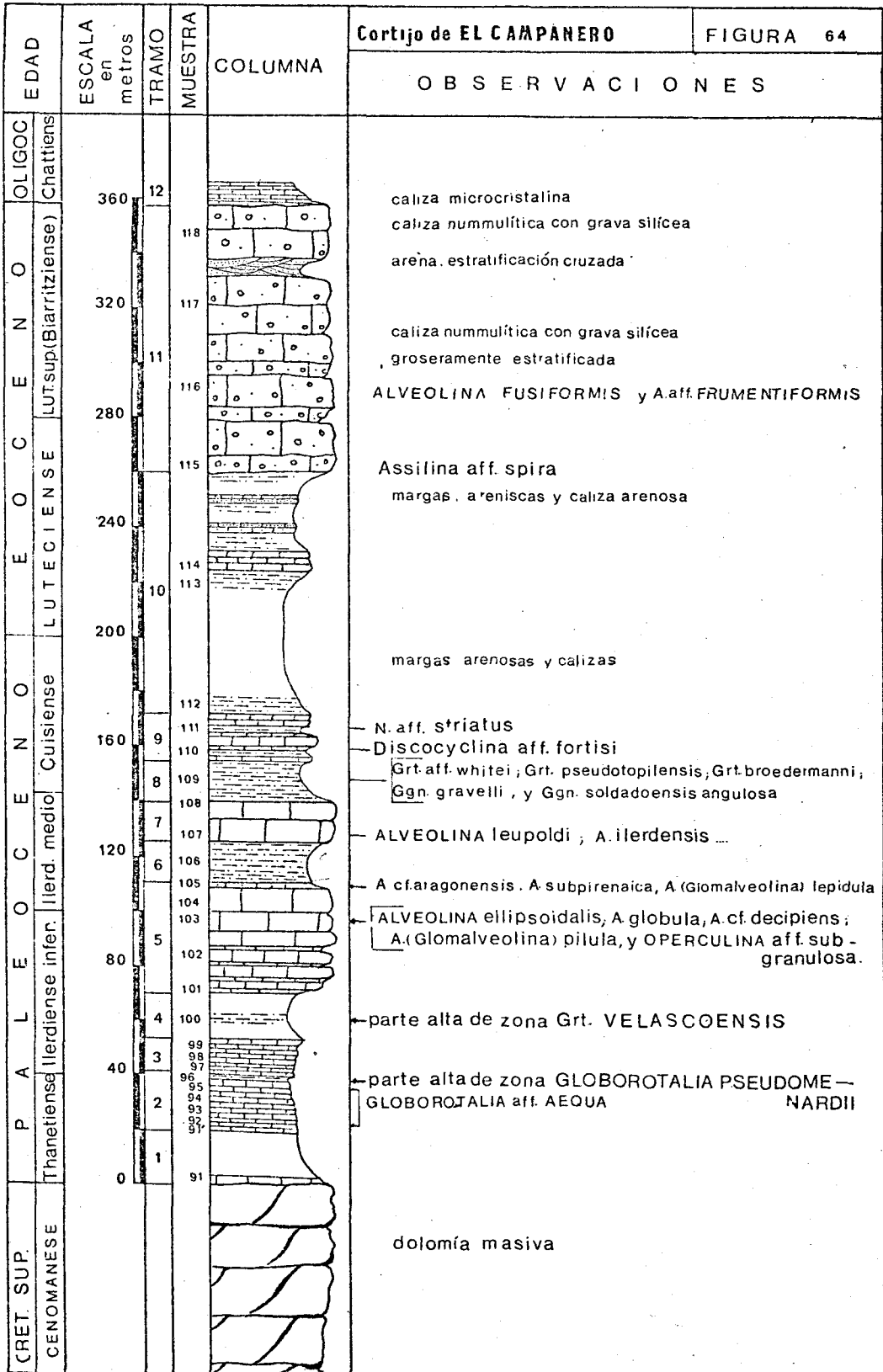
THANETIENSE

TRAMO 2.- a) 12 a 15 metros de calizas muy bien estratificadas, afectadas por diaclasas y superficies de esquistosidad. Color superficial beige pálido a blanco y gris en fresco. Textura de biomi-

	Pág.
- Yacimientos exógenos.....	704
- Materiales de construcción y materias primas para la fabricación de cementos.....	706
IX.II.- GEOLOGIA DEL PETROLEO.....	707
- Posibilidades del Prebético interno de la región estudiada.....	708
- Posibilidades en las regiones vecinas a la estudiada.....	709
IX.III.- HIDROGEOLOGIA.....	711
- Datos generales.....	711
- Características hidrogeológicas de las formaciones estratigráficas.....	712
- Posibilidades hidrogeológicas de los distintos sectores de la región estudiada.....	714
X.- RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES.....	719
X.I.- LOS DOMINIOS ESTRATIGRAFICOS, SU RELACION CON LAS DIFERENTES UNIDADES Y DE ESTAS ENTRE SI.....	721
X.II.- CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS FUNDAMENTALES.....	724
X.III.- RESUMEN SOBRE LA HISTORIA GEOLOGICA.....	725
BIBLIOGRAFIA.....	731

INDICE DE FIGURAS

Fig.- 1: Localización geográfica.....	12
Fig.- 2: Localización geológica.....	13
Fig.- 3: Hipótesis sobre las grandes Unidades de las Cordilleras Béticas.....	23
Fig.- 4: Divisiones de la Zona Prebética y nomenclaturas. Unidades intermedias.....	45
Fig.- 5: Dominios estratigráficos de la región estudiada.....	61
Fig.- 6: Afloramientos de la facies del Keuper....	60



	Pág.
Fig.- 7: Subdivisión estratigráfica de los dominios en sectores.....	73
Fig.- 8: Serie del Lias-Dogger en el Río Mundo - (Loma Fajarde).....	83
Fig.- 9: Serie del Lias-Dogger en los Cerros del Campillo.....	- -
Fig.- 10: Serie del Lias-Dogger en Sierra Seca.....	91
Fig.- 11: Distribución de afloramientos y facies del Lias-Dogger.....	101
Fig.- 12: Esquema de cambios de facies en el complejo dolomítico del Lias-Dogger.....	103
Fig.- 13: Esquema geológico en las inmediaciones de la Sa. del vértice de Peñas Rubias y perfiles geológicos A y B.....	111
Fig.- 14: Serie del Malm en la vertiente sur de - la Sierra del vértice Peñas Rubias.....	113
Fig.- 15: Mapa y perfiles geológicos al N0 de Elche de la Sierra.....	115
Fig.- 16: Mapa geológico y situación de cortes al N de la Sierra de la Solana.....	121
Fig.- 17: Serie de Cretácico inferior en facies - Weald-Utrillas en la Sa. de la Solana....	127
Fig.- 18: Granulometrias de la facies Weald-Utrillas en la Sa. de la Solana.....	129
Fig.- 19: Serie del Cretácico superior (Vertiente N de Sa. de la Solana).....	133
Fig.- 20: Sintetipo del Jurásico y Cretácico del S. occidental preb. ext.....	137
Fig.- 21: Situación de series del Sector central del preb. ext.....	147
Fig.- 22: Mapa y perfiles geológicos en las inmediaciones de E. de la Sierra.....	149
Fig.- 23: Serie del Cretácico sup. (A2. de la Anchura).....	151
Fig.- 24: Perfiles geológicos en Monte Buñuelos y Cerrón de la Gamella.....	157
Fig.- 25: Mapa y perfiles geológicos entre la Sa. de la Solana y la Abeja y Río Segura....	161
Fig.- 26: Serie del Malm en Monte Hierro.....	165
Fig.- 27: Esquema de localización y perfiles geológicos en el Collado de los Lobos.....	169

critas y micritas arenosas en la base y débilmente arenosas hacia el techo. Se determinan Equinodermos, Ostrácodos, Globorotalias, Anomalínidos, Rotálidos, Globigerinas, Melobesias, Legénidos, Textularidos, Globorotalia aff. aequa (CUSHMAN y RENZ), Asterodiscus sp., Discocyclinas, Briozoos y Bolivinas sp.

Esta asociación se atribuiría al Thanetiense- -- Ilerdiense, pero por su posición estratigráfica relativa debe pertenecer al Thanetiense.

- b) 1,2 metros de margas verdes meteorizadas a ocre amarillento. El residuo de levigación está formado por trozos de marga arenosa. Se determinan -- Equinodermos, Briozoos, Asterodiscus taramelli - SCHLUMBERGER, Globorotalia angulata WHITE, Globorotalia mckannai WHITE, Globorotalia hispidicidaris LOEBLICH Y TAPPAN, Globigerina linaperta FINLAY, Globorotalia margino dentata SUBBOTINA, Globorotalia aequa CUSHMAN Y RENZ, Globorotalia whi tei WEISS.

Esta asociación indica el Thanetiense, con la -- parte alta de la zona G. pseudomenardii.

ILERDIENSE INFERIOR

TRAMO 3.- 8 a 10 metros aproximadamente de calizas litológicamente afines a las anteriores con textura de biomicritas y micritas más o menos arenosas. Se determinan Equinodermos, Melobesias, Textularidos, Globorotalia aff. aequa CUSHMAN Y RENZ, Anomalínidos, Discocyclinas, Nummulites sp., Globorotalia aff. velascoensis (CUSHMAN), Textularidos, Globigerinas, Briozoos, Braquiopodos, Distichoplax biserialis DIETRICH, Polymorphínidos, Chiloguembelina sp. y Lagénidos.

Esta asociación pertenecería al Ilerdiense, pero por su posición estratigráfica, bajo un Ilerdiense inferior, se debe atribuir a este último.

TRAMO 4.- 20 a 25 metros de margas verdes, que afloran bien únicamente hacia la parte media. Se distinguen:

- a) 9 a 10 metros recubiertos por aluvial margoso con mezcla de coluvial.
- b) 3,5 metros de margas verdes, con Globorotalia angulata WHITE, Globorotalia aequa CUSHMAN y RENZ, Globorotalia apantesma, LOEBLICH Y TAPPAN, Globorotalia velascoensis (CUSHMAN) Globigerina mckanni (WHITE), Globanomalina sp., y Globorotalia aff. pseudotopilensis.

Esta asociación corresponde a la parte alta de -- la zona Globorotalia velascoensis, esto es, el Ilerdiense inferior

	Pág.
Fig.- 28: Mapa y situación de perfiles en las inmediaciones de la Sa. de Cabeza Llana....	179
Fig.- 29: Perfiles geológicos del Jurásico en la Sa. de Cabeza Llana.....	181
Fig.- 30: Serie del Malm en Sa. de Cabeza Llana....	183
Fig.- 31: Perfiles geológicos en Sa. Seca (Fig.10) y Sa. de los Donceles.....	186
Fig.- 32: Sintetipo del Mesozoico del S. central prebético externo.....	193
Fig.- 33: Situación de series en el Sector Centro meridional (Preb. ext.).....	203
Fig.- 34: Mapa y situación de perfiles (Inmed. -- del E. del Cenajo).....	205
Fig.- 35: Perfiles geológicos de Sa. Maraña-Cerro del Algibe (A); Sa. de Cubillas (B); y Cerro de Gamonares (C).....	207
Fig.- 36: Serie del Cret. sup. en Cerro Gamonares..	215
Fig.- 37: Sintetipo del Mesozoico en el S. Centro merid. (Preb. ext.).....	221
Fig.- 38: Situación de series en el Sector Occid. (Preb. ext.).....	229
Fig.- 39: Mapa geológico y perfiles al N. del S. Occid.....	233
Fig.- 40: Serie del Malm en la Melera.....	239
Fig.- 41: Sintetipo del Mesozoido en el S. Occid. (Preb. ext.).....	247
Fig.- 42: Resumen o sintetipo del Mesozoico de -- los sectores prebéticos externos.....	253
Fig.- 43: (a) perfil geológico y (b) mapa de situación de la serie de Peñarrubia (Preb. inter.).....	267
Fig.- 44: Serie de Peñarrubia (síntesis de la que figura en el anexo de planos con igual número).....	269
Fig.- 45: Granulometrías del Aptense superior y -- Albense en la serie de Peñarrubia.....	277
Fig.- 46: Mapa geológico de las inmediaciones de Socovos, situación y series tipo del -- Vraconiense (Prebético interno).....	281

- c) 8 metros, bajo un suelo eluvial margoso con mezcla coluvial.

TRAMO 5.- 40 metros de calizas con Nummulites. Se distinguen de muro a techo:

- a) 20 metros de biomicritas algo arenosas en la base, en bancos de hasta 2 y 3 metros de espesor separados por otros delgados, de 0,2 a 0,4 metros. Color blanco en fresco y gris claro en superficie. Se determinan Nummulites sp., Discocyclina sp., Globigerina sp., Bolivina sp., Globorotalia sp., Operculina sp., Sphaerogypsina sp., Dentalium sp., Textularidos, Anomalínidos, Briozoos, Melobesias y Equinodermos.

Por su posición extratigráfica relativa, este episodio pertenecería aún al Ilerdiense inferior.

- b) 9 a 10 metros constituyendo un paquete masivo de caliza nummulítica, de color gris claro. Textura de biomicroesparita, con Nummulites sp., Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER, A. globula HOTTINGER, A. cf. decipiens SCHWAGER, A. (Glomalveolina) pilula SCHWAGER. Operculina aff. subgranulosa D'ORBIGNY, Asterodiscus sp., Discocyclina sp., Miliolidos y Textularidos.

La asociación indicaría aún el Ilerdiense inferior.

ILERDIENSE MEDIO

- c) 10 metros constituyendo un nuevo paquete masivo de caliza nummulítica, de color gris claro. Textura de biomicroesparita. Se determinan Equinodermos, Discocyclina sp., Nummulites sp., Alveolina ellipsoidalis SCHWAGER, A. cf. decipiens SCHWAGER (?) A. c.f. Globula HOTTINGER. Esta asociación podría pertenecer ya al Ilerdiense medio.
- d) 1,2 a 1,5 metros de caliza nummulítica de color rosado finamente estratificada en niveles de unos centímetros, separados por otros igualmente delgados de margas verdes. Las calizas presentan textura de biomicritas. Se determinan Equinodermos, Discocyclina, sp., Nummulites sp., Alveolina c.f. aragonensis HOTTINGER, Alveolina subpyrenaica LEYMA A. (Glomalveolina) lepidula SCHWAGER y Operculina sp.

Esta asociación caracterizaría el Ilerdiense medio.

TRAMO 6.- 15 metros de margas verdes y tonos meteorización amarillenta, más o menos arenosas. Se determinan Gasterópodos, Alveolina sp., y Globigerina aff. linaperta FINLAY.

	Pág.
Fig.- 47: Mapa geológico de las inmediaciones de Benizar-Otos. Situación y perfiles geológicos de la serie levantada.....	287
Fig.- 48: Granulometrías de los tramos 14 y 15 de la serie de Otos.....	295
Fig.- 49: Mapa de localización y serie del Cretácico superior al Norte de Sierra de Angula.....	297
Fig.- 50: Mapa geológico de las Sierras de Angula Estepares, Umbría de la Mata y Zacatín...	301
Fig.- 51: Mapa geológico de las Sierras de la Muela y del Cerezo (a); Perfil del Jurásico y Cretácico de la Sierra de la Muela..	307
Fig.- 52: Serie del Jurásico y Cretácico inferior en la Sierra de la Muela (Preb. interno).	311
Fig.- 53: Granulometrías de los tramos 3 (A) y 16 (B) de la serie de la Muela.....	321
Fig.- 54: Serie del Cretácico superior-Paleoceno en la Sierra de Umbría de la Mata (Preb interno).....	323
Fig.- 55: Serie del Cretácico sup. y Paleoceno en la Sierra del Zacatín.....	327
Fig.- 56: Mapa esquemático de Paquet (1969); y -- sus unidades entre Calasparra y Sa. España.....	337
Fig.- 57: Corresponde a la Fig. 71 de Tesis de Paquet. Su interpretación sobre la Sierra de la Puerta.....	340
Fig.- 58: Mapa geológico de cartografía sobre foto aérea del extremo occidental de la Sierra de la Puerta.....	343
Fig.- 59: Perfiles geológicos de Paquet (1969) en la Sierra de la Puerta.....	347
Fig.- 60: Serie y perfil geológico en el extremo Oeste de la Sierra de la Puerta.....	353
Fig.- 61: Correlaciones entre las series del Cretácico inferior autóctono del Prebético interno.....	360-361
Fig.- 62: Correlaciones entre las series del Cretácico superior del Prebético interno....	364
Fig.- 63: Síntesis litoestratigráfica comparativa entre los distintos dominios sedimentarios.....	389

TRAMO 7.- 10 a 12 metros de caliza nummulítica semi-masiva. Color blanco en fresco y blanco grisáceo en superficie. Textura de biomicrita. Se determinan Melobesias, Rotálidos, Nummulites sp., Discocyclina sp., Orbitolites sp., Alveolina cf. subpirenaica LEYN o A. Ilerdensis, HOTTINGER, A. Leopoldi HOTTINGER A. c.f. aragonensis HOTTINGER y Operculina sp.

Estas asociación pertenece a la parte inferior -- del tramo, y correspondería aún al Ilerdiense medio.

En la parte superior del tramo, se determinan Alveolina sp., Operculina sp., Discocyclina sp., Nummulites sp., y Assilina sp.

ILERDIENSE SUPERIOR

El Ilerdiense superior no ha sido caracterizado - en el presente corte. Podría faltar o por el contrario, quedar representado entre la parte superior del tramo 7 y la parte inferior del tramo 8.

CUISSIENSE

TRAMO 8.- 16 metros de margas verdes, cuyo residuo de levigación está constituido por trozos de marga y arenisca. En su parte superior se determinan Discocyclina sp., Nummulites sp., Globigerina gravelli BRONNIMANN, Globorotalia aff. whitei WEISS, Globigerina soldadoensis angulosa BOLLI, Globorotalia pseudotopilensis (SUBBOTINA) y Globorotalia broedermanni CUSHMAN Y BERMUDEZ.

Esta asociación pertenecería a Cuissienne.

TRAMO 9.- 18 metros de calizas más o menos arenosas que intercalan nivelitos de arena silíceas y margas arenosas. Se distinguen,

- a) 4 a 5 metros de calizas arenosas en bancos de 0,2 a 0,5 metros, separados por nivelitos muy finos de arenas y margas arenosas de color amarillento. La textura en las calizas corresponde a biomicritas arenosas. Se determinan Nummulites sp., Discocyclinas, entre ellas D. aff. fortisi (D'ARCHIAC) y Assilina sp.
- b) 4 a 5 metros de caliza nummulítica masiva, de color blanco. Nummulites sp.
- c) 9 metros de calizas arenosas y arenas muy bien estratificadas en bancos de 0,2 a 0,4 metros, y algunos nivelitos de margas arenosas. La textura en las calizas varía entre biomicrita y biomicroesparita arenosa. Los Foramíferos se encuentran en -- mal estado de conservación. Se determinan Alveolina sp., y Nummulites aff. striatus (BRUGUIERI)

	Pág.
Fig.- 64: Serie del Paleoceno y Eoceno en la vertiente sur de la Sa. de la Muela (Cjo. de El Campanero).....	407
Fig.- 65: Serie eocena y oligocena del Camino de Somogil.....	415
Fig.- 66: Serie del Oligoceno-Aquitaniense basal en Sierra del Cerezo.....	421
Fig.- 67: Correlaciones entre las series paleocenas, eocenas y oligocenas del Prebético..	438
Fig.- 68: Cronoestratigrafía comparativa del Neógeno marino de Drogger (1956) y Stainforth (1960).....	447
Fig.- 69: Composición de equivalencias entre zonas del Oligoceno- Mioceno según sus autores.....	452-453
Fig.- 70: Propuesta de zonación de Postuma (1967).. - -	
Fig.- 71: Serie del Neógeno entre el Río Benamor y el Puntal de la Covacha.....	463
Fig.- 72: Serie del Neógeno en la vertiente norte de la Sierra del Cerezo.....	469
Fig.- 73: Serie del Neógeno en el curso del Río Benamor.....	473
Fig.- 74: Correlación entre las series neógenas de la cuenca de Moratalla.....	479
Fig.- 75: Ensayo de correlación entre una serie tipo del neógeno marino del Prebético externo y el sintetipo del Neógeno de Moratalla.....	481
Fig.- 76: Mapa de afloramientos de fortunitas y jumillitas.....	515
Fig.- 77: Unidades estructurales.....	531
Fig.- 78: Situación relativa de los sectores estructurales de la unidad beti-ibérica....	541
Fig.- 79: Sistemas A ₁ , A ₂ , A ₃ y A ₄ del "Sector A" de la U. Beti-ibérica.....	550
Fig.- 80: Sistema (A ₁) de escamas entre Picorzos y Caserio de Tobillas.....	551
Fig.- 81: Sistema (A ₂) de escamas y pliegues entre C. de Tobillas-Cjo. de Hajar y Férez.....	555

LUTECIENSE INFERIOR Y MEDIO (?)

TRAMO 10.- 90 metros aproximadamente, constituidos fundamentalmente por margas arenosas en gran parte recubiertas, intercalando ciertos episodios de calizas y arenas silíceas. Se distinguen de muro a techo.

- a) 4 a 5 metros de margas verde-amarillento, cuyo residuo de levigación queda formado por arenisca de grano fino. Se determinan Equinodermos y tubos calizos de Algas.
- b) 30 metros aproximadamente, casi totalmente recubiertos, El terreno eluvial es margoso y arenoso. Desviándose lateralmente del corte, se observan afloramientos dispersos de margas arenosas y areniscas silíceas.
- c) 18 a 20 metros, también recubiertos al parecer - sobre margas arenosas, arenas y areniscas silíceas. Meteorización a ocre-amarillento.
- d) 5 metros de arenas amarillentas y margas muy arenosas de color verdoso, cuyo residuo de levigación está constituido por trozos de arenisca de grano fino, más o menos impregnados de óxidos de hierro. No se observan fósiles.
- e) 35 a 40 metros de calizas y margas, en episodios alternantes de espesor variable entre 1 y 10 metros. Las calizas, estratificadas en bancos delgados, son de color blanco y beige claro. Textura de bioesparita. Estas calizas intercalan a su vez finos niveles de arena silícea amarillenta. Se determinan Lamelibranchios, Equinodermos, Melobesias, Solenomeris sp., Miliólidos, Rotálidos, Operculina sp., Nummulites sp., Anomalínidos, -- Textuláridos, Discocyclus sp., y Europertia sp.

LUTECIENSE SUPERIOR (Biarri tziense)

TRAMO 11.- 100 a 110 metros de calizas nummulíticas arenosas, salpicadas de grava de cuarzo y cuarcita, con algunas intercalaciones de arenas amarillentas. Se distinguen de muro a techo.

- a) 80 metros de calizas nummulíticas arenosas, con abundante grava de cuarzo y cuarcita salpicada - en la matriz calcárea. Textura de biomicroesparitas, biomicritas y micritas arenosas. Color blanco en fresco, y gris claro en superficie.
- En el tercio inferior, se determinan Equinodermos, Briozoos, Miliólidos, Rotálidos y Assilina aff. spira (DE ROISSY) Probable luteciense.

	Pág.
Fig.- 82: Sistema (A ₃) de pliegues entre la Sierra de Peña Rubia-Cabeza del Alcalde y El Alamillo.....	557
Fig.- 83: Sistema (A ₄) de fallas entre Fuente del Taif y la Cra. de Elche de la S. a Liétor.....	560
Fig.- 84: Sistemas B ₁ , B ₂ , B ₃ y B ₄ del "Sector B" de la U. Betic-ibérica.....	561
Fig.- 85: Escamas con sentidos opuestos de movimiento en las inflexiones (B ₁) N-S de Elche de la Sierra.....	564
Fig.- 86: Escamas tectónicas entre La Gamalleja y Cerros del Campillo.....	566
Fig.- 87: Pliegues y fallas entre Cerros del Campillo y el E. del Cenajo.....	569
Fig.- 88: Sistemas C ₁ , y C ₂ del "Sector C" de la U. Betic-ibérica.....	571
Fig.- 89: Pliegues y fallas entre Mte. Hietto, - Sierra Maraña, Sa. Seca y Sa. del Buho...	573
Fig.- 90: Escamas entre Sa. Seca y Sa. de los Donceles.....	576
Fig.- 91: Sistemas A, B y C de la Unidad Bética del Prebético externo.....	589
Fig.- 92: Pliegues y escamas en la Sierra del Candil.....	594-595
Fig.- 93: Sectores A y B del anticlinorio prebético interno entre Peñarrubia y la Sierra de la Muela.....	613
Fig.- 94: Unidades en la transversal de Moratalla..	625
Fig.- 95: Superficies extrapoladas del corrimiento de las unidades alóctonas sobre el Prebético meridional de la Sierra de la Puerta.....	628
Fig.- 96: Hipótesis sobre el comportamiento y -- evolución estructural de las unidades alóctonas sobre el Prebético.....	629
Fig.- 97: Hipótesis sobre el comportamiento del zócalo en Prebético durante la etapa -- preorogénica.....	635
Fig.- 98: Hipótesis sobre la constitución del umbral Kimmeridgiense entre los meridianos de Hellin y de Elche de la Sierra....	637

- En el tercio medio, del conjunto, se determinan Equinodermos, Algas, Miliolidos, Sphaerogypsina sp., Europertia sp., Alveolina fusiformis SOW, y A. aff. furmentiformis SCHWAGER.

Esta asociación caracteriza el Luteciense superior (Biarritziense)

- En el tercio superior, se reconocen Melobesias, Nummulites sp., y Alveolina sp.
- b) 4 metros de arenas silíceas ocre amarillentas, de grano medio a grueso. Se observa una estratificación cruzada muy neta. No se reconocen fósiles.
- c) 20 a 25 metros de calizas nummulíticas arenosas, con abundante grava de cuarzo y cuarcita. Color muy blanco en fresco. Estratificadas en bancos -- gruesos de espesor variable entre 0,5 y 3 metros. Textura de biomicrosparita.
- En la parte inferior se determinan Equinodermos Melobesias, Briozoos, Sphaerogypsina sp., Alveolina sp., Nummulites, Fabiania sp. y Textuláridos.
- En la parte media se determinan Melobesias, Nummulites sp., Discocyclus sp., Alveolina sp., Rotálidos, restos de Equinodermos, Microcodium sp., Cibicides sp., radiolas, Operculina sp., - Truncorotaloides rohri BRONNIMANN y BERMUDEZ, - Hantkenina dumblei WEINZIERL y APPLIN y Rotalias pustulosas.
- La extrema parte superior de este episodio no -- ha podido ser estudiada por el recubrimiento -- existente. Sin embargo, unos kilómetros más al OSO (al muro de la serie que se describe en el apartado V.IV.3-C) el nivel más superior del -- presente tramo ha dado Alveolina fusiformis SOW Alveolina elongata D'ORBIGNY, Nummulites sp., - Europertia sp., Solenomeris sp., y Melobesias. Esta asociación corresponde al Luteciense superior (Biarritziense).

A₂) FORMACION MARINO LAGUNAL (base de la)

TRAMO 12.- Sobre los niveles calizos con Nummulites del techo de la formación marina estudiada, vienen las calizas y margas de la formación marino lagunal.

Se estudia en el presente corte únicamente la base de ésta formación (que se describe en su detalle en el apartado V.IV.3-C.)

- a) En el muro, un nivel de caliza organógena, con -- textura de bioesparrudita, con Algas Melobesias, entre ellas Halimeda praemonilis L. y J. MORELLET

	Pág.
Fig.- 99: Bloque diagrama de la cuenca prebética durante el Cretácico inferior.....	639
Fig.- 100: Persistencia de flexión entre las cuencas prebética externa e interna durante el Cenomanense.....	641
Fig.- 101: Bloque diagrama de la cuenca durante el Turonense.....	643
Fig.- 102: Bloque diagrama de la cuenca durante el Senonense.....	645
Fig.- 103: Bloque diagrama de la cuenca durante el Oligoceno.....	649
Fig.- 104: Esquema tectónico. Hipótesis sobre la interacción mecánica entre el zócalo y la cobertera.....	651
Fig.- 105: Configuración hipotética de movimientos del zócalo durante la etapa orogénica....	653
Fig.- 106: Bloque diagrama. Síntesis geoestructural y geomorfológica de la región estudiada.....	656
Fig.- 107: Paleogeografía del Oxfordiense superior..	663
Fig.- 108: Paleogeografía del Kimmeridgiense inferior.....	665
Fig.- 109: Paleogeografía de la parte inferior del Kimmeridgiense medio.....	667
Fig.- 110: Paleogeografía del Kimmeridgiense medio..	668
Fig.- 111: Paleogeografía del Kimmeridgiense superior Portlandiense.....	671
Fig.- 112: Paleogeografía del Aptense inferior.....	677
Fig.- 113: Paleogeografía del Aptense superior-Albense.....	679
Fig.- 114: Paleogeografía del Vraconiense.....	681
Fig.- 115: Paleogeografía probable del Turonense....	685
Fig.- 116: Paleogeografía del Senonense.....	689
Fig.- 117: Paleogeografía del Paleoceno.....	691
Fig.- 118: Paleogeografía del Luteciense.....	693
Fig.- 119: Paleogeografía durante el Oligoceno superior-extrema base del Aquitaniense inferior.....	695
Fig.- 120: Paleogeografía durante el Aquitaniense Burdigaliense inferior.....	696
Fig.- 121: Paleogeografía del Mioceno superior.....	699

y Epilithon nitidum JOHNSON; Corales, radiolas y Miliólidos.

- b) En los niveles inmediatamente superiores al anterior, las calizas son microcristalinas con textura de micritas arcillosas y alternan con margas. Han dado restos de Rotálidos, calcificaciones de Microcodium elegans (GLUCK) Ostrácodos, Gypsina sp., Miliólidos entre ellos Austrotrillina sp., Gaudryna sp., Cibides sp., Melobesias, Equínidos y Gasterópodos, Epilithon sp., y Ovulites sp.

V.IV.3-B.- SERIE DE DETALLE DE LA PARTE SUPERIOR DE LA "FORMACION MARINA" O NUMMULÍTICO EN S ETRICTO EN EL CAMINO DE SOMOGIL.

El estudio de este corte complementa las observaciones del anterior, algunos de cuyos tramos se encuentran recubiertos según se ha visto en la descripción.

En este caso no se realiza el corte completo, -- por existir un importante recubrimiento coluvial sobre su parte inferior y media.

Se sitúa el corte sobre la ribera norte del Río Benamor, a lo largo del Camino forestal que conduce a la Fuente y al Cortijo de Somogil, por la vertiente sur del denominado Cerro de Almanillas.

La serie del Nummulítico se encuentra en este caso invertida, constituyendo el flanco sureste de un anticlinal con vergencia "antibética" (Corte G, fig. 51)

Partiendo de la charnela de este anticlinal y siguiendo el camino hacia el Este y Sureste, se encuentran los siguientes términos litoestratigráficos. -- (Fig. 65).

B₁) FORMACION MARINA

CUISIENSE

TRAMO 1.- 7 a 8 metros visibles, y el resto recubierto hacia la base, de margas verdosas, con intercalaciones de arenas, areniscas y microconglomerados silíceos de color ocre-amarillento. Un nivelito aislado de caliza arenosa arcillosa, con textura de intrabiomicriritada arcillosa, ha proporcionado abundantes resto de Assilina sp., Alveolina sp., Briozoos, Cuvillerina sp., Rotálidos, Microcodium sp., fragmentos de Lamelibránquios y Equinodermos.

I

INTRODUCCION

TRAMO 2.- 10 a 15 metros de calizas nummulíticas arenosas en bancos de grosor variable entre 0,5, 1 y 2 metros.

Se distinguen:

- a) 7 a 8 metros de caliza nummulítica blanca con textura de biomicrita arenosa, llena de restos de Nummulites Cuvillierina eocénica DEBOUR DE, Assilina sp., Melobesias, Discocyclina sp., Asterocyclina sp., Miliolidos, Briozoos, Rotalidos, Microcodium sp., Distichoplax sp., Valvulinidos, Alveolina sp., y Alveolina oblonga D'ORBIGNY.
- b) 5 metros de calizas nummulíticas semejantes a las anteriores, algo más arenosas y en bancos algo más gruesos. Biomicroirrudita, llena de Nummulites sp. Discocyclina sp., Assilina so., Asterocyclina sp. Algas, Cuvillieria sp., fragmentos de Equinodermos y Lamelibranchios.

TRAMO 3.- 32 metros constituidos fundamentalmente -- por margas sabulosas de color verdoso. Parcialmente recubierto en el muro.

- a) 6,5 metros, en los que se inicia el rebaje morfológico del tramo, sobre el suelo margo-arenoso -- eluvial de color de meteorización ocre-amarillento.
- b) 22 metros de margas verdes, que esporádicamente -- presentan manchas de color rojo vinoso. Son sabulosas, e intercalan también algunas hiladas, o -- banquitos de 1 a 5 centímetros, de areniscas de grano fino con huellas de "floute cash" y de arena que por su meteorización prestan al conjunto -- cierto color ocre amarillento. Hacia el muro, las margas verdes incluyen "cantos duros", de areniscas calcáreas con óxidos de hierro y cemento de micrita arcillosa.

Contienen muy escasos y rotos, restos de fósiles no identificados.

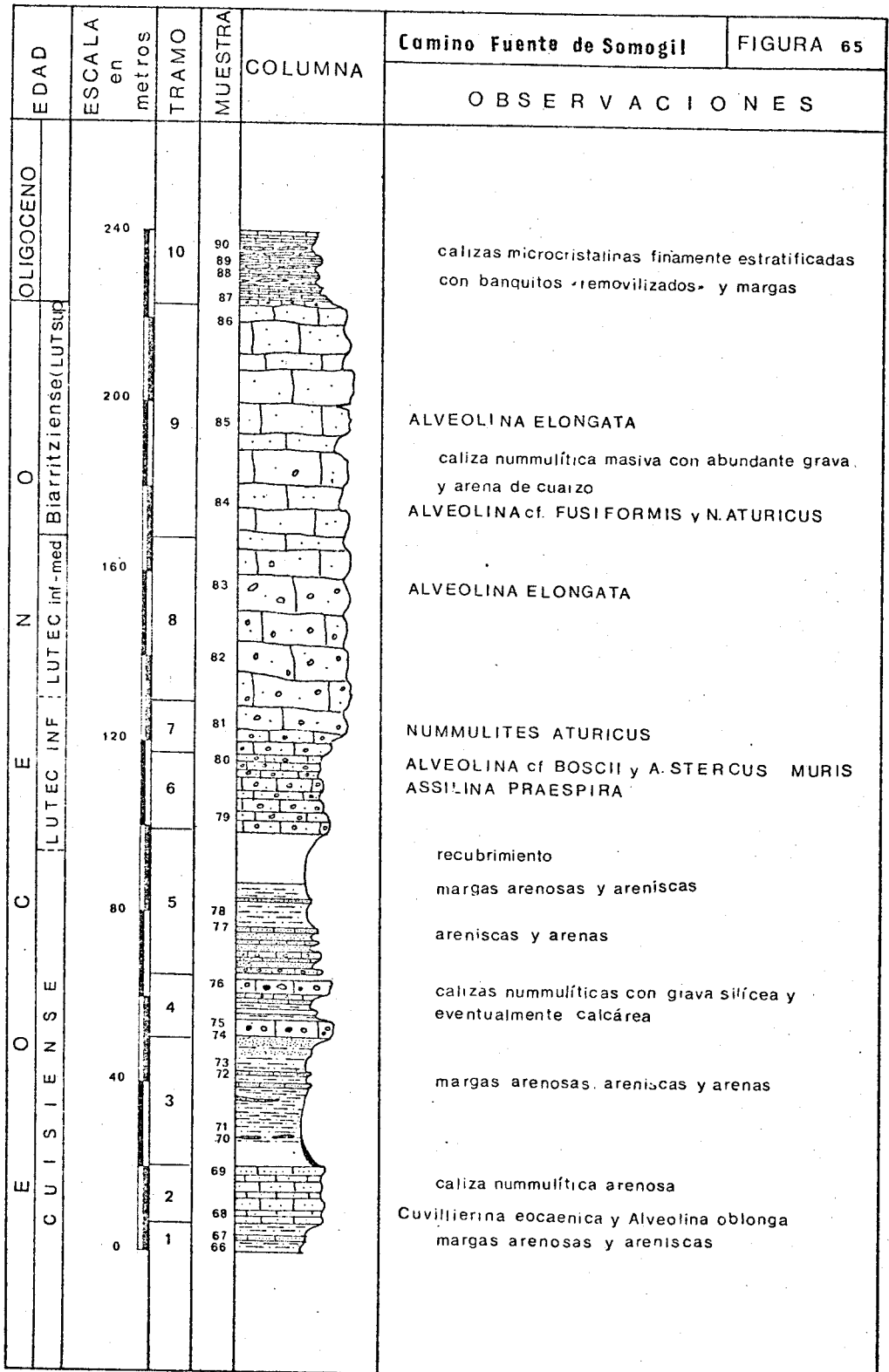
- c) 3,5 metros, de arenas silíceas muy meteorizadas -- de color ocre amarillento, intercalando algunas -- "hiladas" de margas verdes. No se observan restos de fósiles.

CUISIENSE (Superior)

TRAMO 4.- 16 metros de conglomerados.

- a) 3 metros de conglomerado masivo con cantos de -- cuarzo y cuarcita fundamentalmente. También existen, en menor proporción cantos calizos rodados, que no parecen proceder de la cuenca de sedimentación, sino de relieves próximos a la misma, al -- alcance o bajo el influjo de la erosión en el tiempo de la sedimentación de éste episodio. Tal es --





I. - INTRODUCCION

I. I. OBJETIVOS

Con el presente trabajo se pretende proporcionar un conocimiento suficientemente detallado de la Geología Regional de una parte muy importante, hasta ahora apenas conocida, de la ZONA PREBETICA de las Cordilleras Béticas.

Ahora bien, dada la existencia de testigos de otras unidades alóctonas de procedencia más meridional, dentro del área prebética del cuerpo de la cartografía que se presenta, interesó al autor en todo momento ampliar su conocimiento en áreas inmediatas más meridionales.

Mi propósito a este respecto fué obtener una visión personal de los problemas planteados allí por investigadores anteriores, cuyas conclusiones no encajaban del todo con los datos por mí obtenidos inmediatamente al Noroeste. De todos modos el estudio complementario hubo de ser, necesariamente, bastante limitado.

Los datos anteriores, según se expresa con detalle en el capítulo de ANTECEDENTES GEOLOGICOS, eran muy escasos. De este modo, el primer objetivo de la presente investigación fué el de obtener un levantamiento de la cartografía geológica suficientemente detallado.

Este primer objetivo, ha resultado muy fundamental, y creo que también muy imprescindible para un conocimiento completo de la ZONA PREBETICA, particularmente por la situación especial del área estudiada en la intersección con las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica y en el mismo seno de la gran inflexión del Arco Cazorla-Alcazar-Hellín-Yecla.

El estudio estratigráfico de detalle de las series mesozoicas y terciarias de la región quedaba también por realizar, completamente, dentro del área estudiada. De las correlaciones entre las diferentes series estudiadas, ha resultado un conocimiento bastante amplio de la evolución histórica de la cuenca. En este sentido, se ponen de relieve hechos muy peculiares en este sector de la ZONA PREBETICA, y otras circunstancias hasta el presente quizás insospechables.

Se da a conocer la descripción detallada de numerosas series, intensamente muestreadas y totalmente inéditas. En una de ellas, la precisión en el muestreo sistemático ha permitido incluso la constatación de una nueva especie y el reconocimiento de otras definidas muy recientemente.

el caso de un canto calcáreo incluido (a la altura de la muestra LJ-75 de la columna gráfica) que es de caliza blanca y rosada, biopelmicrita con algunos pseudo-oolitos con Estromatopóridos, restos de Algas, Miliólidos, Valvúlinidos, Rotálidos y Lagénidos.

Por lo demás, la matriz calcárea de los conglomerados, consiste en caliza blanca, biomicritas arenosas y biomicrirrudita llena de macroforaminíferos con grandes Nummulites, Rotália, sp., Assilina sp., Alveolina sp., Opertorbitolites, Briozoos, Algas, Rotálidos, Globigerinidos, Microcodium sp., Dentalium sp., Cuvillierina sp., Miliólidos, fragmentos de Lamelibranchios y Equinodermos. Matriz y cantos se encuentran en proporciones más o menos equivalentes. Los cantos, redondeados, cuentan con diámetros máximos variables entre 1 y 3 centímetros para los de cuarzo y cuarcita, mientras que los de caliza sobrepasan ocasionalmente los 7 centímetros.

- b) 8 metros de conglomerados silíceo-calcáreos y areniscas, en bancos más delgados que el precedente (Episodio a), que intercalan además bancos de arenas ocre-amarillentas y nivelitos más delgados de margas verdes. Los conglomerados y las areniscas cuentan con una matriz abundante de caliza nummulítica. Bancos de espesor variable entre 20 centímetros de 2 metros.
- c) 5 metros de conglomerado masivo, semejante al del apartado a), con abundante matriz de caliza nummulítica arenosa.

Textura de biomicrirrudita llena de macroforaminíferos, Discocyclina sp., Nummulites sp., Rotálidos sp., Assilina sp., Alveolina sp., junto con Briozoos, Algas, Miliólidos, Opertorbitolites, fragmentos de Lamelibranchios y Equinodermos.

TRAMO 5.- 33 a 35 metros. Constituido fundamentalmente por margas sabulosas verdes, arenas y areniscas ocreas.

- a) 17 a 18 metros, de areniscas silíceas pardo amarillentas, arenas silíceas ocre amarillentas, y conglomerados de matriz calcárea-areniscosa blanca, y cantos rodados de cuarzo y cuarcita. Estratificadas en bancos de espesores variables entre 0,2 y 1,5 metros. La matriz de los conglomerados consiste en intraesparrudita con frecuentes manchas arcillosas, algo de glauconita y óxidos de hierro Sin fósiles determinables.
- b) 8 a 10 metros de margas arenosas, verdes, con pasadas de areniscas y arenas amarillentas.

El conocimiento de la Geología Estructural, fué otro de los objetivos claves de los resultados del presente estudio. Este objetivo ha venido íntimamente ligado al conocimiento de la Estratigrafía, desde la escala del detalle a la más amplia de los grandes rasgos de la región. Tales conocimientos, íntimamente relacionados, han permitido fundamentar bien las hipótesis sobre los accidentes profundos, así como la constatación de un estilo tectónico marcadamente diferente a las distintas Unidades representadas y la datación de los esfuerzos a que se ha visto sometida la región a lo largo del ciclo orogénico.

Cumplidos los abjetivos anteriores, la investigación de la Geología Aplicada, en sus aspectos hidrogeológicos, mineros, geotécnicos y de Geología del Petróleo, se facilita enormemente. En este sentido, me complace que mis esfuerzos, particularmente en la elaboración de la cartografía, hayan sido de utilidad en el Proyecto de investigación de Aguas Llevado a cabo conjuntamente por el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA e INSTITUTO NACIONAL DE COLONIZACION en las regiones comprendidas entre Cazorla, Hellín y Yecla.

1. 2. - METODOS

El método fundamental ha sido el trabajo de campo y de gabinete, en fases alternantes y continuadas desde 1969 a 1972.

En las técnicas de Laboratorio he contado con la colaboración de diferentes especialistas.

Como mapa de base para la cartografía de detalle sobre el terreno, ha sido usada la fotografía aérea. La fotointerpretación realizada previamente a cada uno de los itinerarios de campo, en ciertos sectores de enorme complicación tectónica tuvo una utilidad forzosamente moderada. En estas circunstancias, toda fotointerpretación previa tuvo siempre el valor limitado de mera hipótesis de trabajo, que fué minuciosamente comprobada sobre el propio terreno.

Posteriormente, la cartografía sobre fotografía aérea a escala aproximada 1:33.000, se pasó a la base topográfica a escala 1:50.000.

Los itinerarios, con cortes estratigráficos y estructurales, han sido muy numerosos. Asimismo, he necesitado realizar otros muchos itinerarios para perfilar la propia cartografía, dadas las frecuentes discontinuidades tectónicas de los materiales, además de los cambios de facies. En este sentido, la laboriosidad ha sido extremada sobre todo en el área prebética externa, dadas sus características mecánicas.

- c) 10 a 12 metros semirrecubiertos, sobre margas arenosas semejantes a las precedentes.

LUTECIENSE INFERIOR

TRAMO 6.- 15 a 20 metros de conglomerados, litológicamente afines a los del tramo 4, con abundante matriz de caliza nummulítica arenosa, muy blanca en fresco.

La fracción caliza consiste en intrabiomicroirrudita con frecuente óxido de hierro y abundantes restos de Nummulites sp., Rotalia sp., Alveolina sp., Discocyclus sp., Equinodermos y Lamelibranchios.

TRAMO 7.- 10 metros de calizas nummulíticas masivas, con abundante grava de cuarzo y cuarcita salpicada en la matriz calcárea. Estratificada en bancos de uno a varios metros. Color blanco en fresco y blanco-grisáceo en superficie.

Textura de biomicroesparitas y esparitas arenosas.

Se determinan Alveolina sp., A. cf. boscii DE FRANCE A. stercus-muris MAYER EYMAR Assilina praespirra DOU VILLE, Discocyclus sp., Nummulites sp., fragmentos de Lamelibranchios, Equinodermos, Gasterópodos, Briozoos, Algas, Rotálidos y Miliólidos.

Esta asociación caracterizaría el Luteciense inferior.

LUTECIENSE INFERIOR-MEDIO

TRAMO 8.- 40 metros aproximadamente de calizas nummulíticas masivas, con grava salpicada de cuarzo y cuarcita en menor proporción que en el tramo anterior.

El conjunto, fundamentalmente calizo, no llega a constituir un verdadero conglomerado. Los terrígenos disminuyen progresivamente hacia el techo.

Los bancos, masivos, tienen espesores comprendidos entre 8 y 10 metros, separados por otros menos gruesos.

Textura de biomicritas arcillosas y biomicritas arenosas.

Se determinan restos de Lamelibranchios, Nummulites aturicus JOLY y LEYMERIE, Miliólidos, Algas, Textuláridos, Valvulinidos, Rotálidos, Alveolina sp., Rotalia, cuvillieri (?), Briozoos y Equinodermos.

LUTECIENSE SUPERIOR (Biarritziense)

TRAMO 9.- 50 metros aproximadamente de calizas nummu

Los cortes estatigráficos de detalle fueron levantados con la ayuda del altímetro, cinta métrica y brújula. Se tomaron numerosas muestras, estudiadas primero de viso y posteriormente en el Laboratorio en sus aspectos bio y litoestratigráficos.

Se han efectuado calcimetrías y complexometrías en las distintas series de los complejos dolomíticos.

Asimismo, se ha llevado a cabo el análisis granulométrico y obtención de curvas acumulativas suficientemente expresivas, además del estudio de los minerales pesados, en las distintas series del Cretácico inferior.

También se ha prestado especial atención en la observación de los distintos cambios laterales de facies, constatación de lagunas estratigráficas, de umbrales y otros accidentes paleogeográficos.

I. 3. - AGRADECIMIENTOS

Como en todo trabajo que persigue un conocimiento amplio en la investigación geológica, los resultados de mis esfuerzos hubieran quedado inevitablemente disminuidos sin la colaboración de numerosas personas y entidades.

En primer lugar, deseo expresar mi agradecimiento al INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, por el permiso que me concedió a fin de emplear mis primeros datos de investigación sobre el área que ocupa esta Tesis, y que tomé como base de partida del trabajo que ahora presento en forma mucho más completa. Muy particularmente, a las personas que fueron mis jefes directos, el Dr. Ingº de Minas M. Alvarado, Jefe de la División de Geología y al Dr. Ingº de Minas R. Rey, Jefe del Departamento de Estudios Geológicos. Sus cualidades humanas animaron siempre la labor de investigación durante mi permanencia en el I. G. M. E.

Con la misma gratitud, expreso en estas líneas mi reconocimiento al Profesor Dr. J. A. Vera, quien con el mismo estímulo que dirigió mi Tesis de Licenciatura en las Cordilleras Béticas en 1964, se prestó en esta ocasión con el mejor ánimo para la dirección de esta Tesis.

líticas, litológicamente semejantes a las precedentes. Continúa el carácter masivo de los bancos. La grava de cuarzo y cuarcita disminuye progresivamente hacia el techo, pero siempre presente en cantidad importante.

- En la extrema base del tramo, un nivel calizo con textura de biomicroesparita, ha dado abundantes restos de Algas, Lamelibranguios, Equinodermos, Alveolinas, A. aff. elongata D'ORBIGNY y Assilinas, Briozoos, Valvulinidos, Miliólidos, Ataxophragmidos, Orbitolites sp., y Rotálidos.

- En la parte media superior del tramo, las calizas presentan textura de biointraesparitas y biointraesparruditas algo arenosas. Se determinan abundantes restos de Gypsínidos, (Sphaerogypsina), Alveolina sp., Alveolina c.f. fusiformis SOW, Assilina sp., Nummulites sp., N. - aturicus JOLY y LAYMERIA, Alveolina elongata D'ORBIGNY, pequeños Nummulites, Algas, Briozoos, Equinodermos, Lamelibranguios, Miliólidos, Lituólidos, Rotália sp., Gasteropodos, Textuláridos y alguna Globigerina.

La asociación caracterizaría el Biarritziense.

En el mismo techo, las calizas masivas presentan textura de intramicrita, con gran cantidad de Algas (Dasycladáceas y Distichoplax sp.) Gypsínidos, Briozoos, Miliólidos, fragmentos de Lamelibranguios, Equinodermos, Gasterópodos y Valvulinidos.

B₂) FORMACION MARINO-LAGUNAL (Base de la)

OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE

TRAMO 10.- Corresponde a la base de la formación de tipo marino-lagunal que sigue al techo de la serie nummulítica descrita (Fig. 65).

Se observa aquí sólo unos 15 o 20 metros de calizas microcristalinas, estratificadas en niveles muy delgados, del orden de 5 a 20 centímetros de espesor.

Textura de biomicrocristas, intramicrita, micritas arcillosas y micritas con esparita, más o menos débilmente arenosas.

Los intraclastos a veces son numerosos dando a la roca aspecto de brecha intraformacional.

Algunos niveles sólo contienen restos de Algas. Otros, más o menos escasos restos de Ostrácodos.

Igualmente, deseo manifestar mi agradecimiento al Profesor Dr. J. M. Fontboté y la Profesora Dra. A. Linares, quienes dirigieron mi formación geológica en la Universidad de Granada, y animaron en toda ocasión mi labor durante la realización de este trabajo y de otros anteriores a mi experiencia profesional.

Entre los especialistas que me han otorgado su colaboración de una forma directa, he de repetir mi agradecimiento a la Profesora Dra. A. Linares conjuntamente con el Dr. Ingeniero de Minas I. Quintero, por sus determinaciones de Ammonites.

Del mismo modo me complace expresar mi gratitud por su colaboración, a los prestigiosos especialistas en Micropaleontología que me han proporcionado la datación precisa de las series, entre ellos, al Dr. J. L. Saavedra por el estudio de Microfauna de las series mesozóicas del Prebético externo así como la del conjunto de las series neógenas.

Al Dr. E. Fourcade de la Facultad de Ciencias de París por su estudio de los Foraminíferos de las series del Cretácico inferior del Prebético interno; y, conjuntamente, al Dr. M. Jaffrezo por sus determinaciones de las Algas de las mismas series.

Al Dr. Ing^o de Minas C. Martínez y Ldo. L. F. Grana - dos, de la EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, por el estudio de la microfauna del Cretácico superior y Paleógeno de las series Prebéticas internas.

Al profesor Dr. L. Hottinger de la Universidad de Basilea (Suiza) por las determinaciones específicas de Alveolinas y Nummulites en las series eólicas del Prebético interno.

Asimismo, al Profesor Dr. L. Grambast de la Universidad de Montpellier (Francia) por las determinaciones de Algas Oligólicas de las series prebéticas internas.

Igualmente, me complace expresar mi agradecimiento a la Sra. M. D. Camacho de Dabrio, de la Universidad de Granada, por su eficaz colaboración en la determinación de los minerales pesados de las arenas del Cretácico inferior.

Del mismo modo, mi gratitud a la Srta. A. Argüelles, de la Empresa NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS por el estudio de las muestras de rocas volcánicas.

Unicamente los niveles de base han dado menudos - restos de Globigerina sp., Cloboratalia sp., Valvulinidos y Operculina (?)

Algunos de los bancos se encuentran removilizados, aparentemente casi en el mismo lugar de su deposición original, presentando estructuras "subnodulosas" y de falsas brechas. Se observan "trozos de bancos" alargados y en posición de estratificación normal, junto con otros "clastos" y trozos relativamente angulosos, en ciertos niveles. Otras capas no presentan estructuras de removilización.

En el lugar del presente corte, el afloramiento de esta formación es incompleto, debido a la discordancia del Mioceno inferior marino que oculta parte de la serie.

V.IV-3-C.- SERIE DE DETALLE DE LA "FORMACION MARINO-LAGUNAL" SUPERIOR DEL PALEOGENO, EN LA EXTREMIDAD OCCIDENTAL DE LA SIERRA DEL CEREZO (VERTIENTE SUR).

La "formación marino-lagunal" del Paleógeno aflora con gran espesor y muy buenas condiciones de observación a lo largo del Camino forestal de la Mancomunidad del Taibilla (M.C.T.) una vez que este cruza hacia el Sur el Puerto de la Sierra del Cerezo por su margen occidental, donde se realiza el siguiente corte de detalle (Fig. 51, corte F de situación; y fig. 66).

Se inicia el corte al techo de la serie nummulítica, cuyos niveles superficiales se describen también - por considerar muy interesante el afloramiento neto - del contacto entre las dos formaciones:

C₁ TECHO DEL TRAMO SUPERIOR DEL LUTECIENSE SUPERIOR NUMMULITICO

LUTECIENSE SUPERIOR (Biarritziense)

Calizas en grandes Nummulites biomicroesparitas - de color blanco en fresco, y blanco grisáceos, ocre y rosadas en superficie. Contienen arena de cuarzo, y grava de cuarzo y cuarcita desperdigadas en la matriz calcárea. Son de aspecto ruñiforme, dada su carsticidad avanzada. Se determinan Melobesias, Solenomeris, Europertia, Alveolina fusiformis SOW, A. elongata D'ORB y Nummulites sp.

C₂ CONTACTO ENTRE LAS DOS FORMACIONES

No existe discordancia angular. No obstante, existen ciertas superficies ferruginosas (hard ground), al techo del Nummulítico, y concentración de grava de cuar

También he de mencionar mi agradecimiento al Sr. Pulido Bosch, de la Sección de Geología de la Universidad de Granada, por su colaboración en las determinaciones de carbonatos y en los ensayos granulométricos de las arenas del Cretácico inferior.

Asimismo recordaré con agrado los días de campo pasados con diferentes geólogos entre ellos E. Fourcade, A. C. López Garrido -- T. Rodríguez, J. M. Esnaola, F. Pendás, L. Linares, J. Baena, con quienes en toda ocasión he intercambiado datos y opiniones, en frecuentes itinerarios conjuntos por los diferentes sectores de la Zona Prebética.

Finalmente, mi gratitud a todas aquellas personas que con su labor auxiliar han colaborado en la confección de este trabajo. De un modo especial al delineante M. Drake, por su esmero en el dibujo y coloración del Mapa y cortes estructurales a escala 1:50.000.

zo, que pudieran estar relacionadas con cierta interrupción de la sedimentación, durante o después del Luteciense superior, sugiriendo la posibilidad de la falta de depósitos pertenecientes al Eoceno superior. En este caso, la formación marino-lagunal que se describirá a continuación encajaría dentro del Oligoceno con exclusión del Eoceno superior.

En la hipótesis contraria, la formación marino-lagunal representaría el Eoceno superior o parte del mismo Oligoceno, inespecíficamente. En su detalle, el tránsito a la formación superior se efectúa como sigue:

- a) 0,5 a 0,8 metros de calizas muy rojas y muy arenosas. Se presentan en banquitos delgados, de 0,1 a 0,2 metros, cuyos techos respectivos muestran costras ferruginosas (hard ground). Estos banquitos están separados entre sí, por hiladas de arenas, también de color rojo intenso, de grano de cuarzo y matriz arcilloso-ferruginosa. Las superficies de estratificación son onduladas y la estructura de los bancos calizos es nodulosa. Se determinan Dasycladáceas, Equinodermos, Europteria sp., Rotalia sp., Anomalínidos y Nummulites sp.
- b) 0,2 metros, correspondientes a una hilada de conglomerado, formado por cantos de cuarzo y cuarcita, con diámetro medio de 1 a 1,5 centímetros. La matriz está constituida por arena de cuarzo rosada y blanca.
- c) 0,1 metros, de arena ocre-amarillenta y blanca.
- d) 2,5 a 3 metros. Areniscas y calizas arcillosas - muy arenosas, de color blanco en corte fresco y beige claro en superficie. Se presentan estratificadas en banquitos de 2 a 10 centímetros de espesor, con estructuras de "CROSS-BEDDING", separados frecuentemente por hiladas de arena blanca. Se determinan Gasterópodos, Rotalia sp., Gypsínidos? y Equinodermos.

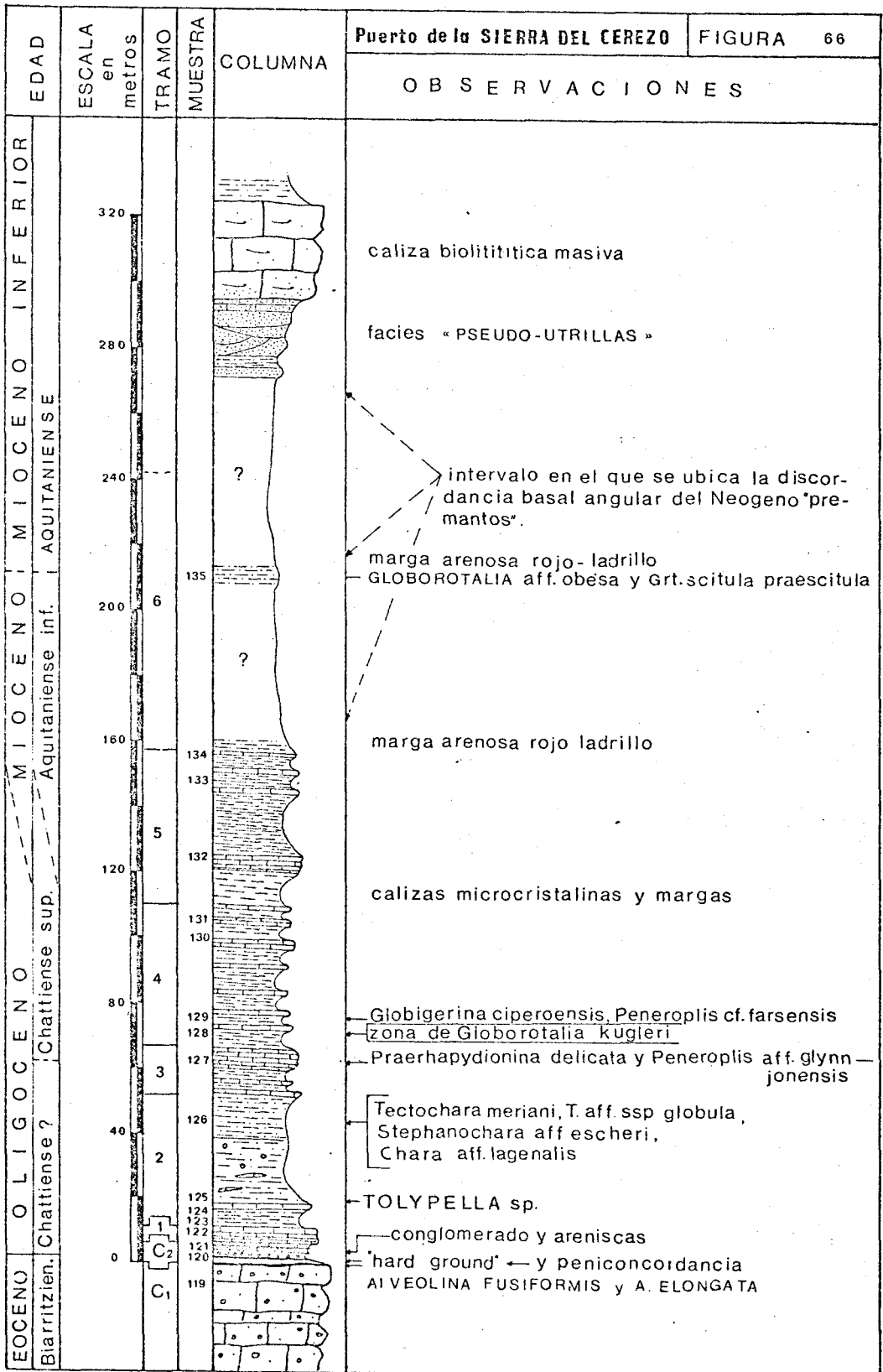
C₃ FORMACION MARINO-LAGUNAL, CON TRAMOS TERRIGENOS DE INFLUENCIA MARCADAMENTE CONTINENTAL.

Cuenta con un espesor, que supera en el lugar del corte, los 230 metros de potencia. En su conjunto, predomina la fracción terrígena sobre la calcárea. Según la distribución de dichas fracciones se puede subdividir en los siguientes tramos:

OLIGOCENO MEDIO-SUPERIOR (?)

TRAMO 1.- 6 metros, fundamentalmente constituidos por calizas.





II. - LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

II. 1. - LOCALIZACION GEOGRAFICA (Fig. 1)

El área estudiada se sitúa, en su mayor parte, al SO. de la Provincia de Albacete. Y ocupa también parte del extremo NO. de la Provincia de Murcia.

Comprende la totalidad de las Hojas de Elche de la Sierra (867) y de Isso (868), además de los dos tercios septentrionales de la Hoja de Moratalla (889), todas ellas sobre la base — del M. T. N. a escala 1:50.000.

Las observaciones complementarias fuera de los límites expresados se han llevado a cabo, fundamentalmente, en la Hoja de Calasparra (890) y en el resto de la Hoja de Moratalla, donde los perfiles estructurales han sido levantados ocupando la totalidad de esta última Hoja.

Ocupa esta región gran parte de las Sierras del Segura — y del Taibilla, por la que discurren los cursos de los ríos del mismo nombre, fundamentalmente el Río Segura que atraviesa — prácticamente toda la región de Oeste hacia Este. Otros ríos importantes son el Río Mundo que atraviesa parte de la región estudiada, entre los Embalses de Talave y de Camarillas; y también el Río Benamor, que en la Hoja de Moratalla delimita por el Sur el área de la cartografía.

La forma de la región es la de un polígono de seis lados, de los cuales los más alargados son los que limitan la región por el Norte y por el Oeste.

Una visión gráfica sobre la situación del área de Tesis, — con expresión de las comunicaciones, vías de acceso y núcleos más importantes de población, se puede observar en el — mapa de la figura 1.

II. 2. - LOCALIZACION GEOLOGICA Y GRANDES UNIDADES REPRESENTADAS:

II. 2. 1. - RASGOS GENERALES Y SUBDIVISION — DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

La región estudiada queda ubicada en el ámbito geológico de las Cordilleras Béticas y, dentro de éstas, principalmente en su borde externo septentrional. (Fig. 2).

5 metros de:

- a) Calizas muy blancas, y de grano muy fino, con textura de micritas e intramicroesparitas. Estratificadas en bancos muy delgados, de 5 a 10 centímetros, algunos de estructura "nodulosa" o constituyendo "falsas brechas", con cantos y trozos de -- bancos removilizados. Otros, con estratificación normal. Contienen arena de cuarzo fina dispersa en la matriz de las calizas, o bien envolviendo los trozos de calizas de los bancos removilizados. No se conocen restos fósiles.
- b) 0,5 metros, de arena rojiza, parcialmente meteorizada ocre.

0,1 metros, de margas limosas de color blanco, alternando con micritas semejantes a las del episodio a. El residuo de levigación está formado por trozos de margas arenosas, tubos calizos de Algas y Foraminíferos escasísimos y tan minúsculos que han imposibilitado su determinación.

TRAMO 2.- 50 metros. Margas sabulosas y arenas.

- a) 6 metros, de margas ligeramente arenosas de colores variados, rosadas, rojizas y verdes. Hacia el techo son más sabulosas y de color ocre debido a cierto número de intercalaciones de hiladas de -- arenas y limolitas. Se determina Tolyporella sp.
- b) 15 metros, de arenas rojas muy ferruginosas y margas sabulosas del mismo color. Existen salpicaduras de grava de cuarzo y cuarcita y, además, trozos de calizas micritas muy blancas envueltos en la masa margo-areniscosa. Tales calizas son semejantes a las del tramo 1.

OLIGOCENO SUPERIOR (Chattiense) ?

- c) 15 metros de margas arenosas silíceas, verdes y blancas fundamentalmente, y con alguna que otra pasada de color rosado. La meteorización general del episodio tiende a ocre amarillento. Se determinan Tectochara meriani GRAMBAST, aff. ssp globula MADLER, T. meriani ssp. meriani GRAMBAST.
- d) 15 metros, alternancia de margas verdes y blancas fundamentalmente, con algunas pasadas intermitentes de margas rosadas y rojo ladrillo, así como de micritas blancas intercaladas cada dos o tres metros. No se han reconocido restos fósiles en los levigados.

TRAMO 3.- 13 o 14 metros de alternancia de calizas y margas con predominio de las primeras. Las cali--

LOCALIZACION GEOGRAFICA

Escala 0 25 50km.

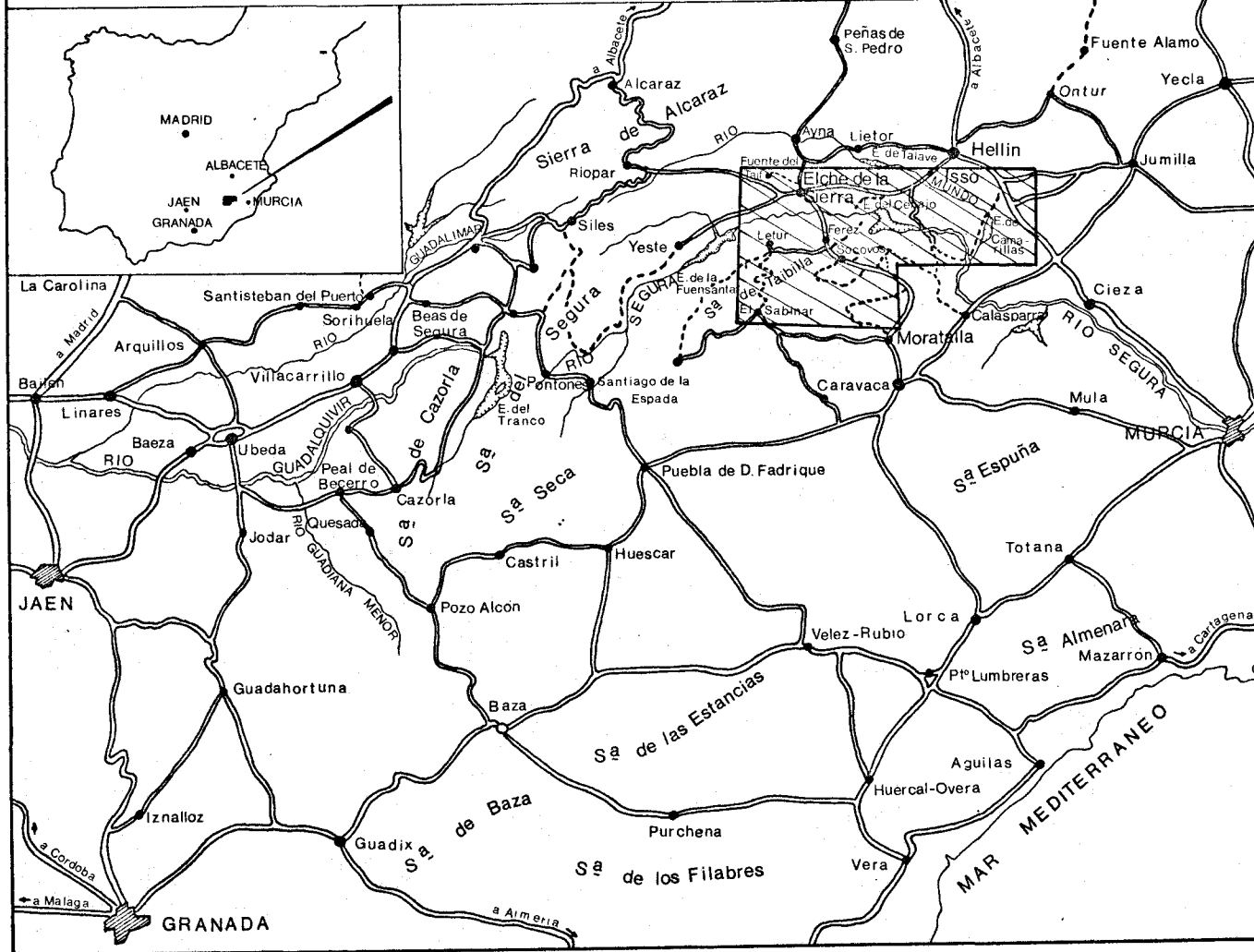


Fig. 1

zas, muy bien estratificadas en bancos de 0,1 y - 0,4m, son muy blancas. Textura de micritas como las anteriores. Las margas son verdes, y ocasionalmente blancas, interstratificándose con las calizas. Se determinan Ostrácodos, Gasterópodos y pequeños Anomalínidos.

TRAMO 4.- 45 a 50 metros de margas más o menos sabulosas, y algunas pasadas de calizas.

- a) 5 metros, de margas de color rosado, con salpicaduras de colores verdes y blancos. Meteorización con tendencia al ocre-amarillento.
- b) 9-10 metros, en que alternan margas blancas y verdes, con arcillas sabulosas rojas.
- c) 1,5 metros de caliza blanca, textura de bioesparita, micrita o biomicrita, estratificada en banquitos del orden de 5 cm. Stephanochara aff. escheri - (UNGER) GRAMBAST Chara aff. langenalis STRUB.

Esta asociación encaja dentro del intervalo Chattienne - Aquitaniense. Probable Chattienne.

TRAMO 5.- 45 metros de margas con episodios calizos intercalados. Se distinguen:

- a) 15 metros de margas verdes y blancas que intercalan nivelitos calizos tanto más frecuentes al techo, donde constituyen en una ocasión un conjunto de hasta 1,5 metros. En este último caso, los banquitos calizos también quedan separados entre sí por hiladas de margas blancas y verdes.

Las calizas presentan textura de biomicritas algo arenosas.

Se determinan Miliólidos, Ophthalmididos, Lituólidos, Textuláridos, Praerhapydionina delicata HENSON, Peneroplis aff. glinnjonesi HENSON ¿Borelis? - sp. y Globigerina ¿ciproensis? BOLLI.

Esta asociación encajaría dentro del intervalo -- Oligoceno superior-Aquitaniense inferior; pertenece -- probablemente al ¿Chattienne?

- b) 12 metros en que alternan margas verdes y blancas con calizas en proporción análoga al episodio a).

Las calizas, muy blancas, a veces con aspecto terroso presentan textura de biomicrita y micritas.

Se determinan Globorotalia Kuglesi BOLLI, Globorotalia venezuela, (HEDBERG); Globigerina ciproensis BOLLI; Peneroplis cf. damesini HENSON; Spirolina austriaca D'ORBIGNY; Spirolina cilindracea -- LAM, en la base. Hacia la parte superior, Austrotrillina sp., Praerhapydionina delicata HENSON - Globigerina ciproensis BOLLI, Peneroplis aff. glinnjonesi HENSON y Peneroplis cf. farsensis HENSON.

II

LOCALIZACION

La primera asociación indica la Zona G. Kugleri, que se atribuye al Chatteniense superior-Aquitaniense.

- c) 15 a 16 metros de arcillas sabulosas de color rojo ladrillo, con salpicaduras de colores verdosos y blancos.
- d) 17 metros de margas fundamentalmente blancas, en pasadas rosadas y verdosas, que alternan -- con calizas blancas (micritas y microesparitas) y de aspecto terroso y micritas arcillosas, -- Predominan las margas, que constituyen bancos de 2 a 3 metros de espesor. Las calizas se estratifican según bancos de 0,05 a 2 metros.

No se conocen restos fósiles en las margas, y si restos indeterminables en las calizas.

TRAMO 6.- 90 a 100 metros de margas sabulosas, arcillas y algunas arenas. Se encuentra en gran parte recubierto.

- a) 3 metros, recubiertos.
- b) 6 metros, arcillas sabulosas de color rojo ladrillo, con meteorización a ocre-rojizo.
- c) 28 metros, semirecubiertos, con afloramientos intermitentes de arcillas sabulosas como las - del apartado a).
- d) 29 metros, casi enteramente recubiertos con excepción de un afloramiento a los 18 metros del muro, de margas verdes y arenas blancas y grisáceas. El residuo de levigación está formado por trozos de margas arenosas. Los fósiles están mal conservados. Se determinan Gasterópodos, Br. ozoos, Ostracodos, Globorotalia aff. - obesa BOLLI, Globorotalia aff. scitula praescitula BRADY Globigerinoides sp., y Peneroplis - sp. Esta asociación corresponde al Mioceno, y por su posición estratigráfica relativa, al - - Aquitaniense inferior. En efecto, el techo de esta serie viene el Mioceno marino (apartado V V-2-1-B) cuyos tramos basales corresponden al Aquitaniense inferior.
- e) 4 metros, recubiertos.
- f) 6 metros, de arcillas sabulosas de color rojo ladrillo.

Entre el último afloramiento expresado y la base del Mioceno inferior (apartado V.V-2-1-B) existen 30 o 40 metros recubiertos. En este episodio recubierto debería establecerse al nivel de discordancia intraaquitaniense inferior, que se manifiesta entre el conjunto de la serie del Neógeno marino y el conjunto litoestratigráfico del Eoceno y de la formación marino-lagunal que se acaba de describir.



V.IV-3-D.- DATOS COMPLEMENTARIOS SOBRE LA "FORMACION MARINO-LAGUNAL" SUPERIOR DEL PALEOGENO AL SURESTE DEL CERRO DE ALMANILLAS.

Mi compañero J.A. Esnaola (1970) realizó unas observaciones de la serie marino-lagunal del Paleógeno, cuyos datos, inéditos, me ha proporcionado.

Se refieren estas observaciones a los ragos -- de conjunto de la serie entre el barranco del Grero y el Cortijo del Rincón, en la vertiente SE del Cerro de Almanillas al SO de la Sierra del Cerezo.

Dada la proximidad de esta serie con la descrita anteriormente en detalle, y el recubrimiento de algunos niveles hacia la parte superior de aquella, estos datos pueden complementar mis observaciones -- sobre el corte de detalle.

Sobre las calizas con Nummulites de la formación inferior, de NO a SE, describe J.M. Esnaola, -- los siguientes episodios, cuyo espesor total sería aproximadamente equivalente al que he calculado en la serie de detalle anterior, de muro a techo:

- a) calizas microcristalinas en niveles muy delgados, con textura de dismicritas.

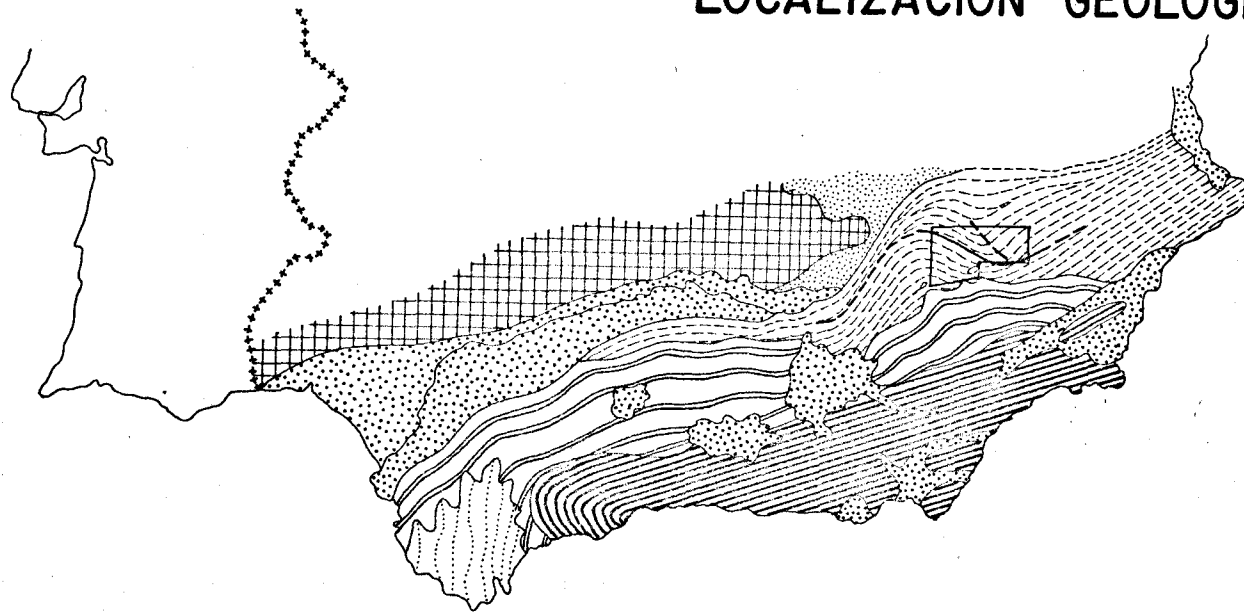
Contienen frecuentes Discorbis sp., y Rotaliformes parecidos a Rotalina sp.


- b) areniscas y arcillas sabulosas de color rojo -- intenso, con glauconita, y arena de cuarzo en proporción de hasta el 90% en las areniscas.
- c) margas limosas y limolitas arcillosas.


Contienen limo y arena fina de cuarzo repartidos en forma irregular, en proporciones muy variables, entre el 10% y el 60%. Algunos niveles -- se han librado gránulos de óxido de hierro. -- Contienen calcificaciones de Algas.

- d) margocalizas y calizas margosas, con texturade biomicritas y micritas arcillosas finamente es -- tratificadas. Las margas contienen abundante -- limo de cuarzo, y en ocasiones arena fina de -- la misma naturaleza, en porcentajes muy variables entre el 5% y el 50%. Los niveles más car -- bonatados han librado abundantes Miliólidos, -- frecuentes Rhapydionina sp., Ostrácodos, Pene -- róplidos, Rotalina sp., Austrotrillina sp.,
- e) areniscas de matriz arcillosa, muy ferrugino -- sa. Son semejantes a las citadas antes hacia -- la base de esta serie, y como aquellas de col -- or rojo intenso. Contienen arena de cuarzo en porcentajes comprendidos entre el 70% y 80%, y cemento arcilloso ferruginoso.


LOCALIZACION GEOLOGICA





 PALEOZOICO DE LA MESETA

 ZONA BETICA

 ZONA SUBBETICA

 ZONA PREBETICA, con expresi3n del accidente paleogeografico que separa el Preb-interno del externo en el sector estudiado por el autor y sus inmediaciones.

 COBERTERA MESOZOICO-PALEOGENA DE LA MESETA POCO O NADA PLEGADA

 UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR

 MATERIALES POSTOROGENICOS

 REGION ESTUDIADA

(del esquema de FONTBOTE, 1963, ligeramente modificado por el autor en el sector de su estudio)

0 100 200 Km.

Fig 2

Hacia el techo, estas areniscas intercalan un nivel de yeso blanco del orden de 1,5 a 2 metros de espesor.

Sobre estas areniscas viene un cierto espacio de recubrimiento, y más adelante, otras areniscas cuya microfácies indica ya su pertenencia al Mioceno interior, discordante. En efecto, estas areniscas contienen restos de Lamelibrariquios, Melobesias, Amphisteginas y Equinodermos. Constituyen el muro de un importante paquete de calizas masivas con las que inicia la facies marina del Mioceno inferior.

V.IV-3-E.- RASGOS GENERALES DE LAS SERIES DEL PALEOGENO SOBRE EL SECTOR CENTROMERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Al contrario que en las series más septentrionales, la formación marina de base es aquí mucho más completa.

El Paleoceno, que era exclusivamente calizo en las series vecinas al Norte, se enriquece aquí considerablemente en margas. Aunque no ha sido caracterizado el Montense, podría estar representado en la extrema base semirrecubierta (tramo 1, fig. 64).

La parte inferior de Paleoceno, el Thanetiense e Ilerdiense inferior, bien caracterizados, están constituidos por calizas y margas, éstas muy pobres en terrígenos silíceos, al contrario que las margas y calizas del Ilerdiense medio, Cuissense, Luteciense y Biarritziense, bien caracterizados también y muy ricos en terrígenos silíceos.

Esta posibilidad de datar bien el Paleoceno inferior pobre en terrígenos, que contrasta del resto del Paleoceno y Eoceno rico en terrígenos, permite apoyar la hipótesis de las calizas del Paleoceno de las series inmediatas al Norte, no caracterizadas allí por microfaunas, correspondan precisamente al Thanetiense e Ilerdiense inferior, y no ya al Ilerdiense medio y Cuissense, como tampoco al Eoceno. Todo esto, en el supuesto lógico de que los terrígenos en cuestión procederían de la Meseta.

La sedimentación Thanetiense e Ilerdiense inferior, marca aún una clara lejanía de costa, que comienza a atenuarse durante el Ilerdiense medio. Las calizas del Cuissense y del Luteciense, con texturas esparíticas y muy arenosas, silíceas, marcan una clara regresión hacia la zona de sedimentación costera. En el Luteciense superior, se intercala un episodio de arenas posiblemente correspondientes a playas o simplemente a un "cordón litoral". Hacia el final del Biarritziense, la presencia de "hard ground" y el paso a la formación marina-lagunal con influen-

Entre las Cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental, las Cordilleras Béticas ocupan la parte meridional de la Península Ibérica, desde Cádiz hasta el Sur de Valencia, prolongándose hacia el NE bajo el Mediterráneo, hasta reaparecer en las Islas Baleares. Igualmente la zona más interna de las Cordilleras, se prolongaría hacia el Sureste bajo las mismas aguas mediterráneas, con una anchura total desconocida.

Por el Norte, desde Cádiz hasta la Sierra de Cazorla, gran parte del borde externo de las Cordilleras queda oculto bajo los materiales neógenos de la depresión del Guadalquivir. Entre Villanueva del Arzobispo y Alcaraz, dicho borde externo se pone en contacto con los materiales paleozoicos de la Meseta.

Entre Alcaraz, Liétor y Hellín, y más al Sur, en la parte oriental de la Sierra de Segura que se aborda en este trabajo, la separación entre el borde externo de las Cordilleras Béticas y las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica resulta sumamente problemática, dadas las facies comunes y las directrices estructurales sumamente variadas. Este problema, al que se ha prestado siempre una importancia un tanto marginada, es de gran importancia para perfilar la relación entre las Cordilleras Bética e Ibérica, tanto desde el punto de vista paleogeográfico como del estructural.

Igual sucede aún más al Este, en la región de Valencia, donde las Cordilleras Béticas se ponen también en contacto con el extremo meridional de la Cordillera Ibérica, con un límite en gran parte indefinido.

Siguiendo la concepción de Fallot (1948), se distinguen tres grandes zonas, alargadas en dirección OSO-ENE, que de más interna a más externa son las siguientes: Zona Bética s. str., Zona Subbética y Zona Prebética. Además de estas tres grandes unidades fundamentales, existen las Depresiones interiores y las Unidades del campo de Gibraltar, cuya interpretación resulta hasta el presente muy insegura y discutida.

Más modernamente a Fallot (Foucault, 1960-71; Azema, 1965-71; Paquet, 1963-69), las investigaciones sobre el paso de la Zona Prebética a la Zona Subbética, han llevado a la elaboración de una teoría según la cual el paso entre las dos grandes Unidades se realiza mediante series y unidades menores, denominadas "intermedias" (Foucault, 1960). Esta cuestión, por afectar directamente al área de estudio del presente trabajo, será tratada con atención más adelante, en el capítulo de antecedentes.

cias continentales del Chattiense, marca una interrupción de la sedimentación como preludio del cambio de ambiente sedimentario.

Es muy dudoso que, en la extrema base de la "formación roja" marino-lagunal, estuviera representado - el Eoceno superior. Incluso es muy posible que en la misma falten, aquí también, el Oligoceno inferior y el Oligoceno medio.

La mayor parte de la formación marino lagunal, - en su parte inferior parece corresponder al Chattiense u Oligoceno superior. A unos 80 metros del muro de la misma, se ha caracterizado : aa zona de Globorotalia Kugleri, índice del paso del Oligoceno superior a la extrema base del Aquitaniense inferior.

A partir de esta "zona", esto es, hacia la base del Aquitaniense, aumenta la influencia continental en la formación roja, coincidiendo con una importante fase deplegamiento. Se establece así una discordancia del Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense), a la - par que sobreviene una nueva transgresión.

Los episodios ricos en Charáceas (facies de " -- "agua dulce") de la formación marina lagunal del Chattiense, evocan condiciones litorales, aislamientos - completos y temporales del mar. Este hecho no es sino una repetición del que se ha visto en las demás forma ciones del Jurásico y del Cretácico en el Prebético - externo e interno.

La subsidencia es muy considerable durante el Pa leoceno y Eoceno inferior medio, parece anularse du-- rante el Eoceno superior y hasta el Oligoceno medio, y venir a incrementarse, de nuevo fuertemente, a partir del Oligoceno superior. Los ambientes de sedimenta--- ción y las texturas, de las rocas, se relacionan íntimamente con la sucesión de estos movimientos verticales en la cuenca.

El clima, durante el Oligoceno superior y extrema base del Aquitaniense debió de ser cálido, como se deduce de la fuerte oxidación de los tramos contienen tales y de la eventual intercalación de evaporitas al techo de la formación.

V.IV-4.- EL PALEOGENO DEL SECTOR MERIDIONAL DEL DOMI- NIO PREBETICO INTERNO. PREBETICO MERIDIONAL DE LA Sa DE LA PUERTA.

Se describirán en este apartado, de forma abre-- viada y para completar las observaciones del conjunto de las series de la Zona PREBETICA en la transversal

A continuación se describen, muy brevemente, las características de las Unidades fundamentales de las Cordilleras Béticas. En la Fig. 3, se presentan los esquemas tectónicos del conjunto, según las hipótesis emitidas por algunos autores.

II. 2. 1. 1. - ZONA BÉTICA, s. str.

Aflora desde Estepona (Provincia de Murcia), internándose al SE. de ambos extremos y también hacia el NE., bajo el mar Mediterráneo. Su anchura de afloramiento es variable, según las transversales, con un máximo de unos 80 Km. en la transversal de Almería.

Los datos más recientes se deben a Aldaya (1969) Egeler y Simón (1969) y Puga (1971).

Se caracteriza por ser la única zona de las Cordilleras Béticas en cuyo seno llegan a aflorar los materiales paleozóicos y por la presencia casi constante de un Trfás muy genuino denominado "Alpujarride".

En la misma, se superponen tres complejos mecánicamente delimitados entre sí mediante superficies de corrimiento, que en orden de superposición ascendente son los siguientes:

- El "Complejo Nevado-Filábride"

Constituido por materiales metamórficos casi exclusivamente paleozóicos, si no exclusivamente, pues sólo con reservas se piensa que pudiera estar representado también el Trfás.

- El "Complejo Alpujarride"

Formado también por materiales metamórficos del Paleozóico, y por el denominado "trfás alpujarrides" de tipo alpino. Como en el complejo anterior, no parecen existir materiales más modernos.

- Y el "Complejo Maláguide"

Constituido por materiales francamente metamórficos atribuidos al Precámbrico y, además, una serie poco potente mesozóico-nummulítica.

La estructura de la Zona Bética resulta de la superposición de mantos de corrimiento de gran envergadura más o menos complicados en su detalle mediante accidentes de menor categoría.

de Elche de la Sierra-Moratalla, al igual que se ha hecho para el Mesozoico, la serie del Paleógeno que describe Paquet (1969) la Sierra de la Puerta, y un corte complementario de la base del techo del Paleógeno, que he realizado con el fin de comprobar el carácter mecánico del contacto del Paleógeno con el Mioceno inferior en la extremidad occidental de dicha Sierra.

Como se ha avanzado al describir el Cretácido, Paquet (1969) habla de un contacto meramente discordante y no tectónico entre la serie invertida de la Sierra de la Puerta y el Mioceno inferior. Por mi parte, he comprobado la existencia de un plano de falla inversa muy tendida entre ambas formaciones, del Paleógeno y del Mioceno inferior, en la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta, con lo -- que el carácter autóctono de la Sierra de la Puerta, tal como lo define Paquet, resultará muy discutible.

El espesor del conjunto de esta serie es muy semejante al de las series descritas inmediatamente al NO entre la Sa de la Muela y el Río Benamor.

V.IV-4-A.- EL PALEOGENO DE LA Sa DE LA PUERTA SEGUN PAQUET (1969)

Se describe aquí el corte más completo que da Paquet, sobre el Eoceno y Oligoceno de la Sierra de la Puerta.

Lo sitúa el autor al Oeste de los kilómetros 7 a 9 de la Carretera de Caravaca a Calasparra, y año de que la observación más clara de la serie se observa en los diferentes barrancos que discurren de NO hacia el SE.

Le denomina CORTE DEL BARRANCO DE LA PUERTA.

Cita el autor los siguientes términos litoestratigráficos, sobre las calizas ligeramente margoarenosas alternando con margas verdes del Daniense.

PALEOCENO SUP.

- 1) Margas verdes, con guijarros de calizas maestrichtienses, alternando con arenas rojas y areniscas en plaquetas. Los elementos maestrichtienses llegan a tener varios metros cúbicos. Las margas contienen microfauna del Paleoceno superior, según determinaciones de M.J. Magné: Globorotalia pseudomenardii BOLLI Gl. velascoensis CUSH Gl. aequa CUSH y RENZ Gl. cf. quetra-- triangularis WHITE. G. soldadoensis BRONN, Anomalina sp.

II. 2. 1. 2. - ZONA SUBBÉTICA.

La Zona Subbética queda delimitada entre la Zona Bética s. str. al Sur y la Zona Prebética al Norte.

No obstante, desde Cádiz a Martos (Provincia de Jaén), la relación entre la Zona Subbética y la Zona Prebética no se observa en superficie, debido al recubrimiento del Prebético por los materiales neógenos de la Depresión del Guadalquivir. Por el contrario, desde Martos al Cabo de la Nao pueden observarse las relaciones entre ambas Zonas, en circunstancias más o menos propicias.

Los estudios regionales más modernos y detallados sobre la Zona Subbética se deben a Vera (1966) y Fontboté (1970).

El Trías, allí donde afloran todos sus términos (Provincia de Murcia), presenta un Buntsandstein cuarzarenfítico y un Muschelkalk calizo nerfítico semejantes al del Prebético, junto con un Keuper limolítico-arcilloso, extraordinariamente yesífero. Sin embargo, más al Oeste, en la Provincia de Granada por ejemplo, Vera (1966) ha constatado la variedad del Trías "germano-andaluz" definido así por Blumenthal por sus semejanzas con el Trías de tipo germánico europeo y ciertas intercalaciones que recuerdan el Trías alpujarride del Bético s. str.

En las series jurásicas y cretácicas, los cambios de potencia y de facies varían frecuentemente entre sectores muy próximos entre sí, lo que sugiere una subsidencia diferencial muy marcada entre dominios sedimentarios vecinos.

En los dominios caracterizados por series mesozóicas potentes, se desarrolla frecuentemente una sedimentación de tipo turbidítico. Por el contrario, en las series jurásicas más "comprensivas" y poco potentes, son muy frecuentes e importantes los episodios de calizas nodulosas.

Asimismo, las series subbéticas intercalan frecuentemente episodios de coladas volcánicas submarinas de tipo básico, de diferentes edades.

Un horizonte de margas de este tramo ha dado mi crofauna del Senonense superior, testimoniando una importante removilización de las capas terminales del Cretácico. (1)

- 2) 4 metros de areniscas mal consolidadas y margas verdes.
- 3) 1 metro de arenas ferruginosas consolidadas.

PALEOCENO-YPRESIENSE

- 4) arenas consolidadas y margas verdes más o menos micáceas con guijarros.

La parte inferior, en las margas, ha dado abundante microfauna del Paleoceno con: Globorrotalia quetra BOLLI, Gl. brodermanni CUSH y BERM, Gl. elongata GLAESS, Gl. gr. formosa, Gl. cf. as pensis COLOM, Globigerina triangularis WHITE, - Gl. cf. gravelli BRONN, Allormorphina sp., Neorotalia sp.

Por el contrario, en la parte superior, algunos niveles calizas contienen microfauna del Ypresiense (datos de S.E.P.E.) con Globorotalia rex MARTIN, G. wilcoxensis CUSHMAN, y PONTON, Globigerina linaperta FINLAY, G. triangularis WHITE, Cassidulina globosa HANTK, Pullenia quinquelobata RSS., Bulimina affinis D'ORB.

YPRESIENSE

- 5) 100 metros, de arenas blancas y amarillas, más o menos consolidadas.

YPRES. SUP./ LUTEC./ INF.

- 6) 20 a 30 metros de margas arenosas micáceas y de calizas grises finamente arenosas, conteniendo cuarzos redondeados. Los bancos calizos contienen: Nummulites aquitanicus BENOIST, N. gr. partchi, Nummulites granulados, Discocyclinas y Assilinas, Europertia sp., y Operculinas.

(1) En mi opinión el área fuente de estos elementos rodados del Senonense se situaría muy claramente en zona de umbral definida en la Sierra de la Muela, -- donde se ha descrito una laguna estratigráfica progresiva de NO a SE. Indudablemente esta zona de umbral podría prolongarse más al SE del Mesozoico que llega a aflorar en aquella Sierra, pero no hasta la misma Sa de la Puerta donde la serie del Cretácico superior es muy completa.

La estructura de la Zona Subbética se resuelve en diversos mantos de corrimiento, desarrollados mediante un amplio despegue de la cobertera mesozóica a nivel de Keuper. La estructura de detalle de estos mantos, constituidos por pliegues generalmente orientados OSO-ENE, resulta más o menos complicada según los sectores.

II. 2. 1. 3. - ZONA PREBÉTICA

La Zona Prebética tiene de común con la Subbética la falta de afloramientos, en su seno, del zócalo paleozóico.

La diferencia fundamental, desde el punto de vista estratigráfico, es, sin duda, el predominio en la Zona Prebética de las facies nerfíticas con respecto a las pelágicas.

Anteriormente (II. 2. 1) se ha definido la imprecisión del límite septentrional de las Cordilleras Béticas, que afecta precisamente a la Zona Prebética, y particularmente a la parte más externa de la misma, en lo que se refiere a la ambigüedad de todo intento de separación con respecto a las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica.

El límite meridional de la Zona prebética lo constituye la Zona Subbética, pero la separación entre ambas zonas tampoco es tajante, desde el punto de vista paleogeográfico, según se verá más adelante. Es más, en ciertos sectores y episodios estratigráficos, resulta más brusco el límite entre el área prebética externa y el área prebética interna, que entre esta última y la Zona Subbética a nivel de Cretácico, donde la evolución de las series es allí más gradual.

Pero, en todo caso, y a escala regional, desde el punto de vista estratigráfico y paleogeográfico, no se puede establecer un verdadero límite de separación entre el dominio de la Cordillera Ibérica, ni entre éste con la Zona Prebética y Subbética.

Por una parte, la constatación de estos hechos rechaza de plano toda hipótesis "ultrabética" para la Zona Subbética y, por otra parte, se constata la existencia de un dominio Beti-Ibérico por razones estratigráficas y estructurales conjuntamente consideradas.

LUTECIENSE s.l.

- 7) 5 metros de calizas con grandes Nummulites, seguidas de 2 metros de margas grises y 10 metros de calizas arenosas grises más o menos nodulosas. Este nivel contiene, en abundancia: Nummulites millecaput BOUBEE, N. cf. crassus BOUBEE, Discocyclinas, D. cf. larioli, Actinocyclinas, Assilina spira ROIS, Alveolinas, Orbitolites sp., Europertia sp.
- 8) Algunos metros de arenas y areniscas amarillas, así como margas blancas.
- 9) 5 a 6 metros de calizas compactadas con Nummulites.

LUTECIENSE SUPERIOR

- 10) Algunos metros de margas blancas y calizas arenosas con Alveolina aff. boseii DEFRANCE Miscellanea sp., Discocyclina, Actinocyclinas, Nummulites sp., Gypsina globulus RES, Miliólidos Den taliym sp., Euinidos y Rotálidos.

EOCENO SUPERIOR

- 11) 4 a 5 metros de calizas blancas gravelenses con Algas, conteniendo en su techo numerosas restos de Equinidos (ECHINOLAMPAS sp) Neoalveolina sp. Discocyclinas y Actinocyclinas, Heterostegina - incolutus, Gypsina globulus RSS, Halkyardia sp. Eupertia sp.

OLIGOCENO

Sobre las calizas anteriores, vienen las calizas oligocenas, en concordancia, con los siguientes términos:

- 1) 40 a 50 metros de calizas en bancos delgados, ligeramente arenosas, que han dado solo algunos restos de Amphisteginas y Lepidocyclinas. Se trataría pues de un Oligoceno en s.l.
- 2) Una alterancia de margas arenosas blancas y calizas arenosas molásicas, dispuestas en tramos de espesor variable, de varios centenares de metros. Ocupan el sinclinal amplio de Moratalla, y se trata de terrenos de edad esencialmente Burdigaliense.

No obstante, la base de esta serie margosa representa aún el Oligoceno. Contiene en efecto, (datos de S.E.P.E.) Globigerina ciproensis var angustiumbilicata BOLLI G. trilocularis, G. tur gida, Globorotalia aequa CUSH Y RENZ G. quedrata. Esta microfauna indicaría la cima del Oligoceno.

El Mesozóico de la Zona Prebética tiene grandes semejanzas, e incluso episodios litoestratigráficos prácticamente idénticos, con las series equivalentes de la Cordillera Ibérica. A los episodios marinos neríticos, siguen casi con igual -- importancia los episodios más restringidos de tipo marino-lagunal, en los que alternan niveles depositados en ambiente salobre, con otros propios de mares más abiertos. Los episodios marinos restringidos y los de "agua dulce" son tanto más frecuentes en las series más externas del Prebético. Lo contrario sucede con los episodios pelágicos, por otra parte siempre más o menos representados, que van siendo progresivamente -- más frecuentes hacia el Sur, en series cada vez más internas -- del mismo Prebético.

El Trías de la Zona Prebética es de facies "germánica", semejante al del resto de la Península. Como ocurre en las proximidades de importantes núcleos paleozóicos de -- otras Cordilleras peninsulares (Sierra de la Demanda, por -- ejemplo), pero en este caso de forma más extremada, la "facies de borde" del Trías próximo a la Meseta resulta mucho más de -- tríticas que en las series alejadas de la misma.

El Jurásico no se conoce de forma totalmente -- completa en la Zona Prebética, pues si bien aflora abiertamente en las series externas de la misma, y en ciertas transversales en series internas muy septentrionales, no sucede lo mismo en la mayor parte de las series internas. De tal modo que -- con los datos de superficie no se puede establecer objetivamente la forma en que se produce el paso de las series jurásicas -- prebéticas a las subbéticas.

Lo contrario sucede con el Cretácico, que aflora abiertamente, tanto en las series externas, como en las internas. Precisamente la constatación de intercalaciones, tan -- to más frecuentes hacia el Sur, de episodios pelágicos entre otros neríticos en el Cretácico de las series prebéticas internas, ha dado lugar al planteamiento de la existencia de "unidades y series intermedias" (Foucault, 1960-71) entre el Subbético y el Prebético. Ahora bien, el problema se centra actualmente en una reconsideración sobre la definición de las -- Unidades y series intermedias en el concepto que propone Foucault. Concretamente, en definir de una forma más concreta -- este "sector de transición" con "series intermedias". Puesto que los episodios pelágicos del Cretácico van apareciendo -- progresivamente hacia el Sur, y puesto que se desconoce la -- forma en que se realiza esta evolución en las series jurásicas

Más al SO del corte anterior, define Paquet otra serie del Paleógeno.

Denomina a este nuevo corte, de la Casa de la -- Puerta.

En este caso, según expresa el autor, el Lute---ciense superior parece reposar directamente sobre la serie arenosa del Ypresiense, con lo que podría ser -- directamente transgresivo sobre el mismo. Se basa el autor en que el Luteciense superior es, en efecto, -- transgresivo en el Dominio Prebético y en otros puntos de la Cadena.

OBSERVACIONES DEL AUTOR

Si bien no ofrece dudas el carácter transgresivo del Luteciense en ciertos puntos de las Cordilleras - Béticas, conviene recordar la existencia inmediatamen- te al NO de la Sierra de la Puerta, sobre el flanco - sur de la Sierra de la Muela, de una serie marina del Eoceno con un Thanetiense, Ilerdiense, Cussiense y Lu- teciense muy completos, que no habían sido puestos de manifiesto en estas regiones sobre el dominio Prebético interno (Vease apartado V.IV-3-A).

Deseo expresar también la posibilidad de que la causa de la ausencia del Luteciense inferior y medio de este nuevo corte que describe Paquet en la Sierra de la Puerta (Paquet, 1969, pág. 109) sea debido, en este caso, a la extremada complicación tectónica de - la parte meridional de la Sierra de la Puerta hacia - su extremidad suroeste.

En efecto, en dicha extremidad de la Sierra, he logrado poner de manifiesto la existencia de varias - fallas inversas y cobijaduras, que en unos casos repi- ten y en otros ocultan ciertos tramos de la serie - - (Véase apartado V.III.3-4-D).

Esta interpretación es muy probable, una vez que en la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta he podido reconocer términos aún más bajos del Paleógeno, Montienense concretamente, que los descritos -- por Paquet.

se plantea la cuestión de qué series deben atribuirse al Prebético por sus características de conjunto y no únicamente porque presenten ciertos episodios con fauna pelágica. De forma semejante, si alguna de las "unidades intermedias" más meridionales pudiera representar un Subbético septentrional rico en terrígenos a nivel de Cretácico inferior gracias al desarrollo de procesos turbidíticos.

Las características del Jurásico en las series conocidas, son bastante similares en todos los sectores. El Lias y el Dogger, fundamentalmente dolomíticos, presentan pasos laterales a calizas en ciertos niveles; entre ambos se intercala además un tramo arcilloso de gran constancia regional. El Oxfordiense superior está representado por un corto episodio de calizas nodulosas con Ammonites. El Kimmeridgiense inferior-medio, calizo margoso, diferencia facies más costeras y otras de plataforma, con raros Ammonites. El Kimmeridgiense medio, dolomítico, en las regiones orientales pasa a calizas con "oncolitos". El Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Neocomiense, fundamentalmente calizo y de ambiente marino más o menos restringido, no siempre representado, es común a las series externas relativamente meridionales, y a las internas relativamente septentrionales que llega a aflorar. En las series internas, la parte superior del Neocomiense es margosa y algo terrígena, con episodios ricos en Ammonites.

El Cretácico inferior, en las series prebéticas más externas se presenta en facies exclusivamente terrígenas de marcada influencia fluvial. Por el contrario, en las series prebéticas internas tienden a prevalecer los episodios de calizas ricas en Algas, Orbitolinas y Rudistas, sobre los mismos terrígenos -- siempre más o menos representados.

El Cretácico superior presenta un complejo dolomítico en el Cenomanense-Turonense, que en ocasiones comprende también la extrema parte superior del Cretácico inferior (Vraco niense). Y un conjunto calcáreo superior (Senonense) de características marino-lagunales en las series prebéticas externas y en las internas más septentrionales; y de características más pelágicas en la mayor parte de las series internas.

El Nummulítico, aflora siempre más o menos incompleto en su parte superior. Su parte inferior (Paleoceno) ha sido bien dada en regiones, como la comprendida en este trabajo, donde se había considerado su ausencia. No se encuentra representado en las series prebéticas externas, y en las internas se desarrolla ampliamente con diferentes características; es decir:

V.IV.4-B.- DATOS COMPLEMENTARIOS SOBRE EL PALEOGENO DEL SECTOR MERIDIONAL. LA SERIE EN LA EXTREMIDAD OCCIDENTAL DE LA SA DE LA PUERTA.

Como se ha avanzado al tratar de Cretácico de la Sa de la Puerta, he realizado un corte en el extremo occidental de la misma al objeto de complementar las observaciones de Paquet, e investigar las relaciones entre la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla y la Sa de la Puerta, en sus aspectos tectónicos y estratigráficos.

Seguiré definiendo la serie, respetando la numeración de los tramos iniciada al describir el Cretácico superior de este corte occidental de la alineación montañosa, con lo que el Paleógeno comienza en el tramo 4 (Fig. 60).

El primer afloramiento del tramo (Paleoceno), de Sur a Norte, no es completo en el itinerario del corte, pues está cabalgando sobre las margas rojas del Maestrichiense, que se repiten por falla inversa. Como la serie está invertida, debajo de las margas rojas del nuevo afloramiento del Maestrichiense reaparece ya completo el Paleoceno (corte al pié de la figura 60).

En detalle de Sur a Norte, se encuentran según se ha dicho, debajo de las primeras capas rojas de Maestrichiense:

PALEOCENO
(Montiense)

TRAMO 4 (incompleto).--

- 10 a 15 metros de margas y margocalizas compactas de aspecto areniscoso, que engloban numerosos bloques de calizas, y eventualmente de dolomías. Un gran bloque de dolomía, que pudiera proceder del Cenomanense de la serie de la Sa de la Muela, que como se vió presenta allí una laguna estratigráfica entre el Cenomanense y el Eoceno. Algunos de los cantos calizos englobados son del mismo Paleoceno, al igual que las margas que los contienen, y otros, como se verá más adelante -- son del Senonense, y se interpretan como barridos de áreas fuentes más septentrionales, posiblemente de la misma Sa de la Muela, por las razones ya expuestas con antelación.

Las margas han librado abundantes y mal conservados, Daviesiona sp., Miscallánea sp., Globorotalia velascoensis (CUSHMAN), Globorotalia y Cibi-

más calizo en las series internas septentrionales, y más margoso en las internas meridionales. En estas últimas, sus afinidades -- con el nummulítico de las "unidades intermedias" y del Subbético, son muy notables.

Desde el punto de vista estructural, la Zona Prebética constituye un cuerpo enteramente autóctono, si bien su estructura interna, en determinados y amplios sectores, resulta bastante más complicada de lo que se había supuesto.

Respecto a las "unidades intermedias" su complicación puede variar desde cuerpos autóctonos o paraautóctonos a otros alóctonos. Este asunto no está aún claramente definido en todas las transversales.

El rumbo de los pliegues es muy variable, con frecuentes inflexiones que se apartan de la dirección general OSO-ENE, que tiende a caracterizar el conjunto de las Cordilleras Béticas.

II. 2. 1. 4. - DEPRESIONES

Dentro del ámbito de las Cordilleras Béticas existen depresiones rellenas por materiales neógenos, de las cuales la más importante es la Depresión del Guadalquivir que se instala sobre el borde meridional de la Meseta al Norte, y sobre el borde externo de las Cordilleras Béticas (Zona Prebética) al Sur.

Otras depresiones de mayor o menor rango por su amplitud, son las depresiones interiores (Granada, Guadix-Baza; Moratalla-Calasparra-Cieza; Mula-Murcia; Almería, etc.)

II. 2. 1. 5. - UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR.

Situadas al Sur de la Provincia de Cádiz, según unos autores se trataría de unidades subbéticas meridionales, mientras otros opinan que son Unidades "ultrabéticas"; y, por último, otros consideran la coexistencia de ambos tipos de unidades.

Entre los distintos autores que han tratado este problema destacan las opiniones de Blumenthal (1931-33), Fallot (1948), Hoepfener, Hoppe, Dürr y Mollat (1964), Chauve (1967) y Didon (1969).

cides sp. Esta asociación caracterizaría el Paleoceno (Montiense), pero las margas contienen además Globotruncanas, sin duda rodadas, -- que las contaminan.

Uno de los cantos calizos incluidos, con textura de biomicrita arcillosa, resulta del mismo Paleoceno, con Globorotalia pusilla BOLLI, G. ehremergi (Bolli), G. aequa (CUSHMAN y RENZ), G. velascoensis (CUSHMAN), Globigerina linaper-ta (FINLAY) Operculina sp., Discocyclina sp., Miscellanea sp., Lithothamnium sp., Epilithon sp., y Distichoplax sp.

TRAMO 3.-

- parte superior del mismo, que se repite por calbagamiento del tramo 4 incompleto que se acaba de describir (Véase perfil geológico de fig. 60)
- 2 metros de margas hojosas de colores rojo salmón o rojo ladrillo, con microfauna del Senonense, análoga a la descrita más al Sur (ver descripción del Cretácico de este corte en páginas anteriores).

PALEOCENO (Montiense)

TRAMO 4 (completo).- Bajo las margas senonenses del nuevo afloramiento por falla continúan:

- a) 40 a 50 metros, de margas verdosas con pasadas de margo-calizas, y englobando bloques y cantos de calizas y eventualmente de dolomías.

Los levigados de las margas de este episodio -- han dado una mezcla de faunas abundantes del Paleoceno, del Maestrichtiense y del mismo Cenomaniense.

La microfauna del Paleoceno es análoga a la descrita en este mismo tramo, en su afloramiento incompleto. Corresponde por tanto al Montiense.

Uno de los bloques de las calizas incluidas ha dado microfauna del Senonense, con Globotruncanas, Hedbergella sp., Pithonella sphaérica (KAUFMANN), Pseudotextularia sp., y Heterohélis sp

Las faunas rodadas del Senonense y del Cenomaniense se explican fácilmente, conociendo la existencia de lagunas estratigráficas con los consiguientes umbrales, más al Noroeste, en las Sierras de la Muela.

II. 2. 1. 6. - EVOLUCION TECTONICA Y PALEOGEOGRAFICA DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

La cuestión de fondo más importante, aún no resuelta por falta de un importante apoyo de los estudios geofísicos, es la delimitación de las áreas paleozóicas cratónicas de aquellas -- otras que han intervenido en la etapa orogénica del ciclo alpino. -- Es decir, qué parte del paleozóico subyacente a las Zonas Prebética y Subbética ha sido implicada en el plegamiento alpino al -- igual que el Paleozóico del Bético s. str., y qué parte del mismo no ha sido afectada en absoluto por este plegamiento, como sucede en la Meseta.

Por las relaciones aparentes entre el zócalo y la -- Cabertera en la Zona Prebética, la hipótesis más admisible sería -- la de un papel cratónico en el zócalo paleozóico de la zona externa de las Cordilleras Béticas, con un juego de fallas de desgarre aprovechando en general fracturas previamente constituidas. Pero ni aún aquí se puede afirmar, que el zócalo no haya sido en -- parte afectado por pliegues en la orogenia alpina.

En el Triásico la sedimentación en las Zonas Prebética y Subbética, tiene una marcada influencia continental, sobre un medio, quizás marino, pero en todo caso muy restringido y de aguas someras; con episodios marinos neríticos (facies del -- Muschelkalk) que suponen avances y retrocesos del mar abierto. Por el contrario, en la mayor parte del Bético s. str., con excepción del Complejo Maláguide, los mismos sedimentos indican lejanía de costa, y sólo hacia el Triás medio-superior la sedimentación marina refleja un ambiente somero.

Así, la individualización del surco Bético, parece iniciarse con antelación sobre el área bética s. str. con una subsidencia fuerte al final de la era paleozóica, en un tiempo -- aún no concreto entre el Carbonífero y el Pérmico. Al final -- del Triás, la subsidencia se acentúa fuertemente en la Zona -- Subbética, sobre todo a partir del Triás medio, y en relación -- son el juego de fracturas de zócalo, cuyo testimonio se refleja en las repetidas salidas del magma básico que constituyen las -- masas volcánicas y subvolcánicas.

En la Zona Prebética, la subsidencia de conjunto es sin duda menos fuerte; pero en algunos sectores, sobre todo durante el Cretácico inferior, es muchísimo más considerable de lo que se había sospechado. Incluso, se puede decir,

- b) 2 a 3 metros, constituyendo un sólo banco, de caliza bioclástica, constituida de faunas de Discocyclina sp. , Miscellanea sp. , Globorotalia velascoensis (CUSHMAN), G. aequa (CUSHMAN Y RENZ) y Globigerina linaperta (FINLAY).

La caliza está alterada, por lo que su microfauna se separa fácilmente en levigado, pero resulta en gran parte mal conservada por el mismo motivo.

- c) unos pocos metros, recubiertos en unos puntos y cobijados en otros del mismo contacto por el episodio anterior, de calizas arcillosas y margocalizas blancuecinas. El levigado ha dado escasa y mal conservada fauna, de distribución dudosa. Es posible que, por su posición estratigráfica relativa, este episodio marque el paso al Luteciense

EOCENO

LUTECIENSE (Base del)

Tramo 5, de fig. 60 Se compone de unos metros de espesor, continuación del episodio c del tramo anterior, de calizas y margas finamente areniscosas.

Las calizas, con textura de bioesparitas -- con micrita, contienen abundantes intraclastos y restos, en general rotos, de Discocyclina sp. , Operculina sp. , Cibicides sp. , Globigerina sp. , Globorotalia broedermani (CUSHMAN Y BERMUDEZ), G. spinulosa (CUSHMAN), y G. bolivariana (FETTERS)

Sobre el tramo 5, viene una potente formación, constituida fundamentalmente por areniscas, margas areniscosas y calizas arenosas y con gravas de cuarzo, muy ricas en Nurrmulites.

Por haber sido suficientemente descrita por Paquet, poco más al Oeste, hemos muestreado únicamente su parte superior en esta extremidad occidental de la S^a de la Puerta, al objeto de poner en evidencia como estos niveles del Luteciense cabalgan -- aquí directamente sobre las margas del Mioceno, -- marino, faltando las calizas del Oligoceno.

que durante el Cretácico inferior y la parte inferior del Cretácico superior, la subsidencia máxima es en general bastante mayor en el área prebética interna que en la misma Zona Subbética. Y, durante el Paleógeno, la subsidencia máxima, independientemente de la mayor lejanía de costa en el área subbética, parece darse hacia el límite entre la Zona Prebética y la Zona Subbética. Subsidencia y lejanía de costa, no son hechos necesariamente ligados, al menos durante algunos episodios de la sedimentación en el área de las -- Cordilleras Béticas.

Durante el Mioceno inferior tuvieron lugar los plegamientos más fuertes, así como la puesta en lugar casi definitiva de los mantos de corrimiento; pues, durante el Mioceno superior, estos mantos sufrieron también, al menos en las transversales occidentales de la Provincia de Murcia, ciertos reajustes locales de tipo gravitatorio que provocaron frecuentes cobijaduras de los materiales Tortonienses en el frente del corrimiento.

Otros plegamientos anteriores, cuya importancia, -- a veces difícil de establecer por la superposición de los efectos -- de plegamiento de edad miocena, se han constatado también en diversos sectores. Entre ellos, en el presente trabajo, donde en un importante sector del Prebético interno el Mioceno inferior se encuentra suavemente plegado, lo que permite constatar la importancia mucho mayor, en este área, de un plegamiento de edad Oligoceno superior -- extrema base del Mioceno inferior.

Durante el Mioceno superior y Plioceno, tiene lugar el plegamiento de fondo de la Zona Bética s. str., y el levantamiento general de las Cordilleras, que no se consigue uniformemente en todos los sectores a lo largo de este intervalo; permaneciendo en el seno de las Cordilleras cuencas marinas, lacustres y fluviales de notable subsidencia. Es ésta, la etapa de la diferenciación de las depresiones internas, y de la depresión -- marginal del Guadalquivir.

A partir del Plioceno la erosión es muy intensa, -- como demuestra el rápido relleno por materiales poligénicos de tráficos en las depresiones internas.

II. 2. 2. - UNIDADES DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS REPRESENTADAS EN EL PRESENTE TRABAJO.

La mayor parte del área que comprende este estudio, pertenece a la Zona Prebética; sin embargo, por exis--

Así estos niveles superiores del Nummulítico en el presente corte resultan calizas organógenas muy arenosas, con textura de bioesparitas arenosas. Los porcentajes de cuarzo, en tamaño arena y grava son variables entre el 15% y el 30%

Contienen frecuentes restos de Nummulites sp., Orbitolites sp., Alveolina sp., Miliólidos, Cibicides sp., Gypsina sp., Halkyardia sp., Globorotalia broedermanni (CUSHMAN Y BERMUDEZ), Truncorotalia sp., -- junto a Briozoos, Equinodermos, Lamelibranquios y Melobesias.

V.IV-4-C.- RASGOS GENERALES DEL PALEOCENO EN EL -- SECTOR MERIDIONAL

La serie del Paleoceno resulta muy completa en el Sector Meridional o Sierra de la Puerta. Caben -- dos hipótesis:

1a) Al contrario que en el Sector Centro-Meridional del Prebético interno (Series de El Campanero, de la Sierra del Cerezo, del Camino de Somogil etc...., antes descritas), donde el Paleógeno diferenciaba una formación marina inferior o Nummulítico en s. estricto y una "formación marino-lagunal" superior, ambas formaciones tienen aquí un carácter francamente marino, de mares no restringidos.

De este modo, el Paleógeno de la Sa de la Puerta se asemeja más al depositado sobre la ZONA SUBBETICA, que al del resto del Dominio Prebético Interno. El Ypresiense y Luteciense contienen un marcado carácter terrígeno, mientras el Monticense apenas presenta indicios de arenas silíceas.

Este hecho resulta muy significativo y valioso para establecer las correlaciones con las series del Dominio Prebético en sus sectores más septentrionales. En efecto, se ha visto como en los sectores septentrionales las series del supuesto Paleoceno, sin faunas características, contenían terrígenos en proporciones siempre inferiores al 5%.

En el supuesto, como parece ser, que los aportes de cuarzos rodados vengan de la Meseta, los términos litológicos de las series septentrionales correlativos del Ypresiense-Luteciense, deberían estar al menos tan cargados de estos terrígenos como en los Sectores Centro-Meridionales vertiente sur de la Sa de la Muela y el Sector Meridional de la Sa de la Puerta. No siendo así, es lo más probable que los términos carbonatados del Paleógeno de las series septentrionales pertenezcan al Paleoceno inferior-medio, cuyas series en los Sectores Meridionales tampoco comportan estos terrígenos.

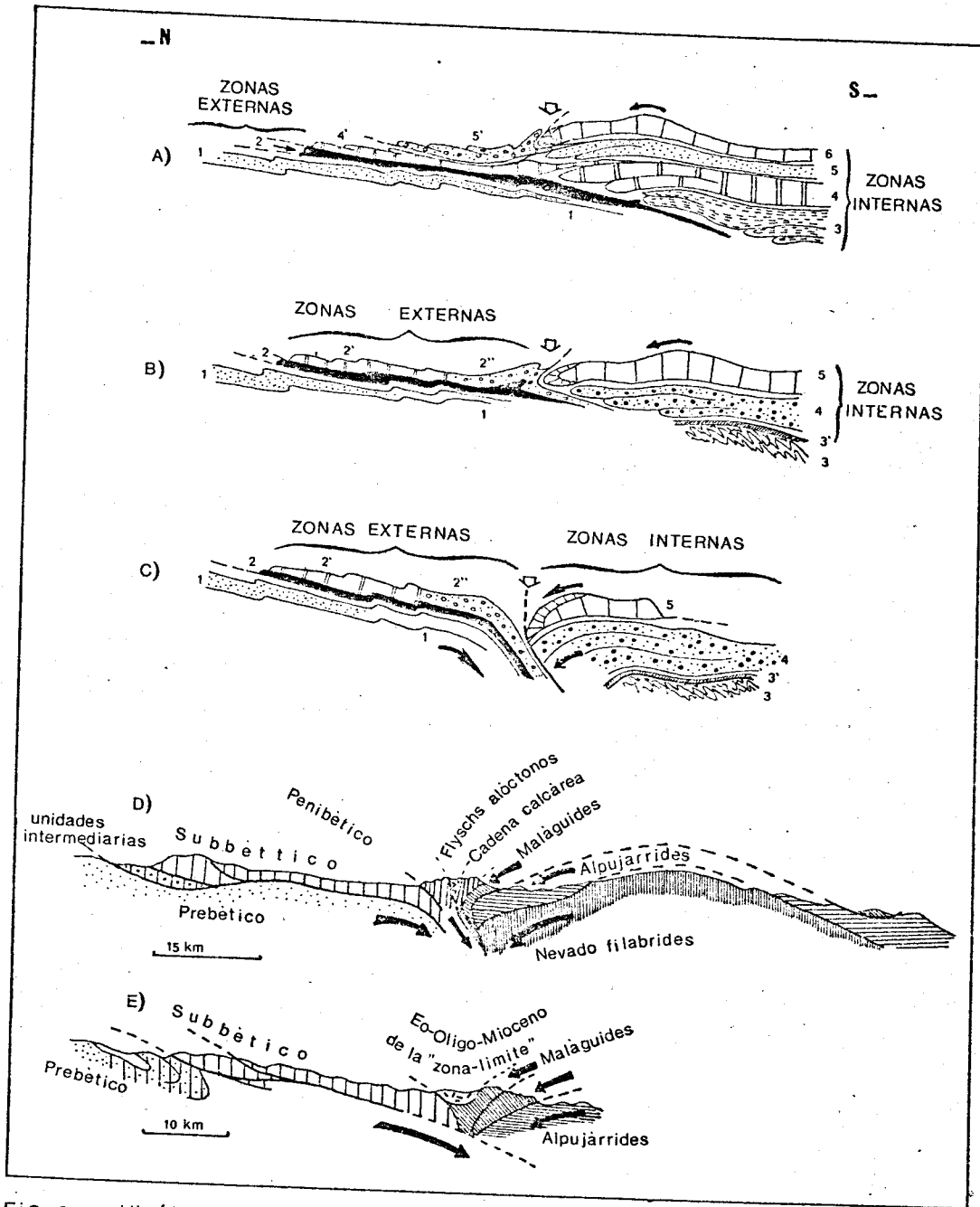


Fig 3 — Hipótesis sobre la estructura de las CORDILLERAS BÉTICAS

- A) R. STAUB: 1, Prebético autóctono; 2, manto triásico de Antequera; 3, manto esquistoso de Sierra Nevada; 4, manto alpujarride inferior; 4', su cobertera subbética externa; 5, manto alpujarride superior; 5', su cobertera subbética interna; 6, Bético de Málaga.
- B) P. FALLOT y M. BLUMENTHAL: 1, Prebético autóctono; 2, Trías subbético; 2', Subbético externo; 2'', Subbético interno; 3, esquistos de Sierra Nevada; 3', Mischungzone; 4, mantos alpujarrides; 5, Bético de Málaga.
- C) y D) H. DURAND DELGA. Subíndices equivalentes a B), en C.
- E) PAQUET

2a Una segunda hipótesis o posibilidad, al margen de lo expresado sobre la procedencia de los terrígenos, que resulta un hecho cierto en ambos casos, sería la de considerar también eocenas las calizas superiores de la serie invertida de la Sierra de la Puerta. Esto es, las calizas que Paquet ha atribuido al Oligoceno.

Existen argumentos que apoyan esta posibilidad. Entre ellos, que bajo estas calizas, en el extremo NE de la Sierra de la Puerta, ya en la Hoja de Calasparra, justo unos 2 Km. al SO de aquella extremidad de la Sierra, y mezclados mecánicamente con las margas miocenas próximas al contacto, he podido reconocer abundantes trozos de calizas con Nummulites sp. Este hecho tendría un doble significado. Por una parte, que la falla inversa bien manifiesta entre el Eoceno y el Mioceno en la extremidad SO de la Sierra de la Puerta, se prolongaría a lo largo de todo el contacto hacia el NE. En segundo lugar, la posibilidad de que los Nummulites encontrados junto al contacto mecanizado, correspondan a niveles estratigráficamente superiores a las calizas que Paquet ha atribuido al Oligoceno. Aquellas calizas, de otra parte, no han dado aquí fauna característica, pero su semejanza litológica es enorme con las que Azema ha descrito en la Serie de la Garrapacha (Hoja de Cieza) como Eoceno, con Nummulites abundantes. Por otra parte, el conjunto de la Serie de la Garrapacha no puede ser más análogo al de la misma Sierra de la Puerta, lo que he podido constatar personalmente sobre el terreno.

En esta segunda hipótesis, se acortarian las diferencias estratigráficas de conjunto entre el Paleógeno del Prebético interno y del Prebético meridional de la Sierra de la Puerta, cuyo Oligoceno no llegaría a aflorar y podría estar constituido también por la formación rojo marino-lagunal del Prebético interno, como así sucede más al Este en la Serie de la Garrapacha.

V.IV-5.- RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE EL PALEOGENO DE LA REGION ESTUDIADA. CORRELACIONES ENTRE LAS SERIES DESCRITAS.

En la figura 67 se expresan las correlaciones entre las series paleógenas estudiadas, indicando además la naturaleza del substrato mesozoico para cada una de las series.

Según se vió con antelación, durante el Cretácico sucedieron en la cuenca prebética interna movimien

En la parte meridional del área de la cartografía ciertos testigos de unidades alóctonas, uno de ellos de características "intermedias" entre el Subbético y el Prebético, y otros del Subbético en sentido estricto, he considerado conveniente ampliar algo más al Sur mis observaciones.

Así, en orden de importancia, en el presente trabajo se estudian las siguientes unidades:

- Zona Prebética, en la que se distinguen el Prebético externo y el Prebético interno por sus características estratigráficas y tectónicas marcadamente diferentes. Esta división no coincide exactamente con la propuesta por otros autores (Foucault 1971),

- Unidades intermedias, parcialmente representadas entre las transversales que comprende el estudio.

- Zona subbética en s. str., de la que se abordan únicamente las características de los materiales representados en el frente de corrimiento de la misma.

tos verticales, epirogénicos, que ocasionaron una repartición irregular de subsidencias a lo largo del tiempo. Estas condiciones se han reflejado claramente en la presencia de lagunas estratigráficas. En las series más septentrionales (Sierras de la Umbria de la Mata y del Zacatín) del Prebético interno, así como en la más meridional (Sierra de la Puerta), el Paleoceno se ha depositado sobre las margas con Globotruncanas del Maestrichtiense, que en la serie prebética meridional se presenta en facies de "capas rojas". Por el contrario, en el Sector Centro-Meridional del PREBETICO INTERNO, el Paleoceno se ha depositado sobre las dolomicritas cenomanenses-turonenses (vertiente norte de la Sierra de la Muela), e inmediatamente al sur (series del Campanero, Río Benamor y Somogil), sobre las mismas dolomías masivas del Cenomanense.

Es decir, al iniciarse el Paleoceno existía ya un importante umbral, herencia de las circunstancias paleogeográficas del Cretácico superior, que condicionó en parte la conformación de la nueva cuenca.

No obstante, al iniciarse el Paleoceno, el antiguo umbral tiende a desaparecer bajo los efectos de una fuerte subsidencia sobre las áreas antes realizadas. Sin embargo, hacia la vertiente norte de la Sierra de la Muela persiste aún la acción de un eje de umbral (serie III de la fig. 67), que se manifiesta en una reducción del espesor del conjunto del Paleoceno, con respecto a las áreas situadas inmediatamente al Oeste y al Sur. Más al Norte y al Este, no existen series paleocenas.

El Paleoceno de las series septentrionales (I, II y III, fig. 67), de tipo marino-restringido, está constituido por calizas de grano fino, estratificadas en los episodios inferiores y masivas en los superiores (Sierras de UMBRIA DE LA MATA y del ZACATIN). Los episodios estratificados de base, parecen faltar por laguna estratigráfica sobre el eje del umbral (vertiente norte de la Sierra de la Muela, III, fig. 67). En todo caso, faltarían o se integrarían en la extrema base de la caliza masiva paleocena de la misma serie.

Las series paleocenas septentrionales (I, II y III fig. 67) no parecen subir más allá del ILERDIENSE INFERIOR. Es decir, en las mismas faltaría el ILERDIENSE MEDIO y el CUISSIENSE, además del Luteciense. Esto se deduce, no por la datación de las series septentrionales que resultan pobres en faunas características, sino por la precisión en la datación de las series meridionales (IV y VIII, fundamentalmente; fig. 67), y la comparación de litofacies. En efecto, admitiendo que los terrígenos silíceos precederían lo más

III

ANTECEDENTES

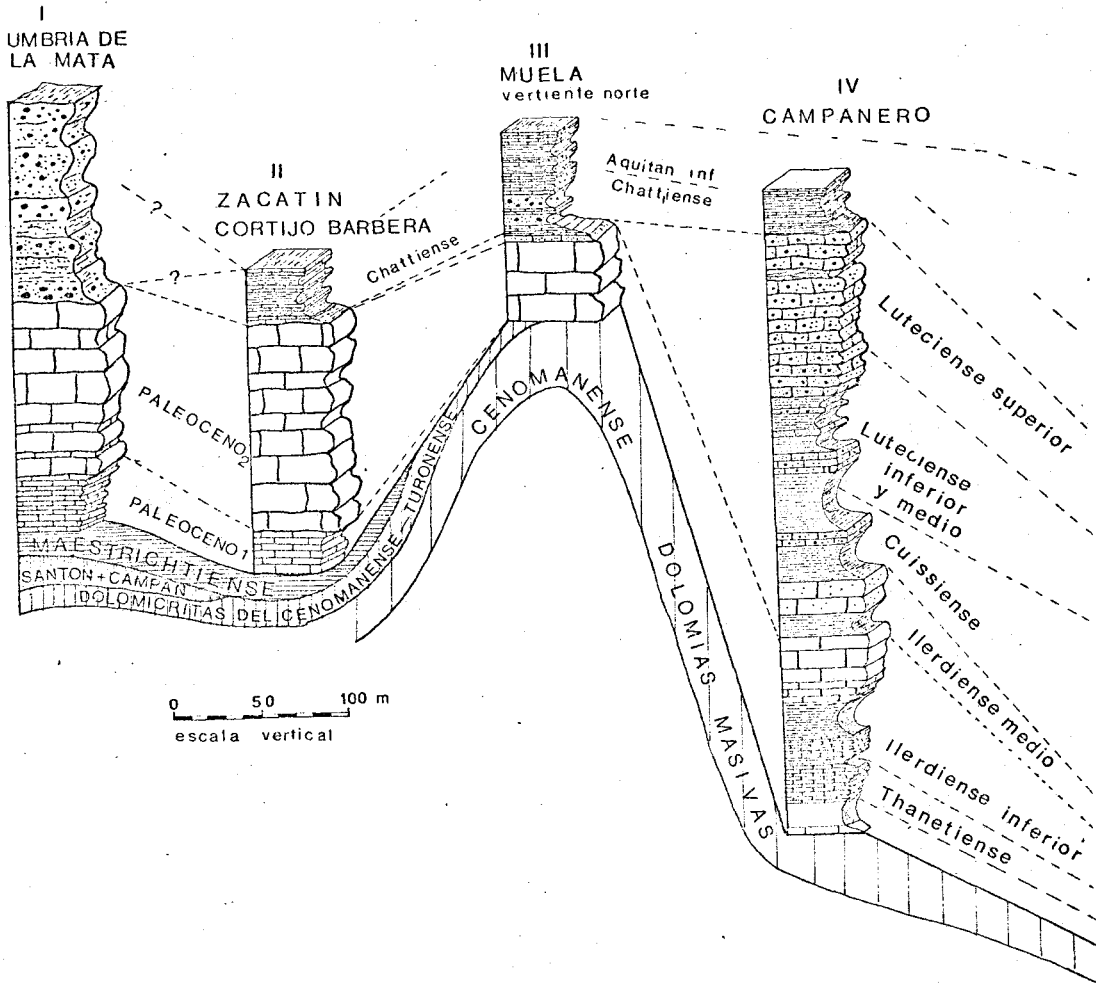
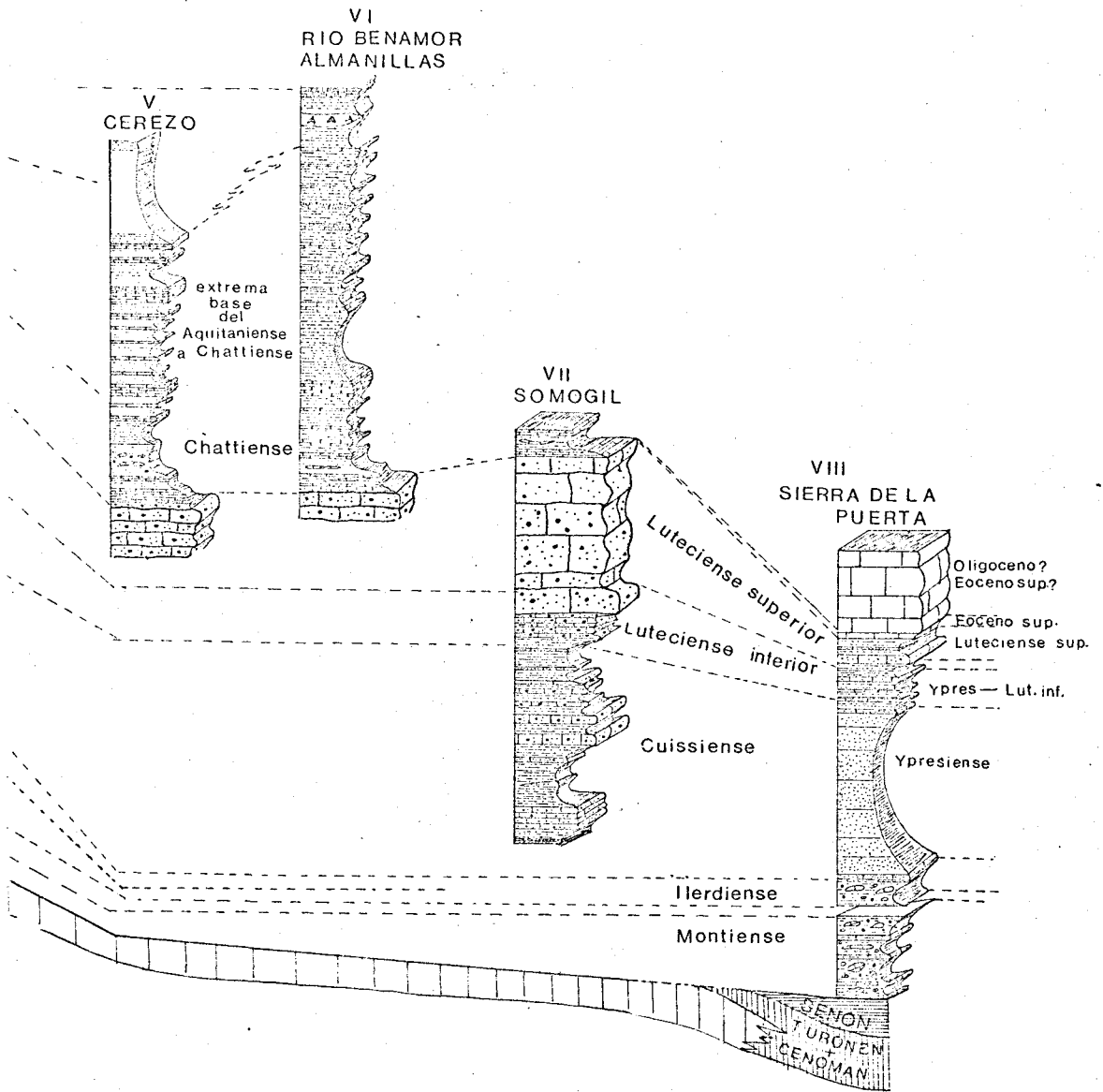


FIGURA 6.7 — CORRELACIONES ENTRE LAS



SERIES PALEOGENAS



III. - ANTECEDENTES

En el presente capítulo se consideran los antecedentes geológicos en tres apartados, que se refieren concretamente:

- a la ZONA PREBETICA, en general.
- a las UNIDADES INTERMEDIAS entre el PREBETICO y el SUBBETICO.
- a la REGION ESTUDIADA.

III.1. - ANTECEDENTES SOBRE LA ZONA PREBETICA EN GENERAL.

El primer reconocimiento general que se efectúa sobre los terrenos que más adelante se integrarían en la denominación y - concepto de Zona Prebética, se debe a Mallada (1884), con sus - observaciones sobre la Provincia de Jaén. Estas observaciones se recogen más tarde, en 1904, en las Memorias explicativas del Mapa Geológico de España.

Aparte estos datos, el estudio de la Zona Prebética quedó prácticamente abandonado durante el primer tercio del Siglo XX.

Es precisamente en 1927 cuando M. M. Blumenthal crea el término o denominación de "Prebético", incluyendo en este concepto, únicamente a las porciones para autóctonas situadas entre el frente Subbético alóctono y el autóctono septentrional. Este último, constituiría el Mesozoico ibérico de Blumenthal. No -- hay que olvidar, que tal definición la dió el autor estudiando las cordilleras hacia la parte de Jaén.

A partir de 1927, se incrementan considerablemente los estudios de conjunto de las Cordilleras Béticas, llevados a cabo -- por diversos grupos de investigadores alemanes, franceses y españoles.

P. Fallot realiza sus primeros recorridos por las Sierras de Cazorla y Segura hacia 1.928, en los que se gastan unas -- primeras descripciones, breves y profundas, de la Zona Prebética. Asimismo, el autor realiza reconocimientos generales -- por las regiones más orientales, en aquellas mismas fechas. De sus observaciones, consideró que hacia las regiones orientales--

probablemente de áreas fuentes de la Meseta; y, constatándose además que estos terrígenos faltan en el Paleoceno de las series septentrionales, así como en el Paleoceno inferior de las series meridionales - (Montiense, Thanetiense e Ilerdiense inferior), donde comienzan a abundar estos terrígenos precisamente a partir del Ilerdiense medio, se deduce que el Paleoceno de las series septentrionales equivaldría a los pisos más inferiores, también sin terrígenos, de las series meridionales.

Al sur del eje del umbral de la Muela, el Montiense no ha podido ser caracterizado. Podría faltar junto con el Senonense. En efecto, durante el Montiense, el área prebética comprendida entre la Sierra de la Muela y la Sierra de la Puerta quedaría en gran parte al alcance de la erosión. Durante este proceso de erosión, serían barridas las calizas y margas del Senonense que falta en la Sierra de la Muela, cuyos bloques aparecen, junto con algún otro de dolomías cenomanenses y otros removilizados del mismo Paleoceno, entre las margas montienses e ilerdienses de la SIERRA DE LA PUERTA (VIII, fig. 67).

A partir del Ilerdiense medio las áreas septentrionales del PREBETICO INTERNO quedan emergidas, permaneciendo en estas condiciones hasta el Oligoceno superior-Aquitaniense inferior (series I y II, fig. 67). Sobre el mismo eje de umbral anterior (serie III, fig. 67), un corto episodio de caliza nummulítica arenosa podría corresponder a cualquiera de los episodios del ILERDIENSE MEDIO al LUTECIENSE SUPERIOR, o bien a un tramo "comprendivo" de los mismos. En todo caso, subsidencia apenas perceptible.

La subsidencia aumenta, rapidísimamente, al Sur de la Sierra de la Muela (IV de la fig. 67), claramente a partir del Thanetiense e Ilerdiense inferior con sedimentación marina, calizo-margosa, microfau--nas pelágicas, y visible lejanía de costa.

El Thanetiense no ha podido ser caracterizado - hasta el presente en la Sierra de la Puerta (VIII, fig. 67). Podría faltar por laguna estratigráfica o, lo que a mi parecer es más probable, por laminación o cobijadura mecánica, dadas las circunstancias allí constatadas (Fig. 60), con la presencia de fallas -- que se inician subparalelas a la estratificación y -- que ocultan o repiten términos de la serie. Una explicación análoga podría tener la reducción de espesores del Ilerdiense y Luteciense en la Sierra de la Puerta (VIII, fig. 67) con respecto a las series más septentrionales (IV, fig. 67); aunque también hay -- que considerar aquí la posibilidad de reducción de espesores por causas estratigráficas. En apoyo de es

resultaría muy difícil, y probablemente imposible, aplicar el concepto de la terminología de Blumenthal sobre el Prebético. Es decir, - Fallot consideró casi imposible la separación de los materiales - - francamente autóctonos de aquellos otros paraautóctonos. Por doble motivo, extendería el concepto del término Prebético, englobando - en el mismo lo que Blumenthal denominó Mesozóico Ibérico.

Hacia 1933, Brinkmann y Galwitz establecen su síntesis regional sobre el borde externo de las Cordilleras Béticas y - sectores adyacentes, entre Martos (Provincia de Jaén) y el Medite- - rráneo. Acompaña a su publicación un mapa a escala 1:600.000 cu- - yos rasgos generales conservan, aún en la actualidad, un estima- - ble valor para amplios sectores. Este trabajo, contiene además, - algunas descripciones estratigráficas y tectónicas de cierto deta- - lle.

Posteriormente, R. Staub (1934) refiriéndose a la - Zona Prebética, sugiere ciertas puntualizaciones sobre este con- - cepto, proponiendo la denominación de Beti-Ibérico en lugar de - - Prebético para el borde externo de las Cordilleras Béticas, esto- - es, para los materiales situados al Norte de los del Subbético.

En 1945, P. Fallot recoge todas las observaciones y datos de sus trabajos en una obra básica para el conocimiento - de la zona Prebética. Estas observaciones quedarían ampliadas y matizadas más adelante, en la síntesis de Fallot (1948) sobre el - conjunto de las Cordilleras Béticas.

En la parte oriental de la Zona Prebética, se cuen- - ta además con los trabajos de Dardes-Pericas (1945), y con diver- - sas Hojas del Mapa Geológico a escala 1:50.000 del I. G. M. E., en su mayor parte originales de Dupuy de Lôme, publicadas en la dé- - cada de 1950-60.

Los trabajos hasta aquí mencionados, constituyen - la base de partida de una investigación más detallada, que - se inicia de modo intensivo a partir de 1.960.

Busnardo, (1960) estudió la estratigrafía del Pre- - bético en las inmediaciones de Jaén. Distingue, entre el Prebé- - tico y el Subbético, la existencia de una unidad alóctona con ca- - racterísticas peculiares, que Fallot había considerado paraau- - tóctona e integrada en el Prebético. Se trata de la Serie de los Villares (Provincia de Jaén). Más adelante será discutido el pa- - ralelismo estratigráfico y tectónico de esta serie, con otras - unidades en otras transversales de las Cordilleras Béticas.

ta última posibilidad, está la naturaleza casi exclusivamente arenosa del CUISSIENSE de la serie meridional (VIII, fig. 67) frente a las facies también costeras pero más carbonatadas de las series prebéticas internas (IV y VII, fig. 67), lo que sugiere profundidades siempre moderadas pero tanto más someras hacia el Sur, compatibles con una subsidencia en todo caso notable.

La sedimentación se hace progresivamente más -- costera durante el Luteciense en las series septentrionales. Entre las calizas con Nummulites y Alveolinas del LUTECIENSE SUPERIOR (Biarritziense) más -- septentrional (IV, fig. 67) se intercala un episodio de arenas silíceas con estratificación cruzada, que evoca condiciones litorales o de playa marina.

Hacia la parte superior del Biarritziense (Luteciense superior) se interrumpe la sedimentación en todo el PREBETICO INTERNO. Testimonio de esta interrupción es la presencia de un "hard-ground" al techo de la formación nummulítica (IV, fig. 67). Las áreas de la cuenca correspondientes a las series del Sector Centro-Meridional del PREBETICO INTERNO (IV, V, VI y VII, fig. 67) se suman a las ya emergidas -- desde el ILERDIENSE MEDIO (I, II y III, fig. 67). Por el contrario, la sedimentación marina parece proseguir durante el Luteciense superior y Eoceno superior en el PREBETICO MERIDIONAL (VIII, fig. 67).

No obstante la emersión generalizada entonces -- en el PREBETICO INTERNO, la elevación sería lo suficientemente moderada como para no provocar la erosión de las formaciones depositadas. En efecto, la "formación roja" marino-lagunal del Oligoceno superior-Aquitaniense inferior viene a ser peniconcordante sobre el Biarritziense en las series centro-meridionales -- (IV, V y VI, fig. 67) y sobre las paleocenas inmediatamente septentrionales (II y III, fig. 67).

Durante el CHATTIENSE (Oligoceno superior) y extrema base del AQUITANIENSE INFERIOR, el límite de la sedimentación continental quedaría inmediatamente al Norte del eje de las Sierras de la MUELA y del ZACATIN, a la altura de la Sierra de la UMBRIA de la MATA (I, fig. 67) donde la "formación roja" es exclusivamente continental. Inmediatamente al Sur, se instala una cuenca marino-lagunal, esto es, con depósitos de ambiente marino alternantes con otros ricos en Charáceas ("facies de agua dulce"), que evocan -- aislamientos temporales del mar abierto en esta cuenca sublitoral. Otros episodios continentales, conglomerados y areniscas rojas, análogos a los de la formación exclusivamente continental de la serie más septentrional (I, fig. 67), se intercalan también entre las mismas calizas marino-lagunales (III, fig. 67) -

Foucault, (1960), estudia el Prebético situado al Norte de Sagra, en la parte meridional de las Sierras de Cazorla y Segura. Altera en cierta medida el concepto de las denominaciones anteriores, distinguiendo de Norte a Sur las siguientes unidades: 1º) Prebético en sentido estricto; 2º) Unidad intermedia de Sierra Seca; 3º) Unidad intermedia de la Sagra; y 4º) Subbético. Más adelante, el mismo autor (Foucault, 1971) cambia estos conceptos atribuyendo los términos 1º) y 2º) anteriores al Prebético externo y manteniendo el término 3º) como unidad intermedia o Prebético interno. Estas divisiones son actualmente diferentes a las que se pondrán en este trabajo.

Azema (1965-71), viene realizando un estudio de detalle de la zona Prebética y sus relaciones en el Subbético en la transversal de Fortuna, al Este de Cieza (Provincias de Albacete y Murcia). Ha distinguido también una zona intermedia entre el Prebético y Subbético en las Provincias de Murcia y Alicante.

Fourcade (1970, Tesis Doctoral), y entre otras publicaciones previas, ha estudiado muy detalladamente la estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Zona Prebética en un gran sector comprendido entre los meridianos de Albacete y Játiva. La labor realizada por este autor, resulta de un valor extraordinario, ya que tras estudiar un sinnúmero de series estratigráficas, establece las diferentes asociaciones de Foraminíferos, lo que permite afinar en las correlaciones de las distintas series. Su cartografía es de un detalle máximo, según hemos podido constatar sobre el terreno diferentes geólogos, trabajando más adelante en estas regiones.

López Garrido (1971, Tesis Doctoral), ha estudiado la Geología de la Zona Prebética al NE. de la Provincia de Jaén. De especial interés, resulta la descripción estratigráfica de detalle de las series de aquellas regiones, gran parte de las cuales presentan muchas afinidades con otras que describirémos en el presente trabajo.

Dabrio (1972, Tesis Doctoral), ha estudiado la región comprendida entre Pontones y Santiago de la Espada (Provincias de Jaén y Granada). Las series mosozóicas y nummulíticas que describe, resultan en gran parte semejantes a las que en el presente estudio se incluirán en el Prebético Interno.

Como complemento de los estudios regionales referentes a la Zona Prebética, se cuenta con la investigación llevada a cabo por el I. G. M. en el arco de Cazorla-Hellín-Yecla, durante 1970-71. El estudio fué llevado a cabo, según

argumentándose así la equivalencia lateral de ambas -
formaciones . Conviene anticipar aquí que la forma---
ción continental azoica (I, fig. 67), compuesta de --
conglomerados, areniscas y arcillas rojas, mantiene -
sus mismas características más al Norte sobre el DOMI
NIO PREBETICO EXTERNO; donde, además, es discordante
mediante una superficie de erosión profunda, sobre --
las distintas formaciones mesozoicas. Es decir, a par
tir del Oligoceno, el área prebética externa quedó mu
cho más realizada que la interna, y al alcance de la -
erosión continental.

No obstante al ambiente continental y marino-lagunal,
la subsidencia fué muy notable sobre el PREBETICO IN-
TERNO durante el Oligoceno superior, tras el periodo
anterior de emersión-subemersión.

Esta cuenca marino-lagunal se podría haber pro--
longado más al Sur de sus afloramientos actuales. Po-
siblemente, hasta la misma SIERRA de la PUERTA, donde
esta formación podría no llegar a aflorar por las cir
cunstancias mecánicas antes referidas.

Las calizas superiores de esta última serie (VIII
fig. 67) podrían corresponder a una formación marina
de edad imprecisa entre el Eoceno superior y el Oligo
ceno inferior-medio. Por el contrario, de prolongarse
allí el ambiente francamente marino hasta el Oligoce-
no superior, las características del depósito habrían
sido muy distintas en el PREBETICO MERIDIONAL en rela
ción con al ambiente marino-lagunal del PREBETICO IN-
TERNO. Nada puede afirmarse de modo definitivo al res
pecto, debido al cabalgamiento de la Sierra de la - -
Puerta.

los sectores por mis compañeros J. M. Esnaola en la Hoja de Yecla y tercio meridional de la Hoja de Moratalla; por J. Baena en las Hojas de Ontur y Jumilla, y por el firmante del presente trabajo, en las Hojas de Isso, Elche de la Sierra, y los dos tercios septentrionales de la Hoja de Moratalla. Precisamente, de esta investigación previa para el I. G. M. E. y del área por mí estudiada, nació el tema y propósito de realizar la Tesis que ahora presento, después de complementar y enriquecer en detalle los resultados de mi primera investigación. De este modo, parte de los datos que se describen en el presente trabajo, quedaron reflejados en la Memoria que redacté para el I. G. M. E., que permanece inédita hasta el presente.

III. 2. ANTECEDENTES SOBRE LAS UNIDADES INTERMEDIAS ENTRE EL PREBÉTICO Y EL SUBBÉTICO.

Dado que el problema de las Unidades intermedias se planteará en este trabajo, me refiero aquí a los datos bibliográficos sobre las mismas.

El concepto original de "Unidades intermedias" -- proviene de Foucault (1960-61), y comprendería aquellas Unidades cuyas series presentan características mixtas entre los ambientes neríticos y pelágicos propios de la Zona Prebética y de la Zona Subbética, Adaptándose a esta primera definición y concepto fueron definidas con antelación las siguientes "Unidades intermedias":

- UNIDAD INTERMEDIA DE SIERRA SECA (Foucault, 1960-61). Más adelante (Foucault, 1971), asignada al Prebético externo en el concepto de este autor.
- UNIDAD INTERMEDIA DE LA SAGRA (Foucault, 1960-61), inmediatamente al sur de la anterior. Posteriormente (Foucault, 1971), asignada con otras unidades, sin precisar, al Prebético interno y Unidades intermedias.
- UNIDAD INTERMEDIA DE LA SIERRA DE LA PUERTA (Paquet, 1963-69), asignada también por el mismo autor al Prebético meridional.
- FACIES INTERMEDIAS EN ALMORQUI (Azema, 1965).
- SERIE INTERMEDIA DE LA GARRAPACHA (Azema, 1965).

ESTRATIGRAFIA

NEOGENO

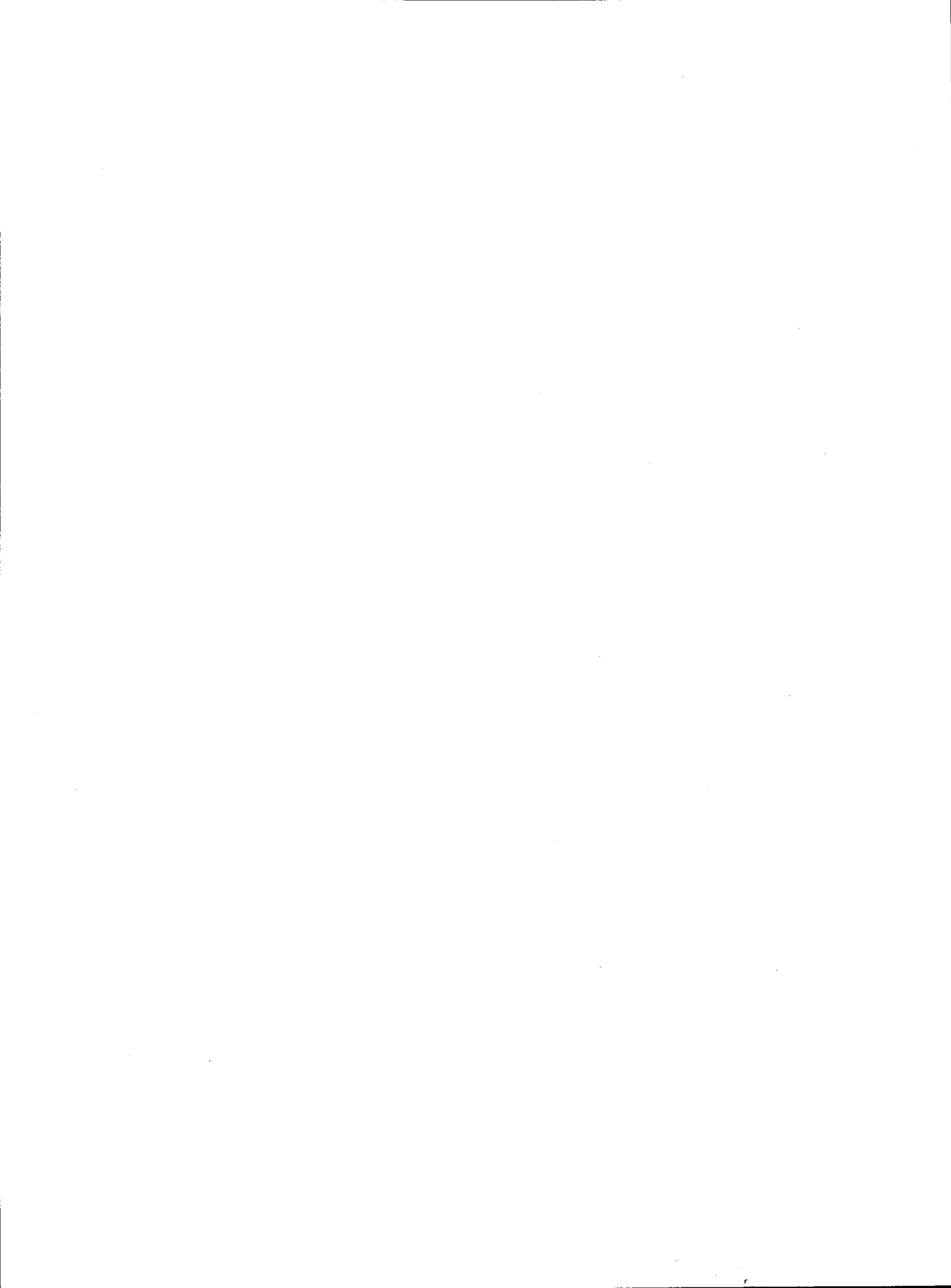
- SERIE INTERMEDIA DE CORQUE (Azema, 1965) Atribuída posteriormente (Azema, 1971), al Prebético meridional en el concepto de este autor

La UNIDAD INTERMEDIA DE SIERRA SECA (Foucault, 1960-61), se creó a expensas de materiales cuya serie había sido integrada por Fallot en el borde meridional del Prebético, sobre el que viene corrido el Subbético (Fallot 1945). Foucault (1960-61) consideró tal unidad como "intermedia" entre el Prebético y el Subbético, únicamente por presentar ciertos episodios con faunas mixtas, pelágicas y bentónicas en su serie. Distinguió dos series algo distintas, al N. y S. de Sierra Seca:

- AL NORTE la serie se compone de: Urgoaptense nerítico con Rudistas y Orbitolinas; el Albense que podría faltar en su totalidad; un Vraconiense-Cenomanense, margocalizo, con Equífnidos y calizas dolomíticas de grano fino al techo; el Cenomanense, con Orbitolinas y praealveolinas y el Turonense, mal caracterizado. Un Senonense inferior calizo dolomítico y un Senonense superior de margocalizas fundamentalmente verdosas y a veces rojas con Globotruncanas. El Maestrichtiense constituido por un nivel conglomerático. Falta el Paleoceno. El Ypresiense sería margocalizo y el Eoceno medio de calizas y margas con nummulites y Alveolinas. El Eoceno superior, margo-calizo y arenoso.

- AL SUR DE SIERRA SECA (Foucault, 1960-61): un Valanginiense calizo-margoso con Ammonites y Calpionelas. El Hauteriviense-Barremiense, no caracterizados, podrían corresponder a una formación de margas y margocalizas arenosas y hacia el Sur a facies margosas con paso a flysch. El Urgoaptense disminuye de potencia hacia el Sur dejando paso a un flysch margoso con pequeños lentejones de calizas con Orbitolinas. El Vraconiense-Cenomanense está representado por margocalizas algo detríticas con Pithonellas. Y el Senonense, por margas con Rosalinas.

- LA UNIDAD INTERMEDIA DE LA SAGRA (Foucault 1960-61): constituida por una formación margosa en la que estarían representados el Albense-Cenomanense y el Cretácico superior. El Albense contiene Ammonites y Equífnidos. Esta unidad, claramente alóctona, presentaría un notable paralelismo con la serie de Los Villares (Provincia de Jaén) definida por Busnardo (1960-61). La serie de los Villares, y las series que M. Blumenthal definió -- como "Prebético de Jaén:", serían consideradas por Foucault (1960-61) también como series intermedias entre el Prebético y el Subbético.



De estas dos Unidades, definidas por Foucault - en el límite entre las provincias de Jaén y Granada, en la parte meridional de las Sierras de Cazorla y de Segura, estaría bien representada en la transversal de Moratalla (Provincia de Murcia) que se considera en el presente estudio, una Unidad también alóctona muy posiblemente correlativa de la Unidad de la Sagra. Se trata de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla. Por el contrario, la Unidad de Sierra Seca no está representada en la región que he estudiado. Pero por sus características litoestratigráficas resultaría una serie poco más interna que las que se definirán aquí como propias de la parte central del Prebético interno; y algo más externas quizás que la serie de la Sierra de la Puerta que se localiza al Sur de Moratalla y que comprendería la parte meridional del Prebético Interno.

LA UNIDAD INTERMEDIA DE LA SIERRA DE LA PUERTA O PREBETICO MERIDIONAL, definida así por Paquet (1969) al Sur de Moratalla y al Suroeste de Calasparra, y la Serie intermedia de la Garrapacha, definida por Azema (1965) más al Este, al Sur de la Sierra de la Pila, también en la provincia de Murcia, se componen prácticamente de la misma serie. Como la primera de estas series será ampliamente tratada en este trabajo, se resumen aquí las características de la segunda.

LA SERIE INTERMEDIA DE LA GARRAPACHA(Azema-1965), al Este de Cieza y al NO. de Fortuna, se sitúa bajo el Subbético alóctono puesto de manifiesto por Fallot (1945). Según Azema, la serie constituye el flanco sur e invertido de un sinclinal. El flanco norte del mismo correspondería, según Azema (1965), al flanco sur del anticlinal de Caramucel (autóctono de la parte oeste de la Sierra de la Pila); y no representa los términos mesozoicos de la serie, sino sólo el Nummulítico. La parte mesozoica de la serie de la Garrapacha se compone de un Cretácico inferior de calizas colíticas con Orbitolinas, arenas y margas arenosas, un Senonense margocalizorico en Globotruncanas, y un Nummulítico constituido por arenas, margas arenosas y calizas.

LA SERIE INTERMEDIA DE CORQUE, la definió Azema (1965) al Sur de la anterior, entre Fortuna y la Garrapacha. Sin argumentos contundentes, debido al recubrimiento neógeno post-manto, la atribuye Azema a un autóctono. Las --

V. V. NEOGENO

En las regiones que comprende el presente estudio, la datación de los materiales del Neógeno presenta ciertas dificultades.

Se diferencian tres formaciones litoestratigráficas -- dentro del mismo, de las cuales únicamente es marina la más inferior. La intermedia, es lacustre y fluvial, y la superior está constituida por conglomerados poligénicos y travertinos.

Se conoce bien la posición estratigráfica relativa, según el orden expresado, de más antigua a más moderna.

La datación del Neógeno marino, o formación más antigua de las representadas, ofrece las dificultades propias de las distintas "zonaciones" de los Foraminíferos pelágicos que establecen diferentes autores de merecido prestigio, y de la cronología en cierto grado diferente que atribuyen a las respectivas "zonas".

El Neógeno lacustre y fluvial, más moderno que el anterior por su posición estratigráfica relativa, no ha dado sin embargo faunas características. No obstante por sus "facies - Pontiense", en s. lato, se atribuirá al Mioceno superior indicando la posibilidad de que llegue hasta el Plioceno. Esta -- formación es discordante sobre la anterior. Lo mismo puede indicarse, para la formación continental superior, de edad imprecisa, por resultar azoica.

Antes de comenzar la descripción de las series litoestratigráficas neógenas de la región estudiada, conviene discutir brevemente el estado de los conocimientos referentes a las "zonaciones" del Neógeno marino.

V. V. 1. - EL PROBLEMA SOBRE LA CRONOLOGIA DEL NEOGENO EN LAS FACIES MARINAS PELAGICAS.

Se plantea aquí el problema sobre la cronología del -- Neógeno marino, efectuando una breve historia sobre las zonaciones más importantes de los distintos autores.

Se prestará atención especial a la descripción del -- "entorno de zonas", dentro del cual queda englobado el Neógeno marino de nuestra región, estableciendo las relaciones entre las cronologías respectivas que atribuyen a cada zona distintos autores.

facies desde el Lías al Neocomiense serían semejantes a las del Subbético en s. s. Sólo el Cretácico medio y el Nummulítico, ricos en niveles arenosos o flyschoides, evocarían según el autor los caracteres propios de las otras unidades intermedias. Posteriormente (Azema, 1971) atribuye esta Unidad al Prebético meridional.

LA SERIE INTERMEDIA DEL ALMORQUI, la definió Azema (1965) como un retazo compuesto por un Aptense calizo-oolítico con Orbitolinas, un probable Cretácico inferior margoso arenoso, y un Nummulítico calizo-arenoso. Se sitúa 8 Km. al E. de Pinoso (Provincia de Alicante), al Sur de Casas del Señor. El conjunto se dispone sobre el Prebético autóctono mediante una lámina de Keuper, y estaría cabalgado por el Subbético.

Estos son, en resumen, los rasgos de las "Unidades y Series intermedias" tal como han sido definidas con antelación y rectificadas en parte sus conceptos por los mismos autores. En las páginas siguientes, al exponer mis propias consideraciones sobre la región que he estudiado, y al establecer la subdivisión de la misma según mi propio criterio en el contexto general de las Cordilleras Béticas, se tratará sobre los inconvenientes de asimilar a las "Unidades Intermedias" todas aquellas series que presenten ciertos episodios pelágicos. Asimismo, se contrastarán los conceptos de Prebético externo e interno de Focault (1971), con los que propongo en este trabajo para las mismas denominaciones pero no para las mismas o análogas series.

III, 3. - ANTECEDENTES SOBRE EL SUBBÉTICO LOCALIZADO EN LA REGIÓN INMEDIATA A LA ESTUDIADA.

Puesto que en la región estudiada el Subbético penetra únicamente en su parte frontal, de forma eventual y como testigo de la envergadura de su corrimiento sobre el Prebético y sobre algunas de las unidades intermedias, se consideran aquí únicamente algunos de los trabajos más próximos al área de la cartografía que representa.

Entre estos trabajos se cuenta con la Tesis Doctoral de Paquet (1969), que se refiere fundamentalmente al Subbético en la transversal Calasparra-Sierra de Espuña.

Posteriormente, se indicarán los motivos de elección de la zonación de Polli-Póstuma (1966-67) para la datación del Neógeno marino de la región estudiada.

En todo caso, se podrán confrontar en cualquier momento las cronologías que dan distintos autores a las diferentes zonas, una vez que se expresarán las correlaciones entre las zonas que definen.

Las dificultades de datación del Neógeno marino, surgen de una causa lógica. Es esta, que si bien se conoce el orden estratigráfico relativo en que se han sucedido en el tiempo las distintas asociaciones de microfósiles, no parece existir aún una certeza absoluta de la correspondencia de estos niveles con la escala cronoestratigráfica. Incluso esta misma escala es objeto continuo de revisión en los últimos tiempos, a la luz de los nuevos conocimientos.

No obstante, los Foraminíferos pelágicos en que se fundamentan las distintas "zonaciones", han tenido una distribución universal, y su aparición resulta prácticamente instantánea aunque gran parte de ellos tienen gran extensión vertical, por lo que se les considera, en sus asociaciones, fósiles característicos.

La datación del Neógeno marino de la región estudiada es de capital importancia. En efecto, teniendo en cuenta que el corrimiento del Subbético finaliza inmediatamente después de la última etapa de depósito del Neógeno marino representado en la región así como la existencia de importantes discordancias internas dentro del mismo Neógeno, con importantes cobijaduras y fallas inversas implicando a los materiales de sus términos litoestratigráficos más inferiores, y la discordancia del conjunto del Neógeno marino sobre el Paleógeno, la datación de sus términos litológicos trae consigo la datación de las fases orogénicas que afectaron a la región estudiada.

V. V. 1- A. - BREVE HISTORIA SOBRE LA ZONACION DE LOS FORAMINIFEROS PELAGICOS DEL NEOGENO.

Las primeras "zonaciones" diferentes, con atribuciones cronológicas distintas, vienen representadas por las posturas en ligio de Drogger (1956) y Stainforth (1965), según se expresa en el cuadro de la fig. 68(1).

Asimismo la cartografía a escala 1:50.000 y Memoria (en prensa), de la Hoja de Caravaca (Provincia de Murcia), realizada por J. Baena para el I. G. M. E. , en 1971-72.

III. 4. - ANTECEDENTES SOBRE LA REGION ESTUDIADA

La región estudiada había quedado marginada de los estudios geológicos de detalle hasta la iniciación de este trabajo.

Se conocían los datos generales que se refieren al conjunto de la Zona Prebética, de Brinkmann y Gallwitz (1933), Faillot (1943, 1945 y 1948), en los que se encuentran citas a los grandes rasgos del área prebética en que se incluye esta región.

Otros datos de más detalle, que pude consultar en el transcurso de mi trabajo, fueron los siguientes:

- parte del cuadrante NE de la Hoja de Isso, cuya totalidad constituye el extremo occidental del área aquí estudiada; - este cuadrante se incluyó también en la Tesis Doctoral de Fourcade (1970).
- un pequeño sector comprendido entre la Sierra del Zacañón y la Sierra de la Muela de la cartografía de S. E. P. E.

Varias han sido las razones de incluir, en el contexto de la Tesis que se presenta, la parte de la Hoja de Isso estudiada también previamente en la Tesis de Fourcade: por un lado, la necesidad de ampliar el conocimiento del Terciario que aparece indiferenciado en la cartografía del excelente geólogo de la Facultad de Ciencia de París. Además, mi interés de estudiar personalmente la forma en que se producen los cambios de directrices estructurales, extraordinariamente significativos a un lado y a otro del cuerpo fundamental de ambas Tesis. Por último, mi intención de enriquecer en lo posible ciertos datos de las series mesozóicas aportados por mi buen amigo y colega Eric Fourcade.

Respecto al sector cartografiado por S. E. P. E. en el extremo occidental de la Hoja de Moratalla, a partir de unos rasgos generales ciertamente coherentes, he necesitado enriquecer abundantemente los datos estratigráficos y tectónicos. Los nuevos datos que se aportan, van a poner de manifiesto algunas de las conclusiones paleogeográficas más interesantes de las regiones prebéticas internas, hasta el presente insospechadas.

D R O O G E R (1956)		STAIN FORTH (1960)
RUPELIENSE - CHATTIENSE		ESTAMPIENSE
AQUITANIENSE		CHATTIENSE
BURDIGALIENSE		
HELVECIENSE		AQUITANIENSE
TORTONIENSE	INF	BURDIGALIENSE
	SUP	HELVECIENSE
		TORTONIENSE

Figura 68.- Primeras atribuciones cronoestratigráficas diferentes a conjuntos bioestratigráficos equivalentes, en el Neógeno marino

No obstante las diferencias, para ambos autores el momento de máxima renovación de faunas se produciría al desaparecer G. dissimilis Cushman y Bermúdez, Globigerinatella sp., y las formas afines a Globigerinoides bisphaericus Todd.

Este momento, representaría para Drogger el tránsito Helvetiense-Tortoniense, y para Stainforth el tránsito Aquitaniense-Burdigaliense.

Las primeras Orbulinas aparecerían según Drogger en el Tortoniense, según Stainforth en el Burdigaliense.

Para Drogger Miogypsina mediterránea Bronniman se extinguiría inmediatamente antes de aparecer las primeras - Orbulinas, en el Tortoniense, y distribuye el resto del filum de Miogypsínidos desde el Oligoceno superior (Rupelliense-Chattiense) hasta el Tortoniense.

Para Stainforth, el filum de Miogypsínidos estaría más comprimido, entre el Chattiense-Aquitaniense y el Burdigaliense (1).

(1) según J. L. Savedra (1964). Datos para la interpretación de la Estratigrafía del Terciario de Andalucía. Not. y Com. I. G. M. E. Nº 73, 5-50.

Dada la amplitud regional de la Tesis que se presenta, que abarca poco menos de tres Hojas a escala 1:50.000. - los datos previos con los que he podido contar son realmente escasos.

Otros trabajos, por mí realizados sobre la región estudiada, han sido los siguientes:

- La confección de la cartografía y Memoria geológica de la región para el I. G. M. E. , Organismo que me ha autorizado a emplear los resultados de mi investigación personal y previa, como base de partida en la realización del trabajo que ahora presento. Los documentos que elaboré para el I. G. M. E. permanecen aún inéditos, excepto una reducción de la cartografía a escala 1:200.000 que figura en un avance (L. Jerez, 1971), y más tarde, en los Mapas Geológicos -- (en prensa) de la Síntesis a escala 1:200.000 publicados por el citado Organismo. En los documentos previos que realicé para el I. G. M. E. no figuraban los cortes estratigráficos de detalle que presento ahora. En los cortes estructurales que acompañaban a la primera cartografía (inéditos), no se pudieron precisar los espesores reales de las distintas formaciones, al carecer del estudio de cortes estratigráficos detallados. Por otra parte, la misma cartografía ha sido perfeccionada, una vez que en el plazo de ejecución del primer trabajo no pude recorrer a mi entera satisfacción el área cartografiada.

- Una primera publicación (L. Jerez, 1971), en la que presentaba un bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la región. De forma sintética se exponían las características -- de las tres grandes unidades litoestratigráficas presentes en el área prebética: Mesozóica, Nummulítico y Neógena. De tal contraste exagerado en espesor, además de las diferencias -- de facies, a un lado y otro de una línea bien marcada a escala regional, se invocaba la presencia de una importante falla de zócalo que habría separado dos dominios de sedimentación netamente diferentes: el Prebético externo y el Prebético interno. Se acompañaba un esquema geológico a escala 1:200.000; otro esquema de reconstrucción de la cuenca reflejando las -- distintas subsidencias en los dos dominios prebéticos; columnas gráficas con las series estratigráficas sintetizadas tipo -- de cada dominio, y sus correlaciones. Finalizaba el trabajo -- con un resumen sobre la Paleogeografía y Geología Histórica de la región.

- Una segunda publicación (L. Jerez, 1971), en la que figuraba un primer ensayo de correlación entre las diferentes series mesozóicas y terciarias comprendidas entre Isso-Elche de la Sierra y Moratalla. Este tema se enfocó fundamentalmente

Bolli (1957), Bolli y Bermudez (1965), y Bolli (1962), proponen una zonación de Foraminíferos pelágicos, completada por Bolli (1966), en la forma que se expresa en el cuadro de la figura, 69.

Casi al mismo tiempo, Blow (1959), Banner y Blow (1962- y 1965) elaboran una zonación de 23 "zonas", comprendidas entre el Oligoceno y el Cuaternario.

Posteriormente Blow (1967) modifica en parte su zonación anterior, pero estableciendo también 23 "zonas" comprendidas entre el Oligoceno y el Cuaternario, tal como se indica en la fig. 69.

Al mismo tiempo, Póstuma (1967), considerando irrefutable en sus líneas generales la zonación propuesta por Bolli (1966), adaptó esta clasificación a Europa introduciendo ligeras modificaciones (2).

Así pues, la zonación de Bolli-Postuma (1966-67), y la zonación de Bolli (1967), representarían las bases de partida de las opiniones más modernas al respecto, que mantienen posturas cronológicas en cierto grado diferentes.

Se describen a continuación los rasgos fundamentales de las zonas de Bolli-Postuma (1967) y de Blow (1967), en cuyo entorno estaría comprendido el Neógeno marino de la región estudiada.

(2) J. A. Postuma (1967), en comunicación para la SHELL.

con carácter de Geología aplicada, y lo expuse personalmente en las JORNADAS MINERO METALURGICAS DE CARTAGENA. II., NACIONALES I - INTERNACIONALES (Cartagena 1971). Se recomendaban los sectores y lugares concretos con mayor posibilidad de obtener recursos de aguas subterráneas. Me refería también a la conveniencia de realizar una investigación minera, con apoyo de algunos sondeos poco profundos, en la cuenca del Mioceno superior de facies lacustres. Se recomendaban las facies más idóneas para la investigación de azufre, y también de la denominada "tierra blanca" que se explota actualmente sin apoyo geológico, para su empleo como absorbente en la fabricación de explosivos. Me refería además a las interesantes perspectivas para la investigación de petróleos en el Prebético interno que actualmente se encontraría bajo el Subbético alóctono, y a las posibilidades de mineralizaciones metálicas en relación con las fallas de zócalo que afectan al área prebética externa y a sus límites con el Prebético interno.

- En una tercera publicación (L. Jerez, 1971), presentada al I CONGRESO HISPANO LUSO AMERICANO DE GEOLOGIA ECONOMICA (Madrid-Lisboa), se formulaban ciertas hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera, fundamentadas en el conocimiento de la Historia paleogeográfica y de las estructuras de la cobertera. Se acompañaba un esquema tectónico de la región y algunas figuras ilustrativas sobre la distribución de fallas de zócalo y de umbrales en el espacio y en el tiempo.

- Además de estas tres publicaciones completamente personales, otras dos publicaciones conjuntas han sido las siguientes:

- Una primera (E. Fourcade, L. Jerez, M. Jaffrezo y T. Rodríguez, 1972), que se refiere a la zonación de Foraminíferos y de Algas en las series de detalle del Jurásico superior y Cretácico inferior, de un amplio sector comprendido entre la Sierra de la Muela al S, y la localidad de Socovos al N. Se precisan en lo posible los límites entre el Portlandiense, Neocomiense, Barremiense, Aptense inferior y superior, Albense, Vraconiense y Cenomanense. Se comparan estas series con las estudiadas por Fourcade en las regiones orientales. Se definía además una nueva especie: Cylindroporella benizarensis n. sp.

Una segunda comunicación conjunta (E. Fourcade, y L. Jerez, 1973), en la que se describe la bioestratigrafía del Cretácico inferior en la localidad de Peñarrubia.

V.V.1-B.- LA ZONACION DE BOLLI (1966), CON LAS
LIGERAS MODIFICACIONES INTRODUCIDAS POR
PÓSTUMA (1967) EN SU ADAPTACIÓN A
EUROPA

De las 20 zonas que distingue Bolli entre el Oligoceno y el Holoceno (Fig.69), y simplificando esta clasificación, Póstuma distingue para Europa 17 zonas, cuyas correlaciones con las originales de Bolli se expresan en la misma figura.

Estas zonas son las siguientes:

- ZONA Globigerina ampliapertura (OLIGOCENO)
- ZONA Globigerina angulisuturalis (OLIGOCENO-extrema base del Mioceno inf.).

Resulta una combinación de las zonas G. opima y G. ciproensis de Bolli (1962, Fig. 69)

Se caracteriza por la concurrencia de Globigerina angulisuturalis Bolli, G. selli (Borsetti), G. venezuelana Hedberg y G. ciproensis.

Globorotalia opima puede ser característica de la parte más baja de esta zona.

- ZONA Globorotalia kugleri (OLIGOCENO sup.- Aquitaniense inf.)

Resulta una combinación de la parte inferior y media de la zona G. kugleri de Bolli, y la parte superior de la zona G. ciproensis del mismo autor.

Se caracteriza por la presencia de G. kugleri, Bolli junto con la ausencia de formas tan comunes como Globigerina ciproensis Bolli, y Globigerinoides triloba Reuss.

- ZONA Globigerinoides triloba (Aquitaniense inf.)

Comprende las siguientes zonas de Bolli: parte superior de G. kugleri, Catapsydraux dissimilis y Catapsydrax stainforthi.

Viene definida por la primera aparición de Globigerinoides triloba Reuss, G. inmatura Leroy, y G. sacculifera Brady, y la última aparición de Catapsydrax dissimilis Cushman y Bermudez.

Como datos complementarios de regiones próximas hay que añadir la investigación conjunta que realizamos actualmente (L. Jerez, G. García-Monzón y F. Jerez) en las Hojas de Calasparra, Cieza y Mula (Provincia de Murcia). Estos nuevos conocimientos me han permitido fundamentar algunas de mis conclusiones regionales.

Otros datos sobre regiones inmediatas, son los del estudio geológico de las Hojas de Alcaraz, Liétor y Hellín, llevado a cabo por mis compañeros T. Rodríguez y L. Linares, para el Departamento de Hidrogeología del I. G. M. E.

La última aparición de Globigerina rohri Bolli marcaría el muro de la zona, y la primera aparición de G. insueta, Cushman y Stainforth, cuando está presente, parece marcar el techo de la zona.

- ZONA Globigerinatella insueta (Aquitaniense superior)

Se corresponde con la parte inferior y media de la zona del mismo nombre, de Bolli (fig. 69).

Las principales características son, la presencia de G. insueta Cushman y Stainforth , y Globigerinoides diminuta - Bolli, junto con la ausencia de Orbulinas y Catapsydrax dissimilis Cushman y Bermudez .

Globigerinoides bisphaerica Todd, puede ser una señal importante para la parte superior de la zona.

- ZONA Globorotalia barisanensis (Burdigaliense inferior)

Se caracteriza por la primera aparición de Orbulinas y la última aparición de G. barisanensis Leroy, y G. archaeomenardii Bolli, etc.. (fig. 69).

Hastigerinella bermudezi Bolli, está probablemente restringida en esta zona.

- ZONA Globorotalia fohsi (Burdigaliense medio)

Corresponde a la parte media y superior de la zona de Bolli de idéntica denominación (fig. 69)

Se caracteriza por la concurrencia de Globorotalia fohsi Cushman y Ellisor, y G. praemenardii Cushman y Stainforth, junto con la ausencia de G. barisanensis Leroy y G. archaeomenardii Bolli etc....

- ZONA Globorotalia lobata-robusta (Burdigaliense superior)

Se corresponde con las dos zonas del mismo nombre, de Bolli (fig. 69).

Está definida por la presencia de Globorotalia robusta Bolli y/o G. lobata Bermudez, junto con la ausencia de G. fohsi Cushman y Ellisor.



CUADRO DE EQUIVALENCIAS ENTRE DIFERENTES ZONACIONES DEL NEOGENO

FIGURA 69

EADAES POSTUMA Y BOLLI		POSTUMA (1967)	BOLLI y BERMUDEZ (1965) y BOLLI (1966)	BLOW (1959) BANNER y BLOW (1962 y 1965)	BLOW (1967)	EADAES según BLOW (1967)		
HOLOCENO	PLEISTOCENO	G. truncatulinoides	G. truncatulinoides	N. 23 G. calida / Sphaeroidinella dehiscentes excavata	N. 23 Globigerina calida calida / Sphaeroidinella dehiscentes excavata	CALABRIAN	HOLOC.	
				N. 22 G. truncatulinoides	N. 22 Globorotalia (G.) truncatulinoides truncatulinoides		PLEISTOCENO	
PLIOCENO	MIOCENO SUPERIOR	G. tosaensis		N. 21 G. tosaensis	N. 21 Globorotalia (T) tosaensis tenuitheca	ZANCLIAN ASTIAN	PLIOCENO	
		G. altispira	G. alt. alt. / G. truncatulinoides G. altispira altispira	N. 20 G. multicamerata - Pulleniatina obliquiloculata	N. 20 Globorotalia / G. multicamerata - Pulleniatina obliquiloculata			
		G. margaritae	G. margaritae	N. 19 Sphaeroidinella dehiscentes G. altispira	N. 19 Sphaeroidinella dehiscentes dehiscentes Globoquadrina altispira altispira			
		G. dutertrei	G. dutertrei	N. 18 G. tumida tumida Sphaeroidinellopsis subdehiscentes	N. 18 Globorotalia G. tumida tumida Sphaeroidinellopsis subdehiscentes paenedehiscentes			
		G. acostaensis	G. acostaensis	N. 17 G. tumida plesiotumida	N. 17 Globorotalia (G) tumida plesiotumida			
		G. menardii	G. menardii	N. 16 G. (T) acostaensis G. merotumida	N. 16 Globorotalia (T) acostaensis acostaensis Globorotalia (G) merotumida			
	MIOCENO MEDIO	TORTONIENSE	G. mayeri	G. mayeri	N. 15 G. (T) continuosa	N. 15 Globorotalia (T) continuosa	TORTON.	MIOC. SUP.
			G. rubra	G. rubra	N. 14 G. nephenthes G. (T) siakensis	N. 14 Globigerina nephenthes / Globorotalia (T) siakensis		
			G. lobata / robusta	G. robusta G. lobata	N. 13 Sphaeroidinellopsis subdehiscentes G. aff. nephenthes	N. 13 Sphaeroidinellopsis subdehiscentes subdehiscentes Globigerina druryi		
		HELVETIENSE	G. fohsi	G. fohsi	N. 12 G. fohsi robusta	N. 12 Globorotalia (G) fohsi	LANGHIAN	MIOCENO MEDIO
			G. barisanensis	G. barisanensis	N. 11 G. fohsi lobata	N. 11 Globorotalia (G) praefohsi		
			G. insueta	G. insueta	N. 10 G. fohsi fohsi	N. 10 Globorotalia (T) peripheroacuata		
MIOCENO INFERIOR	BURDIGALIENSE	G. triloba	catapsydrax stainforthi catapsydrax dissimilis (1)	N. 9 G. fohsi barisanensis	N. 9 Orbulina suturalis - Globorotalia (T) peripheroranda	AQUITAN BURDIG.	MIOC. INF.	
		G. kugleri	G. kugleri	N. 8 Globigerinatella insueta Globigerinoides bisphericus	N. 8 Globigerinoides sicanus (= G. bisphericus) Globigerinatella insueta			
		G. angulisuturalis	G. ciproensis G. opima	N. 7 Globigerinatella insueta Globigerinoides trilobus	N. 7 Globigerinatella insueta - Globigerinoides quadrilobatus trilobus			
	AQUITANIENSE	G. ampliapertura	G. ampliapertura	N. 6 Globigerita stainforthi	N. 6 Globigerinatella insueta / Globigerinita dissimilis	MIOC. SUP.	OLIGOCENO	
				N. 5 Globigerinita dissimilis	N. 5 Globoquadrina dehiscentes praedeiscentes G. dehiscentes dehiscentes			
				N. 4 Globorotalia (T) kugleri	N. 4 Globigerinoides quadrilobatus primordius Globorotalia (T) kugleri			
			N. 3 Globigerina ciproensis ciproensis	N. 3 (= P. 22) Globigerina angulisuturalis				
			N. 2 Globorotalia opima opima	N. 2 (= P. 21) Globigerina angulisuturalis Globorotalia (T) opima opima				
			N. 1 Globorotalia ampliapertura	N. 1 (= P. 20) Globigerina ampliapertura				

IV

LA REGION

en el contexto general

de las

CORDILLERAS BETICAS





- ZONA Globigerinoides rubra (= G. ruber), (Helvetiense inferior) Equivalente a la zona G. ruber de Bolli (Fig. 69).

La concurrencia de la última aparición de Globigerinoides ruber (= rubra, d'Orbigny) en el Mioceno medio (1), y la primera aparición de Sphaeroidinella subdehiscens Blow define la zona.

- ZONA Globorotalia mayeri (Helvetiense superior)

Equivalente a la misma zona de Bolli (ver fig. 69).

La zona está definida en el intervalo comprendido entre la última aparición de G. mayeri Cushman y Ellison, y última aparición de G. ruber d'Orbigny en el Mioceno medio. (1)

G. nepenthes Todd puede ser útil como índice de la parte superior de la zona.

Con la zona G. mayeri finaliza el Helvetiense de la zonación de Bolli-Postuma (1966-67).

Este sería el límite, como más superior, del Neógeno marino representado en la región.

El resto de las zonas de Bolli-Postuma, las correlaciones entre las mismas, y las atribuciones cronológicas correspondientes, quedan expresados en el cuadro de la fig 68. Estas zonas superiores comprenden desde el Tortoniense al Pleistoceno-Holoceno. Se prescinde aquí de su descripción por no estar representadas en la región estudiada las facies marinas correspondientes a las mismas, sino de forma muy eventual según se verá más adelante. (2)

-
- (1) esta forma reaparecería más tarde en el Mioceno superior y Plioceno.
 - (2) el Tortoniense marino si está representado ampliamente en la vecina región de Calasparra.

IV. - PUNTUALIZACION Y CONSIDERACIONES DEL AUTOR SOBRE LA REGION ESTUDIADA CONSIDERADA EN EL CON-
TEXTO GENERAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

Antes de comenzar la descripción sistemática, sobre la Estratigrafía y Tectónica de la región estudiada, considero conveniente razonar los motivos que me han llevado a la subdivisión de la misma. Esto resulta necesario, una vez que los autores anteriores, al realizar sus estudios en diferentes transversales, han subdividido de distinta forma los materiales que Fallot consideraba integrados en la ZONA PREBÉTICA. Así, se ha cambiado el concepto de Prebético, desde Blumenthal a Fallot, y desde Fallot a Foucault. Actualmente, se habla de "Prebético en sentido estricto", "Prebético meridional", "Prebético externo e interno", "Unidades intermedias", etc.

No se pretende, de ningún modo, establecer unilateralmente, de modo definitivo, cual debe ser la definición y el concepto de cada una de las terminologías a aplicar en la subdivisión de la ZONA PREBÉTICA. Únicamente, se propone una subdivisión de la misma a la crítica de futuros investigadores, indicando los convenientes e inconvenientes de aplicar una u otra terminología de las propuestas hasta el presente, y de las que se seguirán en este trabajo.

IV-1. - REVISIÓN DE LOS CONCEPTOS Y TERMINOLOGÍAS APLICADOS ANTERIORMENTE A LA ZONA PREBÉTICA.

El concepto original y definición de PREBÉTICO, según se dijo anteriormente, proviene de Blumenthal (1927).

Blumenthal, denominó Prebético únicamente a las porciones paraautóctonas que se situaban entre el Subbético alóctono y el autóctono septentrional. Al autóctono más septentrional le denominaría MESOZOICO IBERICO.

El concepto de Prebético de Blumenthal, se fundamentaba, sobre todo, en motivos de índole tectónica. En la actualidad, se sabe que ciertos elementos considerados por Blumenthal como paraautóctonos en Jaén, al menos en otras transversales de

V. V. 1- C. - LA ZONACION DE BLOW (1967) Y SUS RELACIONES CON RESPECTO A LA ZONACION DE BOLLI-POSTUMA (1966-67), EN LAS ZONAS CORRESPONDIENTES AL NEOGENO MARINO REPRESENTADO EN LA REGION ESTUDIADA.

Blow (1967) distingue 23 zonas entre el Oligoceno y el Holoceno en las facies con Foraminíferos pelágicos.

De estas 23 zonas, las 14 inferiores constituirían el entorno estratigráfico dentro del cual quedaría comprendido el Neógeno de la región estudiada. De estas 14, la más inferior no estaría representada, y quizás tampoco la zona 2, y la misma 14.

El conjunto de la atribución cronológica de estas 14 zonas de Blow, tiene una correspondencia a grosso modo equivalente, en su atribución cronológica, al "entorno zonal" correlativo de Bolli-Postuma; esto es al entorno comprendido entre las Zonas G. ampliapertura y G. mayeri de estos autores. Pero, para cada una de las zonas, la atribución cronológica es en esencia diferente (fig. 69).

Las 14 zonas inferiores de Blow, las correlaciones con las zonas de Bolli, y las edades que atribuye el autor a cada una de las zonas son las siguientes:

Z. N. 1 (= P. 20), (1) Globigerina ampliapertura (Oligoceno medio).

Equivale a la zona Globigerina ampliapertura de Bolli, que también atribuye al Oligoceno.

Z. N. 2 (= P. 21) Globigerina angulisuturalis/Globorotalia (Turborotalia) opima opima (Oligoc. medio-sup.)

Es sinónima de la Zona Globorotalia opima opima, más la parte superior de la Zona G. ampliapertura, de Bolli, también del Oligoceno medio-sup. para este autor.

Z. N. 3 (= P. 22) Globigerina angulisuturalis (parte final del Oligoceno superior)

(1) Z. N. 1 (=P. 20), Zona 1 del Neógeno, equivalente a la zona 20 del Paleógeno ?.

Las Cordilleras son autóctonas. Tal sucede con la denominada Unidad Intermedia de la Sagra (Foucault, 1960-61), que será aproximadamente equivalente de la que se definirá en este trabajo como Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, y que equivaldría a la serie de Los Villares de Jaén (Busnardo, 1960). Asimismo, series que equivaldrían al autóctono o Mesozóico Ibérico de Blumenthal, en otras regiones como las que se estudian aquí, pueden considerarse integradas en gran parte por elementos paraautóctonos.

La primera modificación al concepto de Blumenthal sobre el Prebético se debe a Fallot en 1928.

Esta modificación se hizo (Fallot, 1928) considerando que, más al Este de las regiones estudiadas por Blumenthal, resultaba casi imposible separar los materiales francamente autóctonos de aquellos otros paraautóctonos. Por este motivo, Fallot extendió el término y concepto de Prebético englobando en el mismo lo que Blumenthal consideró Mesozóico Ibérico.

Más adelante, el propio Fallot (1945) perfilaría la definición de la ZONA PREBETICA.

Entre la modificación de Fallot (1928) al concepto de Blumenthal (1927) sobre el Prebético, y la síntesis del propio Fallot (1934-1948), hay que citar las consideraciones de Staub (1934).

R. Staub (1934), considerando excesivamente problemática la separación neta de unidades en esta parte de las Cordilleras Béticas, así como la delimitación de sus materiales de aquellos otros correspondientes a las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica, cambió los términos "Prebético" y "Mesozóico Ibérico" de Blumenthal, asignando al conjunto la denominación de BETI-IBERICO. Si bien el concepto de Staub no responde en esencia a la realidad, contiene implícita una idea de un gran valor. Tal es, la de la imposibilidad real de separar las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica en ciertos sectores de conexión con las Cordilleras Béticas.

La idea y concepto de Fallot sobre la Zona Prebética, fué aceptada y seguida en líneas generales, hasta que comenzaron los estudios regionales con cartografías de detalle, en que vuelven a plantearse ciertas divergencias de criterio. Seguramente, el hecho se debe a la visión parcial de cada uno de los nuevos investigadores, en cada una de las transversales en que se vienen realizando los estudios sistemáticos. Es esta

Es sinónima de la zona de Bolli, G. ciproencis y parte de G. Kugleri. Asimismo, de la parte superior de la zona G. angulisuturalis de Póstuma. El episodio estratigráfico que comprende sería - para estos autores, bien la parte superior del Oligoceno superior, bien la extrema base del Aquitaniense (Mioceno inferior), cuyos - límites no estarían bien definidos.

Z. N. 4 (F=23) Globogerinoides quadrilobatus primordius / Globorotalia (Turborotalia) kugleri. (extrema base del Mioceno, parte inferior del Aquitaniense)

Es sinónima de la parte superior de la zona G. kugleri de Bolli, quien la atribuye también al Aquitaniense inferior.

La base de la zona se situaría en el nivel de la primera evolución estratigráfica de Globigerinoides quadrilobatus primordius y el - techo inmediatamente después de la extinción de Globorotalia (T.) Kugleri, según definición del autor.

Z. N. 5 Globoquadrina dehiscens praedelescens - G. dehiscens dehiscens (Aquitaniense, Mioceno inferior)

Es sinónima de la zona de la zona de Bolli, Catapsydrax dissimilis, que este autor atribuye al Aquitaniense inferior (2)

La base de la zona se sitúa inmediatamente al techo del nivel con la primera aparición estratigráfica de Globorotalia (T.) kugleri. El techo, inmediatamente bajo el nivel de la primera aparición -- estratigráfica de Globigerinita insueta.

Z. N. 6 Globigerinita insueta - Globigerinita dissimilis (Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior)

Es sinónima de la zona de Bolli Catapsydrax stainforthi, que este autor atribuye al Aquitaniense medio. En consecuencia, sería - equivalente a la parte superior de la zona G. triloba de Póstuma (fig. 69).

Según definición del autor, la base de la zona se sitúa en el nivel de la primera aparición estratigráfica de Globigerinatella insueta. El techo, en el nivel de extinción de G. dissimilis.

Z. N. 7 Globigerinatella insueta - Globigerinoides quadrilobatus -- trilobus (Burdigaliense)

(2) a partir de esta zona comienzan las diferencias fundamentales, entre las atribuciones cronológicas diferentes de zonas correlativas de los dos autores.

una etapa inevitable, y sin duda muy positiva, por cuanto el planteamiento de cada uno de los investigadores posteriores a Fallot ha proporcionado nuevos y muy valiosos datos sobre el conjunto. Habrá que tener muy en cuenta estos nuevos criterios a la hora de aplicar una terminología que sea válida para el conjunto de la ZONA PREBETICA.

R. Busnardo (1960), siguió empleando la terminología clásica de Fallot, pero distinguía como unidad aparte y autóctona, la serie de Los Villares (Jaén), que Fallot había considerado para autóctona e integrada en el Prebético.

Casi al mismo tiempo, A. Foucault (1960-61) estudiaba el Prebético situado al Norte de la Sagra (Provincia de Jaén y Granada) y distinguía de Norte a Sur: Prebético en sentido estricto, Unidades Intermedias y el Subbético alóctono. Más tarde, (Foucault, 1971) rectifica su anterior subdivisión y propone de Norte a Sur una subdivisión muy diferente: Prebético externo, Prebético interno y Unidades intermedias (indiferentemente) y Subbético. Esta subdivisión viene a ser muy distinta de la anterior, porque incluye en el Prebético externo la mayor parte de las series que previamente consideró "intermedias". A mi juicio, ninguna de estas dos subdivisiones sería completamente objetiva y válida para el conjunto de la ZONA PREBETICA.

El Prebético en sentido estricto de Foucault (1960 - 61) se correspondería con la parte más externa del Prebético en el concepto de Fallot (1928).

El Prebético externo de Foucault (1971) se correspondería con el conjunto de la ZONA PREBETICA considerada por Fallot (1928), pero en el mismo no aparecen representadas las series más externas del Prebético de las Provincias de Murcia y Albacete.

En este sentido, en la región estudiada por Foucault (Provincia de Jaén y de Granada), apenas estaría representado o aflorando el "verdadero Prebético externo" ya que éste aparecería en las escamas que se extienden desde el Norte del Embalse del Tranco (Provincia de Jaén), hasta Alcaraz-Liétor-Elche de la Sierra y Hellín (Provincia de Albacete).

Por esta razón la mayor parte de las series que se considerarán en este trabajo como Prebético interno son muy análogas a las del Prebético Externo de Foucault (1971).

Es sinónima de la parte inferior de la zona G. insueta de Bolli, la cual corresponde para este autor aún al Aquitaniense superior.

La base de la zona se sitúa en el nivel inmediatamente superior al de extinción de G. dissimilis (s. l.). El techo, con la primera evolución estratigráfica aparente de Globigerinoices sicanus (= G. bisphericus), a partir de su antecesor inmediato G. quadrilobatus trilobus.

Z. N. 8 Globigerinoices sicanus-Globigerinatella insueta (Burdigaliense superior, Mioceno inferior)

Es sinónima de la zona G. insueta de Bolli (fig. 69), y en consecuencia de la parte superior de la zona G. insueta de Postuma, intervalo que correspondería aún al Aquitaniense superior para estos autores.

La base de la zona se sitúa en el nivel con la primera evolución aparente de Globigerinoices sicanus (= G. bisphericus), que ocurriría según Elow con el debut de Globigerinatella insueta. El techo, inmediatamente debajo de la primera evolución aparente de Orbulina suturalis.

Z. N. 9 Orbulina suturalis-Globorotalia (Turborotalia) peripheroronda (base del LANGHIAN, Mioceno medio) (1)

Es sinónima de la zona G. insueta (parte superior solamente), - más la zona G. barisanensis de Bolli, intervalo que para este autor estaría comprendido entre el Aquitaniense superior y el Burdigaliense inferior (fig. 69)

La base se sitúa en el nivel con la primera evolución aparente de Orbulina suturalis, a partir de su antecesor inmediato Præorbulina glomerosa circularis, nivel que coincidiría con el debut de G. (T.) peripheroronda.

El techo, bajo el nivel de la primera evolución aparente de Globorotalia (T.) peripheroacuata a partir de su inmediato antecesor G. (T.) peripheroronda

Z. N. 10 Globorotalia (Turborotalia) peripheroacuata Langhian inf. Mioceno medio)

Es sinónima de la parte inferior de la zona de Bolli, G. fohsi, - que para este autor estaría comprendida en el Burdigaliense. La base de la zona se sitúa en el nivel con la primera evolución aparente de Globorotalia (T.) peripheroacuata desde su antecesor

(1) Elow, utiliza la denominación Langhian como un término cronoe-stratigráfico de amplia extensión vertical, que incluiría todo el Helvetiense, junto con el Burdigaliense y la extrema base del Tortonense de otros autores (fig. 69)

sor inmediato G. (T.) peripheroronda.

El techo, inmediatamente bajo el nivel de la primera evolución aparente de G. (G.) praefohsi a partir de su antecesor inmediato G.(T.) peripheroacuata.

Z.N.11 Globorotalia (G.) praefohsi (Langhian inferior, Mioceno medio)

Es sinónima de la parte superior de la zona G.fohsi, más la parte inferior de la zona G.lobata, de Bolli, intervalo que correspondería al Burdigaliense medio-superior de este autor. La base de la zona se sitúa en el nivel de la primera evolución aparente de Globorotalia (G.) praefohsi, a partir de su antecesor inmediato G.(T.) peripheroacuata.

El techo, inmediatamente debajo de la primera evolución aparente de G. (G.) fohsi (s.l.), desde su antecesor inmediato G. (G.) praefohsi.

Z.N.12 Globorotalia (G.) fohsi (Langhian, Mioceno medio)

Es sinónima de la parte superior de la zona G.lobata, -- más la parte inferior de la zona G. robusta, de Bolli, -- que para este autor corresponderían al Burdigaliense superior.

La base de la zona se sitúa en el nivel con la primera -- evolución aparente de Globorotalia (G.) fohsi, desde su -- antecesor G. (G) praefohsi.

El techo, inmediatamente antes de la primera evolución aparente de Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens.

Z.N.13 Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens-Globigerina druryi (parte media-sup. del Langhian, Mioceno medio)

Es sinónima de la parte superior de la zona G.robusta, -- más la parte inferior de la zona G.ruber, de Bolli, in -- tervalo estratigráfico que para este autor supondría la -- transición del Burdigaliense superior al Helvetiense.

La base de la zona se sitúa en el nivel de la primera evolución aparente de Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens, desde su antecesor inmediato, S. seminulina

Del mismo modo, las series que Foucault atribuye al Prebético interno y Unidades intermedias, sin precisar unas de otras, serán consideradas aquí como pertenecientes a una gran Unidad Intermedia meridional, alóctona. Esta Unidad Intermedia presenta series que en su conjunto tienen más analogías con el Subbético que con el Prebético. Por esta razón, no se debería integrar en el Prebético interno. En todo caso habría que elegir entre la denominación de Unidad Intermedia meridional entre el Subbético y el Prebético o Subbético septentrional en sentido lato.

En estas circunstancias, habría que situar bastante más al Norte de lo que hace Foucault, el límite entre Prebético externo y Prebético interno.

La Unidad de Sierra Seca considerada primero por Foucault (1960-61) como "unidad intermedia", y más tarde — Foucault (1971) como del Prebético externo, se correspondería con una de las series más meridionales del Prebético en el concepto de Fallot.

La Unidad de La Sagra, cuyos materiales y situación alóctona eran desconocidos hasta Foucault (1960-61), la correlacionaba éste con la serie de los Villares, de Busnardo (1960).

Parece indudable que la "Unidad intermedia de la Sagra" tiene una amplitud regional muy considerable bajo el Subbético en sentido estricto. Su frente se extendería, al menos, desde Los Villares a La Sagra (Provincia de Jaén), y desde La Sagra a El Sabinar-Moratalla-Calasparrá-Cieza y Sur de La Garrapacha (Provincia de Murcia).

Así lo he podido comprobar en la Provincia de Murcia, conjuntamente con G. García-Monzón y F. Jérez (1972 inédito) donde bajo la misma Sierra del Oro (Hoja de Cieza) y la Sierra de Ricote (Hoja de Mula) de series subbéticas s. str., hemos encontrado las margas areniscosas y areniscas del Creácico inferior de esta gran Unidad. La correlación no ofrece lugar a dudas, pues hemos cartografiado minuciosamente el área que relaciona la zona de Tesis de Azema con la de mi Tesis.

Las proporciones de terrígenos en las series de esta gran Unidad disminuyen progresivamente hacia el Sur

Autores	áreas consideradas	DENOMINACIONES		
Blumenthal 1927	Jaén	ZONA PREBETICA <i>elementos para autóctonos</i>	MESOZOICO IBERICO <i>elementos autóctonos</i>	
Fallot 1928	en su conjunto	ZONA PREBETICA <i>elementos para autóctonos y autóctonos indistintamente</i>		
Staub 1934	en su conjunto	BETI-IBERICO		
Busnardo 1960	Jaén	<i>serie de los Villares</i>	<i>Prebético de Jaén y de la Sierra de Cazorla</i>	<i>Formaciones del Valle del Guadalquivir</i>
Foucault 1960-1961	Jaén Granada	<i>Unidad intermediaria de la Sagra</i>	<i>Unidad intermed. de S^a Seca</i>	PREBETICO <i>sentido estricto</i>
Fourcade 1970	Sureste	ZONA PREBETICA		
Azema 1971	"	<i>Prebético meridional</i>		<i>Prebético septentrional</i>
Foucault 1971	Jaén Granada	<i>Prebético interno y Unidades intermedias</i>	PREBETICO EXTERNO	
L. Jerez	Albacete-Murcia	<i>"Unidades intermedias": La más meridional ≡ a Subbético externo en s. lato.</i>	ZONA PREBETICA sentido lato	
			<i>PREBETICO interno, o Prebético en sentido estricto.</i>	<i>PREBETICO externo UNIDAD BETICA, con elementos prebéticos, y UNIDAD BETI-IBERICA con elementos prebetibéricos</i>

Fig. 4

seminulina, lo que sucede con el debut de Globigerina drurvi.

El techo, inmediatamente debajo del nivel de la primera evolución aparente de Globigerina nephenthes, a partir de su antecesor G. drurvi.

Z.N.14 Globigerina nephenthes/Globorotalia (Turborotalia) siakensis (Langhian superior, Mioceno medio)

Sería sinónima de la parte superior de la zona G. ruber, más la zona G. mayeri, de Bolli, intervalo estratigráfico que para este autor significaría el Helvetiense medio-superior.

La base de la zona se sitúa en el nivel de la primera evolución estratigráfica de Globigerina nephenthes, a partir de su inmediato antecesor G. drurvi, lo que sucede con la primera aparición de Globorotalia (T.) siakensis.

Las 9 zonas restantes las sitúa Blow entre el Langhian superior y el Holoceno.

En el cuadro de la figura se expresan las atribuciones cronológicas y la correlación entre las zonas definidas por los autores (fig. 69).

Interesa destacar las divergencias y también las coincidencias de conjunto, entre las atribuciones cronológicas de Bolli-Postuma por una parte, y de Blow por otra.

El Mioceno marino de la región estudiada estaría comprendido en el "entorno zonal" de G. trilobus a G. ruber de Bolli, que se corresponde con el entorno comprendido entre las zonas Z.N.4 y Z.N.14, esta última sólo en su parte inferior, de Blow (fig. 69).

Según las atribuciones cronoestratigráficas de estos autores, el Mioceno marino de la región comprendería el Aquitaniense, el Burdigaliense y la parte inferior del Helvetiense, conforme a la zonación de Bolli-Postuma. Para Blow, el "entorno zonal" equivalente, comprendería también el Aquitaniense-Burdigaliense, más la parte inferior del Langhian.

en el Cretácico inferior. Las calizas con Orbitolinas del mismo solo aparecen representadas esporádicamente en algunas de las series más septentrionales de esta gran Unidad. Los demás términos de la serie tienen más afinidades subbéticas que prebéticas.

Por otra parte, el material jurásico de esta gran Unidad parece haberse comportado en gran parte insolidario con el Cretácico y Paleógeno, mucho menos competente y "rezagado" mecánicamente con respecto al corrimiento más amplio de estos últimos términos. Por esta razón, esta gran Unidad casi nunca comportaría aflorando sus términos jurásicos.

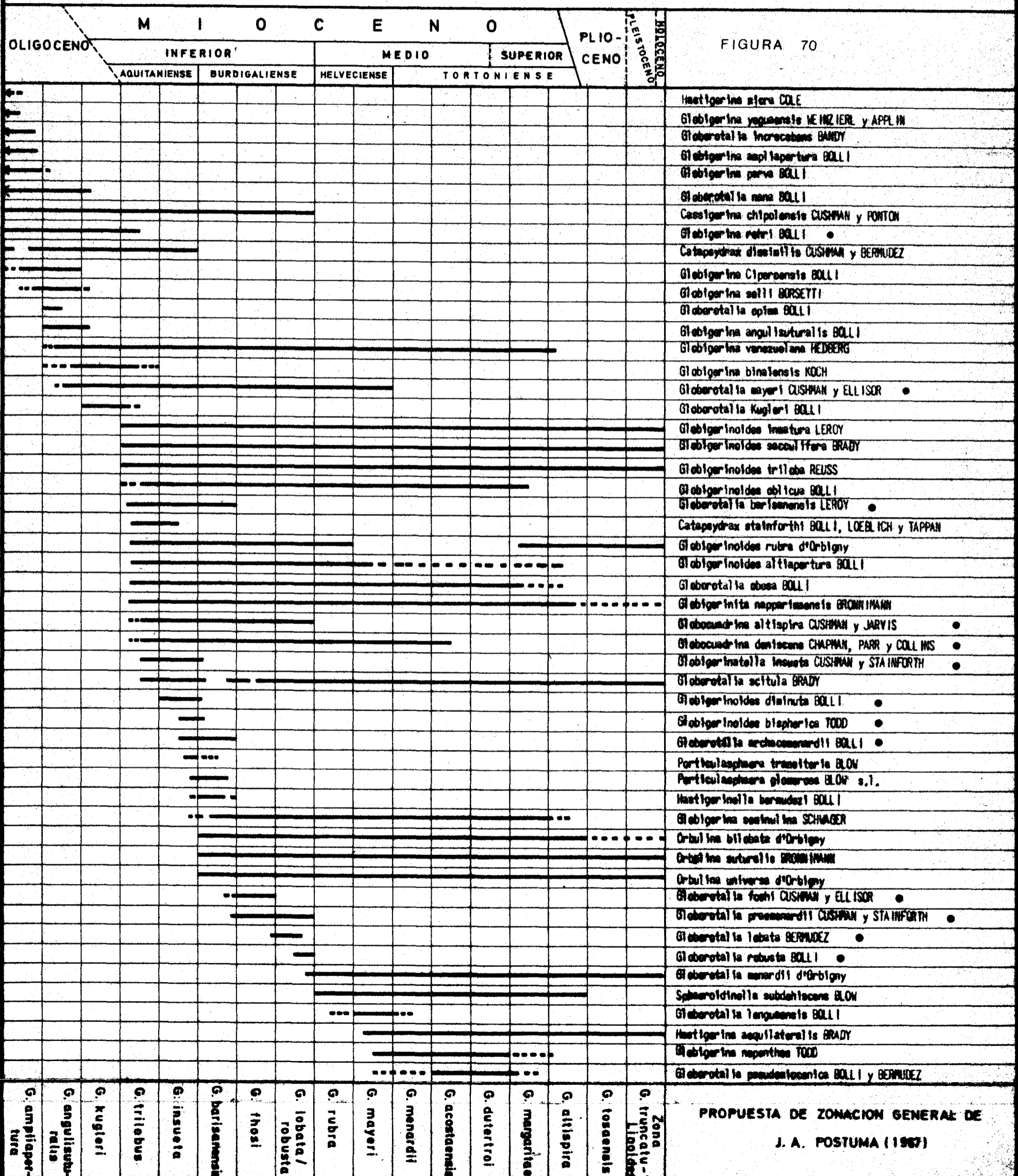
En cuanto a la serie meridional de Sierra Seca (Foucault, 1960-71), la Serie de la Sierra de la Puerta (Paquet, 1969) y la serie de La Garrapacha (Azema, 1965), entiendo que podrían asignarse al Prebético meridional, o bien mantener con reservas la denominación de unidades intermedias septentrionales entre el Prebético y el Subbético para las dos últimas, cuyas series son muy homólogas.

En efecto, no se conocen los términos jurásicos de estas últimas series, mientras que las facies del Cretácico inferior es más afín a las series prebéticas clásicas; y el Cretácico superior y Eoceno, enteramente análogo al de la gran Unidad intermedia meridional. En estas circunstancias no se puede calibrar, con datos de superficie, si el conjunto mesozóico de estas series presenta más afinidades con el Prebético o con el Subbético.

En el cuadro de la figura 4, se sintetizan y contrastan las atribuciones de terminologías aplicadas a la ZONA PREBETICA y Unidades intermedias desde Blumenthal hasta la actualidad.

IV-2. - SOBRE LA IMPOSIBILIDAD DE UNA DELIMITACION ENTRE EL DOMINIO EXTERNO DE LA ZONA PREBETICA Y LA CORDILLERA IBERICA AL NORTE DE LA TRANSVERSAL MORATALLA-ELICHE DE LA SIERRA.

En la transversal de Elche de la Sierra y sus sectores adyacentes resultaría sumamente artificial, además de imposible, delimitar la franja o dominio externo de la ZONA PREBETICA de los materiales de la CORDILLERA IBERICA. Esto es debido a dos hechos fundamentales:



PROPUESTA DE ZONACION GENERAL DE
J. A. POSTUMA (1967)

- G. truncatula
- G. angulicentralis
- G. Kugleri
- G. trilobus
- G. insueta
- G. barisanensis
- G. foshi
- G. lobata/robusta
- G. rubra
- G. mayeri
- G. menardi
- G. acostaensis
- G. dutertrei
- G. margaritae
- G. altispira
- G. losensis
- G. truncatula
- Linoides

1º) La identidad, prácticamente total, de las facies que constituyen los dominios externos de la Zona Prebética y de la Cordillera Ibérica a escala regional amplísima.

2º) Y más fundamentalmente si se quiere, la interrupción de las directrices estructurales béticas en esta franja externa, precisamente en su conexión con la Cordillera Ibérica

IV-2-1. - DIFICULTADES DE ORDEN ESTRATIGRAFICO Y PALEOGEOGRAFICO.

Las franjas externas de la Zona Prebética y de la Cordillera Ibérica tienen de común, al menos desde el límite entre las Provincias de Murcia y Albacete hasta las de Cuenca y Guadalajara (de Sur a Norte); y desde El Tranco-Alcaraz -- hasta Yecla (de Oeste hacia el Este) las siguientes facies y -- términos de las series:

- complejo dolomítico basal del Jurásico, con dolomías -- listadas en la base, arcillas rojas y verdes más o menos yesíferas en la parte media, y dolomías masivas al techo.
- La facies completamente terrígena del Cretácico inferior de tipo "Weald-Utrillas".
- El complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.
- La serie marino-lagunal de calizas de grano fino del Senonense, que se pone de manifiesto con los mismos caracteres hasta en Olvega (Provincia de Soria, común, personal de J. M. Esnaola).

Más al OSO. bajo el Neógeno del Valle del Guadalquivir, o bajo el Prebético de Jaén, podrían encontrarse los términos de la Zona Prebética que faltan en aquellas transversales occidentales.

Así pues, se manifiesta la existencia de un dominio sedimentario único que bordearía la Meseta por el Sur, Sureste y Este, con rasgos paleogeográficos muy comunes -- entre aquellas áreas marginales.

IV. 2. 2. - DIFICULTADES DE ORDEN TECTONICO.

En el aspecto tectónico, la heterogeneidad de la franja prebética externa alcanza límites insospechados.



En efecto, si bien en su conjunto y a escala de las Cordilleras, las directrices estructurales son predominantemente béticas (es decir ENE-OSO y NE-SO), este carácter no se conserva a lo largo de toda la franja externa de la zona prebética.

En las regiones que se estudian en este trabajo, -- las directrices béticas se interrumpen bruscamente en toda el área prebética externa. Esto ocurre en un área del orden de 600 Km², donde los pliegues y escamas se orientan fundamentalmente NO-SE, con ciertas inflexiones EO.

Aunque las causas de la interrupción de las directrices béticas obedezcan posiblemente a factores profundos tales como fallas de desgarre a nivel del zócalo cristalino, el resultado es el de una orientación estructural más propiamente ibérica que bética. Por otra parte, el área donde esto sucede resulta bastante mayor que la expresada, pues se prolonga hacia el Norte en la Hoja de Liétor (común, personal de T. Rodríguez).

No obstante, dado el predominio de las directrices estructurales béticas a escala de conjunto del Prebético Externo, existen razones para seguir integrando en la ZONA PREBETICA esta franja externa. Pero esta integración debe considerarse solo en el amplio sentido de la palabra. Es decir, no se trataría de un prebético en sentido estricto, sino en sentido lato; ya que ni estratigráfica ni tectónicamente se pueden delimitar, en cierto espacio, la Cordillera Ibérica de la parte externa de la Zona Prebética. Por el contrario, no sucede lo mismo para la parte interna de la Zona Prebética, donde las facies y series tienen características más propias y no existe una interrupción de las directrices estructurales propiamente béticas. Esta subzona interna merecería pues, más que la externa, la denominación de Prebético en sentido estricto.

IV-2. - CRITERIOS DE SUBDIVISION Y DENOMINACION DE LAS UNIDADES REPRESENTADAS EN EL AREA ESTUDIADA.

De Norte a Sur, en la transversal estudiada, se distinguen las siguientes Unidades:

- PREBETICO EXTERNO
- PREBETICO INTERNO
- UNIDADES INTERMEDIAS
- y SUBBETICO SEPTENTRIONAL.

En el cuadro de la figura 69, puede observarse como Blow ha comprimido la extensión vertical del conjunto Aquitaniense-Burdigaliense, dentro del intervalo zonal correlativo que para Bolli-Póstuma comprende sólo el Aquitaniense.

Por el contrario de estos autores, Blow no utiliza la denominación Helvetiense, sino que denomina Langhian al conjunto de zonas que Bolli-Póstuma definen entre el Burdigaliense (completo), el Helvetiense (completo), y la extrema base del Tortoniense (fig. 69).

Por otra parte el Tortoniense de Blow, queda dentro del intervalo zonal que Bolli-Póstuma atribuyen el Tortoniense, si bien para Blow este piso quedaría también más comprimido. Así la parte superior del Tortoniense de Bolli, estaría representada en el Messinian de Blow, mientras la parte inferior del Tortoniense de Bolli, se incluiría en la parte superior del Langhian.

Tortonian y Messinian, corresponden al Mioceno superior de Blow.

En la región estudiada, en ningún caso estarían representados los términos litoestratigráficos que tanto Bolli-Póstuma, como Blow, introducen en el Tortoniense.

Llámesese Helvetiense o llámesese Langhian inferior, o cualquiera otra denominación, los términos estratigráficos más superiores del Mioceno marino de la región tienen este límite superior. Y asimismo, la mayor parte del Neógeno marino de la región, correspondería con el Aquitaniense-Burdigaliense de Bolli. El Helvetiense inferior se correspondería con los niveles más altos.

Así pues, las divergencias entre los autores más seguidos en la actualidad, se refieren a la situación del límite entre Aquitaniense y Burdigaliense, y si se sigue utilizando, o se sustituye, la denominación Helvetiense por un término cronoestratigráfico más amplio, cual sería el Langhian de Blow.

Las dos primeras corresponden a los dos grandes dominios sedimentarios de la ZONA PREBETICA ampliamente representados en el área de la cartografía. Las otras Unidades, quedan representadas en la misma sólo a modo de testigos. No obstante su presencia eventual en el área estudiada, y la necesidad de conocer su origen, me han llevado a prolongar el estudio de las relaciones entre el Prebético y el Subbético inmediatamente al Sur de las regiones cartografiadas.

Los aspectos fundamentales que diferencian al Prebético externo del interno son los siguientes:

- el espesor netamente diferente del conjunto de su cobertura mesozóica;
- las facies distintas, fundamentalmente a nivel del Cretácico inferior y parte del Cretácico superior;
- la ausencia en el Prebético externo, y, por el contrario, la presencia en gran parte del Prebético interno, de series paleógenas;
- un estilo tectónico marcadamente diferente en los materiales de ambos dominios;

Los caracteres fundamentales de las Unidades representadas son los siguientes:

1) EL PREBETICO EXTERNO. - (o prebético en sentido lato), con facies prácticamente análogas a las de la franja externa de la Cordillera Ibérica, y directrices estructurales no genuinamente béticas en la transversal estudiada, donde se distinguirán: elementos estructurales "beti-ibéricos" y elementos estructurales "béticos" del Prebético externo. Estos elementos se agruparán en sectores "beti-ibéricos" ó "béticos" del Prebético externo (Fig). Los elementos beti-ibéricos serán las estructuras con directriz media entre la propiamente ibérica y la bética, y también los de directriz ibérica que se encuentren dentro del Prebético externo. No se generalizará la denominación de "PREBETI-IBERICO" para todo el dominio externo, por considerar que a la escala del conjunto de las Cordilleras, más allá del área aquí estudiada, predominan las directrices béticas.

Los principales rasgos estratigráficos que se contrastarán para separar este dominio con respecto al del Prebético Interno, son, conjuntamente: el carácter exclusivamente terrígeno y azóico de las facies Weald-Utrillas, y el moderado espesor del conjunto de la cobertura mesozóica. No obstante, -

V.V.-1-D.- MOTIVOS POR LOS QUE SE ADOPTA LA ZONACION DE BOLLI-POSTUMA EN EL PRESENTE ESTUDIO.

Una vez que han quedado establecidas las correlaciones entre las distintas zonas definidas por Bolli-Postuma y Blow, que parecen ser las más modernas y bien fundamentadas; y conociendo la correspondencia entre las atribuciones cronológicas de las zonas, - así como datación aproximadamente equivalente para el Neógeno marino de la región, considerado éste en su conjunto, según las escalas diferentes de Bolli y Blow, se adoptará la zonación de Bolli, con las ligeras modificaciones de Póstuma en su adaptación a Europa.

En las series de la región estudiada, son más frecuentes - las formas o especies de los Foraminíferos pelágicos que definen - los límites de las zonas de Bolli-Póstuma, que los que definen los límites de las zonas de Blow.

Los Foraminíferos de las series que se estudiarán han sido clasificados por J.L. Saavedra, quien sigue la zonación elegida en este trabajo. Por mi parte he estudiado la bibliografía, componiendo el cuadro de correlaciones entre las zonas de los autores, - con las edades respectivas que estos les atribuyen. Con estos datos y los de la extensión cronológica y zonal de los Foraminíferos, según Bolli y Póstuma (fig.70), estableceré la discusión de las zonas que estarían representadas en los distintos tramos litológicos de - las respectivas series estudiadas.

Como se verá más adelante, el Neógeno marino de la región estudiada corresponde al intervalo Aquitaniense-Burdigaliense, y posible Helvetiense inferior.

Estos resultados están conformes con la atribución de J. Paquet al Mioceno de la región comprendida entre Moratalla y Calasparra, que es continuación del que aquí se estudia. Asimismo, Fallot (1944) atribuía también al Burdigaliense estas facies marinas del Mioceno sobre las que ha corrido el Subbético.

Más al Sur, en la Hoja de Caravaca, J. L. Saavedra y Baena han estudiado las facies marinas del Tortoniense, postorogé

este último carácter puede variar según las transversales, y así podría considerarse un "sector de transición" a escala del conjunto de la ZONA PREBETICA (entre el Prebético externo y el Prebético interno). En este Sector de transición, unas veces el espesor de la cobertera sería moderado, mientras que en otras ocasiones el paso de un dominio a otro se efectúa con un aumento progresivo del espesor de la misma cobertera. Este sector de transición tiene de común con el Prebético externo un Senonense, cuando está representado, de tipo marino-lagunal; Y con el Prebético externo un Cretácico inferior con un Urgoaptense bien desarrollado. En la transversal aquí estudiada, este sector de transición no está bien representado, pero sí inmediatamente al Oeste (transversal de Yeste) e inmediatamente al Este transversal de Calasparra.

2) EL PREBETICO INTERNO. - (o Prebético en sentido estricto), se caracteriza por el mayor espesor de conjunto de la cobertera mesozóica, y por sus directrices estructurales genuinamente béticas, en contraposición al Prebético externo. Se incluyen en el mismo todas las series cuyo Cretácico inferior se compone fundamentalmente de un Barremiense-Aptense-Albense - de calizas con Algas, Rudistas y Orbitolinas. A partir de los sectores centrales de este dominio, a unos kilómetros del límite con el dominio externo, se presenta ya un Neocomiense y un Senonense margoso y margocalizo respectivamente, con facies mixtas, pelágicas y bentónicas. El Jurásico superior es común al de la serie más meridional del Prebético externo. El Cenomanense-Turonense es igualmente dolomítico en ambos dominios del área estudiada, pero por ser éste un carácter no primario podría variar en otras transversales.

3) UNIDADES INTERMEDIAS, en las que se distinguen de Norte a Sur, por su origen y no por su posición actual pues la más meridional sería la que habría corrido más hacia el Norte y presenta un testigo dentro del área cartografiada:

a) Unidad intermedia de la Sierra de la Puerta o Prebético meridional, posiblemente paraautóctona, posiblemente de una aloctonia moderada; imposible de precisar la envergadura de su cabalgamiento. Su serie difiere del Prebético interno, únicamente en que el Cenomanense-Turonense es margocalizo, en lugar de constituir un complejo dolomítico. Podría considerarse la parte meridional del mismo prebético interno, esto es, un Prebético meridional como lo ha considerado anteriormente Paquet (1969).

b) Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla o Subbético septentrional en sentido lato, visiblemente alóctona y con una --

nico (1). De esta forma la serie del Neógeno marino de este sector de las Cordilleras Béticas, abarcaría de forma continua desde el - Aquitaniense al Helvetiense, premanto, hasta el Tortoniense, post manto, de acuerdo con la clasificación adoptada.

El Tortoniense marino queda bien representado en la de - presión de Calasparra, entre la S^a del Puerto al Norte y la S^a del Molino al Sur. Esta formación es postmanto a gran escala, subho rizontal y discordante sobre el conjunto de los materiales plega - dos y corridos. Sin embargo, en la transversal entre Cieza y Ulea (Prov. de Murcia), el Tortoniense presenta discordancias internas, e incluso "cobijaduras" del propio Subbético. Estas "cobijaduras", de poca envergadura, tendrían el significado de "reajustes locales" del Subbético corrido, según se desprende de las observaciones - regionales (L. Jerez, F. Jerez y G. García Monzón, con-- juntamente, datos inéditos).

- (1) Datos verbales de J. Baena. Asimismo, los niveles sinorogénicos depositados previamente al corrimiento del Manto subbético, que afloran en las ventanas tectónicas de la región de Caravaca, como más superiores, corresponderían al Helve - tiense.

envergadura de corrimiento mínima de 15 kilómetros hacia el Norte. Constituida por un Cretácico inferior margocalizo y arenoso, con ciertos niveles ricos en Orbitolinas, y otros ricos en fauna pelágica. El Senonense y el Nummulítico (mejor representados en la prolongación de esta Unidad hacia las transversales comprendidas entre Calasparra y Cieza) es semejante al de la Unidad anterior. Esto es, un Senonense de capas rojas, rico en Globotruncanas, y un Nummulítico margoso, arenoso y calizo-arenoso. El Cenomanense-Turonense no está bien representado al Sur del área cartografiada, pero sí al SE, resultando con espesor y litología enteramente análogos al de la Unidad de la Sierra de la Puerta. En ambas Unidades, esta formación intercala un conglomerado intraformacional, posiblemente de origen turbidítico, constituido por cantos calizo-margosos. El Jurásico no llega a aflorar, como tampoco los términos inferiores del Cretácico inferior.

4) SUBBÉTICO (en sentido estricto), que constituye en esta transversal una unidad alóctona corrida sobre la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla más de 15 kilómetros. Esta cuantía, sumada a los 15 kilómetros que ha corrido como mínimo la Unidad anterior, supondría una envergadura total mínima de corrimiento igual o superior a 30 kilómetros para el Subbético en sentido estricto.

V.V-2.- EL NEOGENO MARINO EN LA REGION ESTUDIADA.

Debido al espesor relativo diferente, y a las distintas características litológicas de las series según el área considerada, con facies más o menos margosas; así como a la presencia de discordancias internas, más o menos generalizadas según los sectores, se subdivide el estudio de las series en los siguientes apartados,

- Neógeno marino de los sectores meridionales del Dominio Prebético Interno, (Cuenca de Moratalla)
- Neógeno marino de los sectores septentrionales del Dominio Prebético Interno, y
- Neógeno marino sobre el Dominio Prebético Externo.

Todas las series de los tres conjuntos serían correlativas.

El corrimiento del Subbético alcanza únicamente a las series de los sectores meridionales del Dominio Prebético Interno. Sin embargo, son las series más septentrionales, esto es las del Neógeno marino depositado sobre el Dominio Prebético Externo, las que presentan discordancias angulares internas de forma generalizada.

No obstante las diferencias expresadas, existen rasgos muy comunes en la composición litoestratigráfica de todas las series, que en general cuentan en todos los sectores con los siguientes episodios:

- Conglomerado basal de color rojo, esencialmente silíceo y prácticamente monogénico. En ocasiones es sustituido por areniscas y arenas de matriz arcillosa.
- Conjunto calizo, o calizo-margoso inferior, más o menos desarrollado.
- Conglomerado poligénico, no siempre representado, pero sí en series de los extremos más distanciados con las mismas características, constituido por cantos esencialmente calizos y/o dolomíticos del Mesozoico y Paleógeno.



- Un conjunto calizo superior

Los conjuntos calizos permiten una datación tanto más afina da cuanto más niveles margosos intercalan.

Los conglomerados son generalmente azoicos (en lo que se refiere a faunas del Neógeno) cuando son poligénicos, salvo en su matriz que suele ser carbonatada y contiene en ocasiones restos de faunas del Mioceno.

En ocasiones, tal como parece suceder en la mayor parte de las series septentrionales del Dominio Prebético Interno, sólo está representado el conjunto calizo superior, acompañado a veces de uno u otro de los niveles de conglomerados. En estos casos, el conjunto carbonatado superior es directamente transgresivo sobre el Mesozoico o sobre el Paleógeno, apareciendo la serie incompleta. Este hecho es también frecuente sobre la región del Prebético externo, donde tras la fase orogénica que produjo las numerosas cobijaduras y discordancias internas, parece haber cambiado la configuración -- del mar. Este aspecto será tratado con detalle en el capítulo de Paleogeografía e Historia Geológica.

V.V-2-1.- EL NEOGENO MARINO DE LOS SECTORES MERIDIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO (cuenca de Moratalla)

La cuenca de la región de Moratalla, presenta las series más completas y potentes del Neógeno marino del área estudiada, intercalando entre sus calizas masivas importantes episodios de margas muy ricas en Foraminíferos pelágicos, lo que permite una zonación de sus series.

El espesor supera los 300 metros, y a veces los 400 o 500 metros, aumentando el mismo de forma rápida hacia el Sur y Sureste.

Se describirán a continuación las series más representativas, situadas inmediatamente al Norte del curso del Rio Benamor, y a lo largo del mismo. Asimismo, se han estudiado los niveles de la serie cabalgados directamente por el Nummulítico de la Sª de la Puerta, en su extremidad Suroccidental.

V.V-2-1-A.- LA SERIE ENTRE EL RIO BENAMOR Y EL PUNTA DE LA COVACHA (Fig. 71)

Al Norte del Rio Benamor, la parte superior de los dos episodios calizos masivos más importantes de esta serie, culmina en los vértices geodésicos de Majal de la Cruz (1.434 m.) y de la Mola

V

ESTRATIGRAFIA

ta de Charán (1.417 m.).

El muro de la serie neógena marina se sitúa en la cortijada del lugar denominado Fotuya, inmediatamente al Sur del vértice Lanchar; el corte se realiza de Sur a Norte, entre este punto y el Puntal de la Covacha.

Sobre las calizas microcristalinas de la facies marino-lagunal del Eoceno superior-Oligoceno, con textura de micritas, que contienen en los niveles superiores de este lugar, Miliólidos, Peneroplis sp., Rotalia sp., Gaudryina sp., Ophtaalmídidos, Gasterópodos y Melobesias, viene la siguiente serie, en discordancia:

- 1) "residuos", y en ocasiones niveles, de un conglomerado silíceo de color rojo, monogénico, con cantos de cuarzo y cuarcita y matriz areniscosa ferruginosa. Los cantos están muy bien calibrados.
- 2) 12 a 15 metros, de calizas microcristalinas más o menos arcillosas, con textura de biomicriritas algo arenosas. Sólo han librado Amphistegina, sp., Heterostegina sp., y restos de Globigerínidos.

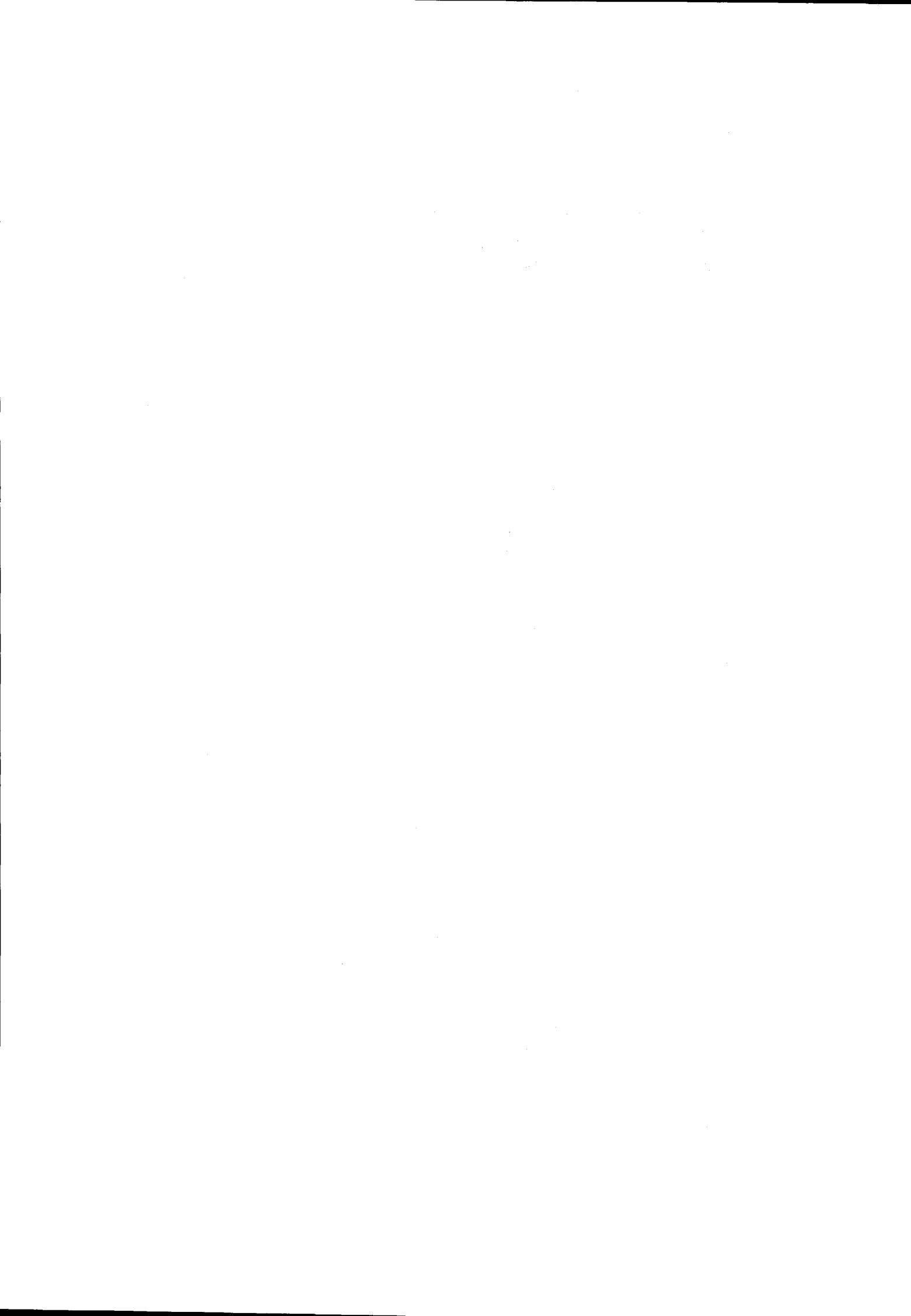
- 3) 10 a 15 metros. Calizas masivas, organógenas, con textura de bioesparruditas y biomicriritas arenosas. Contienen arena de cuarzo, en proporción de hasta el 10% en las muestras estudiadas. Se observan abundantes restos de Melobesias, Briozos, Lamelibranchios y Equinodermos, Heterostegina sp., Amphistegina sp., Mioquypsina sp., y Globigerínidos, entre ellos G.(=Porticulasphaera)transitorius Blow.

Se observan también pequeños fragmentos de calizas del Cretácico.

La presencia de G. transitotius delimitaría este tramo en la parte superior de la zona G. insueta, Aquitaniense superior.

- 4) 20 a 25 metros. Margas y margocalizas ligeramente areniscosas, con textura de biomicritas arcillosas.

Contienen abundantes espículas, Radiolarios, y un predominio de Foraminíferos pelágicos, entre ellos,



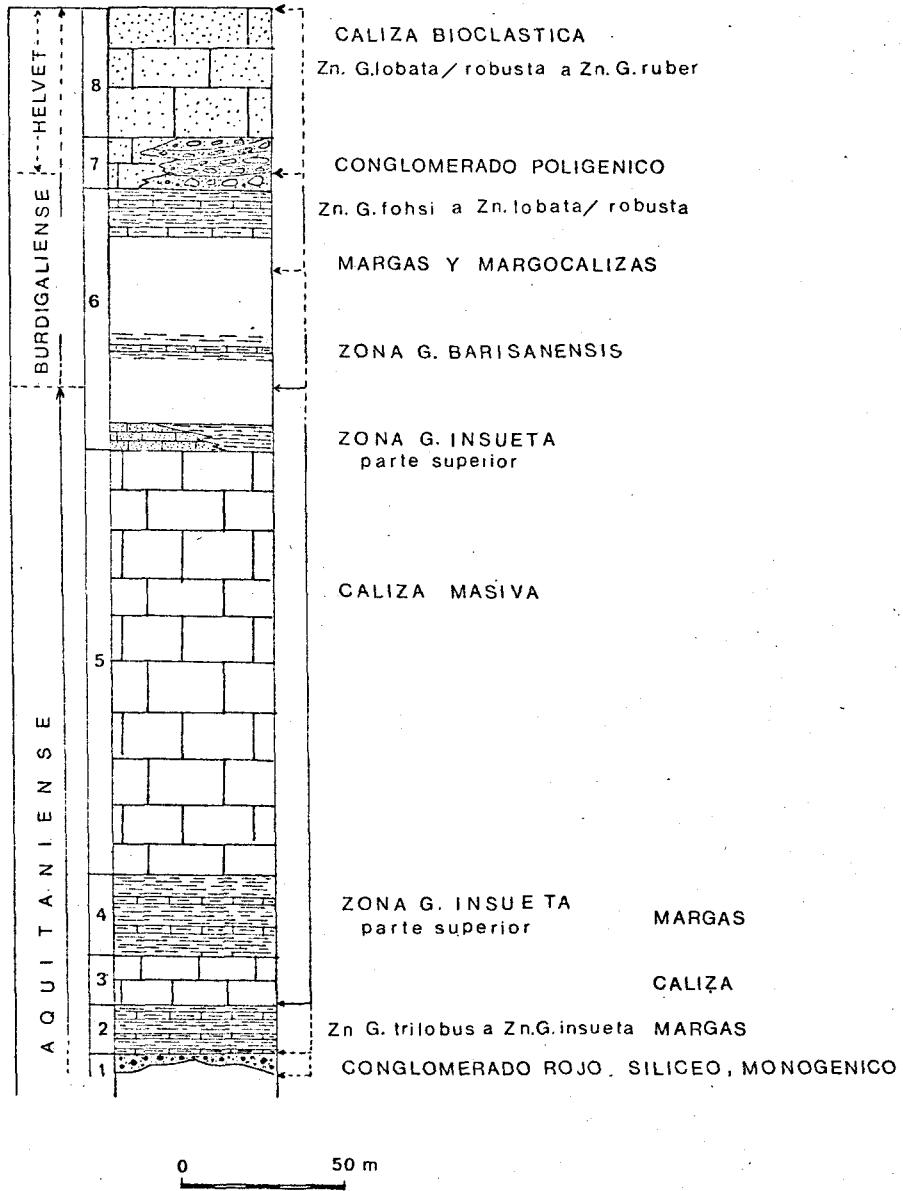


Fig. 71.- La serie del Neógeno marino entre el Rio Benamor y el Puntal de la Covacha.

E S T R A T I G R A F I A

G E N E R A L I D A D E S

Globorotalia mayeri Cushman y Ellisor, G. barisanensis Leroy, G. obesa Bolli Globocadrina altispira Cushman y Jarvis, Globorotalia scitula Brady, - Globigerinoides sacculiferus Brady, Globorotalia - archaeomenardii Bolli, y Globigerinoides bisphaericus Todd.

La asociación de G. archaeomenardii Bolli y G. - bisphaericus Todd, y al mismo tiempo la ausencia de Orbulinas, situaría estos niveles en la parte superior de zona G. insueta.

En los niveles más superiores del tramo, las calizas y margas, más arenosas, con proporciones de hasta el 15% de cuarzo, contienen frecuentes restos de Equinodermos, Lamelibránquios, Melobesias, Briozoos, Globigerináceos, Globigerinoides trilobus Reuss, Globocadrina altispira Cushman y Jarvis, G. (=Porticulasphaera) glomeratus Blow, y G. barisanensis.

La presencia de G. glomeratus Blow, junto con la ausencia de Orbulinas, delimitaría también estos niveles en la parte superior de la zona G. insueta.

Este tramo correspondería, en consecuencia, al Aquitaniense superior.

5) 120 a 130 metros. Calizas masivas, organógenas.

Contienen cuarzo, en tamaño arena, y en ocasiones grava dispersa, en proporción variable entre el 5 y el 50%, aumentando a grosso modo hacia el techo.

Contienen también pequeños fragmentos de calizas mesozoicas, incluidos, y gránulos de glauconita.

Se observan frecuentes restos de Briozoos, Lamelibránquios, Equinodermos, Amphistegina sp., Heterostegina sp., Globigerínidos, Globigerinoides trilobus Reuss, Eponides sp., Gypsínidos, Gypsina sp., Cibicides sp., Textularia sp., y algunos Ostrácodos.

Es este el paquete masivo que culmina en el vértice geodésico Lanchar (1.434 m.).



Por su posición estratigráfica relativa, este paquete pertenecería aún a la parte superior de la zona G. - insueta, y en consecuencia al Aquitaniense superior.

- 6) 70 a 80 metros. Calizas, margocalizas y margas, - con textura de biomicritas con esparita.

Contienen cuarzo, en tamaños de limo y arena, y en porcentajes entre el 5% y el 10%, además de algo - de glauconita. Hacia el techo, el porcentaje de cuarzo, en los mismos tamaños, alcanza el 20%.

Se distinguen en este tramo:

- a) los niveles de base consisten en calizas arenosas y areniscas que lateralmente parecen integrarse en la alternancia calizo margosa. Estos niveles, con textura de bioesparitas arenosas y arcillosas, contienen restos de Equinodermos, Lamelibránquios, Melobesias, Briozoos, y Globigerináceos, entre ellos, Globorotalia mayeri Cushman y Ellisor, Globigerinoides ruber D'Orbigny, y Globigerinoides bisphaericus Todd.

La presencia de G. bisphaericus Todd, junto a la ausencia de Orbulinas, indicaría aún la parte superior de la zona G. insueta.

- b) 20 metros aproximadamente, recubiertos
c) Un afloramiento de margas y margocalizas.

Se sitúa este afloramiento a la altura del camino de Benizar a El Sabinar, unos 500 metros al Oeste de las Casillas del Portal.

Han librado, espículas, Cibicides sp., Ostrácos, algunos Radiolarios, Orbulina suturalis Bronnimann, Globigerinoides ruber d'Orbigny, G. trilobus Reuss, Globorotalia mayeri Cushman y Ellisor, G. barisanensis Leroy y Uvigerina sp.

La explosión de Orbulinas, con la que se iniciaría la zona G. barisanensis se daría en todo caso en el episodio anterior (b), recubierto, como más alto en la serie. La base de la zona barisanensis se situaría pues en este episodio, o en el episodio b.

- d) 30 a 40 metros, recubierto. En la pendiente de la

V. ESTRATIGRAFIA

V.I. GENERALIDADES

V.I.I. LOS GRANDES DOMINIOS ESTRATIGRAFICOS.

Dentro del área estudiada existe una gama muy variada de secuencias litológicas, que es necesario agrupar según sus características diferentes.

Si se considera la evolución de las distintas series de Norte a Sur, se diferencian varios dominios. Cada uno de ellos cuenta con series más o menos semejantes entre sí, y sensiblemente diferentes con respecto a las del dominio vecino.

No obstante, aún existiendo diferencias fundamentales de conjunto entre las series de cada dos dominios limítrofes, existen también ciertas analogías a nivel de algunos episodios estratigráficos que, incluso, pueden llegar a ser comunes en los dominios vecinos. Esto resulta lógico, dentro de una evolución paleogeográfica normal, que no llega a respetar en cada episodio, estrictamente, los límites definidos en el episodio anterior.

Las series estratigráficas de las regiones aquí consideradas, se agrupan de N. a S. como sigue:

- A) Domínio Prebético Externo
- B) Domínio Prebético Interno
- C) Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla
- D) Subbético, (considerado aquí únicamente en su parte frontal).

Su distribución se observa en la Fig.5.

Los dos dominios septentrionales constituyen la ZONA PREBETICA. Se diferencian, entre sí por la naturaleza de la mayor parte de sus respectivos materiales, sobre todo a nivel del Cretácico superior e inferior, y especialmente por el espesor de la cobertera, muy moderado en el Dominio Prebético Externo, y muy potente en el Dominio Prebético Interno. Por otra parte, el Prebético externo presenta un notable paralelismo e identidad de facies con los materiales de la Cordillera Ibérica, mientras el Prebético interno cuenta con series más propias e individualizadas. El límite de separación entre ambos dominios se efectúa, en la parte estudiada, según una línea muy bien definida, con tránsito rápido y brusco de unas series a otras.

dera (sur), del Puntal de la Covacha.

- e) 15 metros, aproximadamente. Calizas y margas, con textura de biomicriritruditas arcillosas y arenosas.

Contienen cuarzo en tamaño arena y limo, algo más abundante que en los niveles calizo margosos más inferiores, en porcentajes de hasta el 20%.

En los levigados se observan pequeños fragmentos de calizas rodadas, del Mesozoico.

Contienen restos abundantes de radiolas, y sobre todo Foraminíferos pelágicos, entre ellos Globigerinoides ruber d'Orbigny, G. oblicuus Bolli, Globorotalia mayeri Cushman y Ellisor, Globocadrina altispira Cushman y Jarvis, Globigerinoides inmaturus Leroy, G. trilobus Reuss, Globorotalia scitula Brady, G. obesa Bolli, Globigerina venezuelana Hedberg, y Orbulina suturalis Bronnimann.

La ausencia de G. barisanensis en estas capas, junto con la presencia de G. altispira, indicaría la pertenencia de las mismas bien a la zona G. fohsi, bien a la zona G. lobata / robusta, como más superior.

La mayor parte de la zona G. barisanensis podría quedar oculta bajo el recubrimiento del episodio e.

El conjunto del tramo 6 (fig.71), comprendido entre la parte superior de la zona G. insueta y la zona fohsi, o como más superior la zona lobata/robusta, representaría desde la parte extrema superior del Aquitaniense al Burdigaliense medio (o en todo caso, Burdigaliense superior).

- 7) 10 a 15 metros. Conglomerado poligénico, con cantos de calizas y dolomías, procedentes de áreas fuentes próximas, del Paleógeno y del Mesozoico. Matriz de caliza orgánica, del propio Neógeno marino.

Estos conglomerados, desaparecen y reaparecen a escala regional, marcando un nivel de discordancia intramiocena, en las áreas septentrionales del Prebético externo, de tipo angular. En el caso de la presente serie no existe discordancia angular intramiocena, pero este nivel sí señalaría una discordancia cartográfica, en sentido lato.

El presente trabajo se referirá fundamentalmente a los dos dominios de la ZONA PREBETICA.

No obstante, debido el carácter alóctono de las dos unidades meridionales, que se encuentran corridas sobre el Prebético interno y dentro del área cartografiada, es necesario referirse también a ellas aunque de forma más escueta.

En lo que se refiere al sector más meridional del Prebético interno, que constituye la serie de Sierra de la Puerta, se sale fuera de los límites de la cartografía del conjunto. Para completar la visión general de la Zona Prebética y sus relaciones con las demás unidades, se hará un breve estudio de este sector.

V. I. II. MATERIALES REPRESENTADOS. LAS GRANDES UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS.

Se han agrupado en dominios estratigráficos las series regionales, considerando la evolución de las mismas de Norte a Sur.

Es necesario estudiar también en sentido vertical, la evolución litoestratigráfica del contexto regional.

En este sentido, los materiales de los respectivos dominios se agrupan, en su conjunto, en tres grandes unidades litoestratigráficas, separadas entre sí por penidiscordancias y discordancias. Serían estas:

A) Mesozoico

B) Paleógeno

C) Neógeno

Las características generales de estas unidades litoestratigráficas, en relación con los dominios sedimentarios antes definidos, son:

- En el DOMINIO PREBETICO EXTERNO, sólo están representados los materiales del Mesozoico y del Neógeno. El Nummulítico no se habría depositado en este dominio, lo que parece en consonancia no sólo con la ausencia de afloramientos del mismo, sino también con el avanzado estado de erosión que afectó a la cobertura mesozoica previamente al depósito del Neógeno.

A) Mesozoico

El Lías y el Dogger, están representados por series esencialmente dolomíticas, con pasos laterales de carácter local a calizas. Las dolomías del Dogger, eventualmente, se cargan de terrígenos en el Sureste.

Cuando desaparecen estos conglomerados, se integran en el paquete calizo masivo superior, una vez que la matriz calcárea de los mismo llega a prevalecer sobre los cantos. Esto sucedería hacia el Norte del Puntal de la Covacha, donde las calizas superiores del tramo 8, se apoyan transgresivamente sobre el conglomerado monogénico de base (tramo 1), o bien directamente sobre distintos términos del Paleógeno o del Neógeno.

- 8) 30 a 40 metros. Calizas organógenas, con abundantes restos de Equinodermos, Lamelibranchios, Briozoos, Melobesias, Amphistegina sp., Cibicides y Globigerinidos.

Este tramo no presenta fauna característica, pero por su posición estratigráfica relativa, sería equivalente al de las calizas superiores de la misma serie en la vertiente norte de la Sa del Cerezo, y también en la vertiente sur, en las calizas que culminan en el vértice geodésico de Moratalla la Vieja (685 m). En aquellos casos, las calizas correspondientes a estas contienen Mioquypsina sp., que no parece subir más arriba del Helvetiense.

Es lo más probable que este tramo de calizas corresponda a la zona G. ruber, del Helvetiense inferior.

El Oxfordiense superior, de reducido espesor, se compone de calizas nodulosas con Ammonites y Espongiarios.

El Kimmeridgiense-Portlandés, se compone de series marino-lagunales, esencialmente calizo-margosas, pero también con un episodio de dolomías que hacia el Este pasa a calizas de oncolitos, a nivel del Kimmeridgiense medio. La serie se presenta completa únicamente en los sectores surorientales del Prebético externo.

El Cretácico inferior, se presenta en facies "Weald - Utrillas", continental y azoica.

El Cretácico superior, diferencia un complejo dolomítico a nivel del Cenomanense-Turonense, y una importante secuencia carbonatada, marino-lagunal, en el Senonense.

C) Neógeno

Se diferencia un Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense), marino, afectado por discordancias internas, esencialmente calizo, con dos niveles de conglomerados, respectivamente situados en la base y a nivel de la discordancia interna. Hacia el Este intercala algunos episodios de margas. Su espesor es moderado.

Además, en el Mioceno superior, se distingue una potente formación, muy extensa, en facies esencialmente pontiense-lacustre pero con paso lateral a una facies fluvial. Se compone de calizas, margas, areniscas, limos, etc.....

- En el DOMINIO PREBETICO INTERNO, por el contrario al externo, están ya presentes las tres grandes unidades litostratigráficas. No obstante, el Neógeno y Paleógeno solo adquieren amplio desarrollo y espesores importantes hacia el centro y parte meridional de dicho dominio.

A) Mesozoico

Los términos jurásicos, en su mayor parte, no llegan a aflorar en el Prebético interno. Únicamente, y de forma limitada, aflora parcialmente el Kimmeridgiense superior-Portlandés.

El Kimmeridgiense superior-Portlandés, presenta facies marino-lagunal análoga, pero de mayor espesor, a la de las series homólogas de la parte suroriental del Prebético externo.

El Cretácico inferior, esencialmente marino peribético, y ocasionalmente con fauna pelágica a nivel del Neocomiense, incluye no obstante importantes episodios de terrígenos entre el Barremiense y el Albense. El Neocomiense, margoso, aflora muy limitado y se compone de margas con Ammonites, Ostreídeos y Equínidos, facies pues mixta, pelágica y bentónica. El Barre-

V. V.-2-1-B.- LA SERIE EN LA VERTIENTE NORTE
DE LA SIERRA DEL CEREZO. (Fig. 72).

Se sitúa la serie entre 12 y 15 Kilómetros en el NE de la anterior, en discordancia sobre las facies marino-lagunales del Eoceno superior-Oligoceno.

Se sitúa también debajo de los materiales de las Unidades alóctonas de Sabinar Moratalla y del Subbético, que constituyen un importante isleó tectónico ocupando la parte más alta de la Sierra del Cerezo.

La serie neógena marina presenta aquí las siguientes--- características; de muro hacia el techo:

- 1) 25 a 30 metros. Arcillas, arenas y areniscas versicolores, que se asemejan extraordinariamente a las facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior de las regiones septentrionales, esto es, del Dominio Prebético Externo.

Este tramo aflora en buenas condiciones de observación, en la extremidad occidental de la S^a del Cerezo, junto a la pista de servicio de la M. C. T. (Mancomunidad del Canal del Taibilla), bajo las calizas masivas del tramo 2.

Las areniscas contienen cuarzo en proporción de hasta el 80%, y gránulos de glauconita, matriz arcilloso ferruginosa, etc..

Han librado escasos restos de Lamelibránquios, Melobesias, Equinodermos y Amphistegina sp.

- 2) 30 a 40 metros. Calizas organógenas, masivas.

Con textura de bioesparruditas, biomicrirruditas y biomicritas, más o menos arenosas; las muestras estudiadas resultaron con porcentajes de cuarzo en tamaño -- arena muy variable, entre el 10 y el 40%.

Con carácter eventual, se han observado también, incluidos en las calizas, pequeños fragmentos de calizas -- rodadas con fauna del Mioceno inferior s. lato.

Estas calizas contienen abundante fauna que resulta banal en contraste con los episodios de margas de las capas superiores; han dado restos de Equinodermos, Melobesias, Lamelibránquios, Heterostegina sp., Amphistegina sp., Cibicides sp., Eponides sp., Sphaerogypsina sp., Tex-

miense, Aptense y Albense, se componen fundamentalmente de calizas paraarrecifales, alternando con margas sabulosas y arenas, tanto más importantes estas últimas en las series septentrionales. El conjunto resulta extremadamente potente.

El Cretácico superior, diferencia un "complejo domítico" basal, como en el Prebético externo a nivel del Cenomanense Turonense, pero del que se distingue por su potencia considerablemente mayor. Por el contrario, el Senonense difiere fundamentalmente con respecto al del Prebético externo. Es francamente marino, con facies pelágica y bentónica, con Ammonites y Globotruncanas, así como Equinodermos y Lamelibránquios.

B) Paleógeno

Diferencia un término basal, el Nummulítico, muy potente hacia el Sur, constituido principalmente por calizas casi siempre con gravas y arenas, así como margas sabulosas.

Sobre el Luteciense, una potente formación esencialmente marino-lagunal con influencia continental, compuesta de calizas, margas sabulosas y conglomerados intercalados. Correspondería al Oligoceno.

C) Neógeno

Mucho más importante, por su mayor espesor, que en el Prebético externo. Se diferencia sólo en el Mioceno inferior, marino, con episodios muy potentes de calizas y de margas. La facies es pues análoga a la del Prebético externo. También presenta discordancias internas y los mismos niveles de conglomerados que en el dominio externo. Se encuentra bajo el corrimiento del Subbético, y apoyado en franca discordancia sobre el Mesozoico del Prebético interno.

En la UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA, francamente alóctona, no aparecen términos jurásicos, si no son los del subbético, tectónicamente entremezclados.

A) Mesozoico

El Cretácico inferior, se compone de una formación "flyschoide", compuesta fundamentalmente por margas más o menos sabulosas y areniscas. Eventualmente se observa lignito, en pequeños trocitos diseminados, o incluso constituyendo algún nivelito aislado. Su facies se asemeja por tanto al Prebético.

El Cretácico superior, es calizo margoso, desde el Cenomanense al Senonense. Se encuentra casi siempre englobado tectónicamente con las margas del Cretácico inferior y me

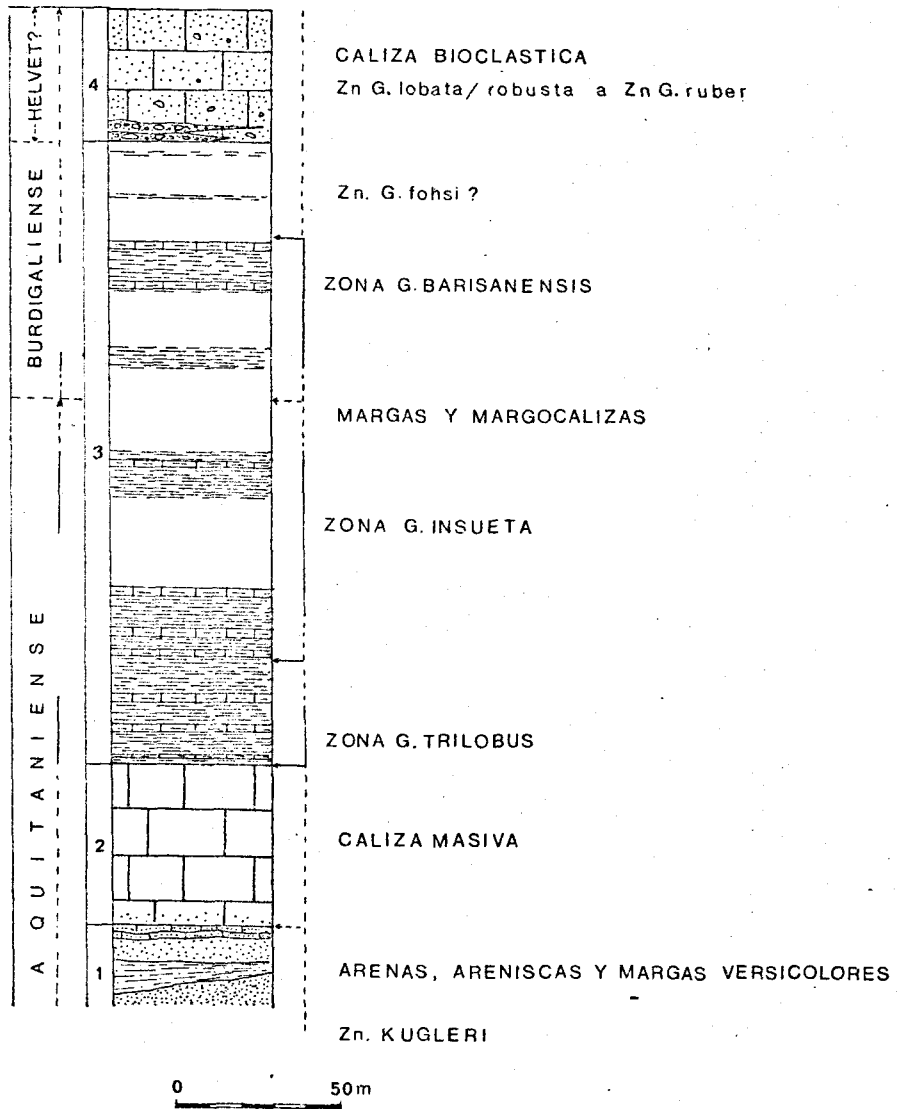


Fig. 72.- La serie del Neógeno marino en la vertiente norte de la Sierra del Cerezo.

tularia sp., Balanus sp., Gypsínidos, Elphidium sp., etc...

- 3) 200 metros aproximadamente. Margas, margocalizas y calizas más o menos arcillosas.

Textura de biomicritas arcillosas, y eventualmente - bioesparruditas intercaladas.

- a) El tercio inferior del conjunto, y en sus niveles de base, ha librado abundantes espículas Radiolarios, Amp-histegina sp., Heteroestegina sp., Globorotalia maveri Cushman y Ellisor, G. kugleri Bolli, G. barisanensis Leroy, Globigerinita napparimanensis Bronniman, y Globocadrina altispira Cushman y Jarvis.

La asociación de Globorotalia kugleri Cushman y Ellisor, G. barisanensis Leroy, indicaría la parte inferior de la Zona G. trilobus, esto es el Aquitaniense inferior.

Los niveles superiores del tercio inferior del conjunto margocalizo, han librado Globorotalia archaemenardii Bolli, Globigerinoides bisphaericus Todd, Porticulasphaera glomerosa Blow, Globocadrina venezolana Hedberg.

Esta asociación, en la ausencia de Orbulinas, delimitaría los niveles superiores del tercio inferior del conjunto margocalizo en la parte superior de la zona G. insueta, esto es, en el Aquitaniense superior.

El espacio entre los niveles inferiores y superiores, - de este tercio inferior del conjunto, se encuentra muy recubierto por derrubios coluviales.

nos representado que aquel.

B) Paleógeno

Está poco representado, y constituido por calizas muy arenosas y areniscas, semejantes a las del Nummulítico de la serie de la Sa. de la Puerta, en el Prebético meridional. Mezclado tectónicamente con las otras unidades litoestratigráficas, no es posible asegurar su procedencia o su origen. Podría corresponder al mismo Nummulítico de la serie de la Sa. de la Puerta, arrastrado mecánicamente, o por el contrario haber constituido en su origen serie continua con la unidad de Sabinar-Moratalla.

C) Neógeno

También englobado mecánicamente, parece claro que ha sido arrastrado del mismo Prebético, por la unidad intermedia en su corrimiento sobre la cuenca del Mioceno inferior, que se superpone estratigráficamente al Mesozoico de aquel otro dominio.

- En el SUBBETICO FRONTAL, en el sector cartografiado, no aparecen más que términos jurásicos. Se compone esencialmente de dolomías y calizas liásicas.

La descripción estratigráfica se hace de la siguiente forma:

TRIASICO (Sin diferenciar)

JURASICO-CRETACICO
(por Unidades, consideradas de N. a S.)

- del Prebético externo
- del Prebético interno
- de la "Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla"
- del "Subbético frontal".

PALEOGENO que se encuentra representado únicamente en el Dominio Prebético interno del área estudiada.

NEOGENO cuyo estudio se subdivide distinguiéndose un Neógeno marino de edad Mioceno inferior, y un Neógeno superior de facies lacustre y fluvial cuyas faunas no han permitido una datación precisa.

Se estudian por separado las series del Jurásico y Cretácico en los distintos dominios, pues la diferenciación de los mismos se manifiesta especialmente en estos términos litoestratigráficos. Por el contrario, en los demás términos se atenúan las diferencias entre las series de las grandes unidades o dominios, por lo que la descripción de las mismas se realiza de forma conjunta.

- b) Las margas del tercio medio del conjunto margocalizo, ha librado restos de espículas, radiolas, Radiolarios, Globorotalia barisanensis Leroy, Globigerinate-lla insueta Cushman y Stainforth; Globigerinoides ruber d'Orbigny, G. trilobus Reuss, G. bisphaericus -- Todd, G. saccuiferus Brady, Globigerina venezuelana Hedberg, Globorotalia maveri Cushman y Ellisor y Globocuadrina altispira Cushman y Jarvis.

La asociación de G. insueta Cushman y Stainforth, y G. bisphaericus Todd, con la ausencia de Orbulinas, indicaría la parte superior de la zona G. insueta esto es, - el Aquitaniense superior.

- c) El tercio superior está muy recubierto. En un afloramiento hacia la parte central del mismo, las margas han dado espículas, Radiolarios, Globigerina sp., Globigerinoides trilobus Reuss, Globorotalia maveri Cushman y - Ellisor, G. barisanensis Leroy, G. praemenardii Cushman y Stainforth, Orbulina sp., Balanus sp., Amphistegina sp., Heterostegina sp., restos de Lamelibranchios, Melobesias y Briozoos.

La asociación de G. barisanensis y G. praemenardii, indicaría la parte superior de la zona G. barisanensis, esto es, el Burdigaliense inferior.

El resto de la serie entre el episodio c, del tramo 3, y el tramo 4, queda muy recubierta. Lo más probable, - es que en estos niveles superiores esté representada - la zona G. foshi, constatada en la serie anterior en los niveles calizo margosos más altos del conjunto margoso superior. Esta parte oculta podría corresponder, como allí, al Burdigaliense medio; y acaso también al Burdigaliense superior.

- 4) 30 a 40 metros. En la parte inferior se diferencian unos niveles de conglomerados poligénicos, semejantes y seguramente equivalentes a los descritos en el tramo 7 de la serie anterior. Sus cantos son generalmente de calizas mesozoicas. La matriz es calcárea, organógena, y con restos de faunas semejantes a los de las calizas -- que vienen encima. Existen también cantos rodados -- del propio Neógeno marino, con Miogyssina sp., Briozoos,

ESTRATIGRAFIA

TRIASICO

Amphistegina, etc.

La parte superior, esto es, la parte más importante en espesor, se constituye de calizas organógenas, con textura de bioes parruditas, y en ocasiones, biolitos formados exclusivamente - de Algas y/o Briozoos.

Las calizas contienen arena de cuarzo en proporciones muy variables, entre el 5 y el 30%. Además de Algas y Briozoos, - contienen frecuentes restos de Lamelibránquios, Equinodermos, Amphistegina sp., Heterostegina sp., Miogypsina sp., Elphidium sp., fragmentos de Discocyclina sp., Globigerínidos, entre ellos Globigerinoides trilobus Reuss, Serpula sp., Cibicides sp., Balarus sp., y Orbulina sp.

Desafortunadamente, al igual que en la serie anterior, esta - fauna no indica ninguna precisión sobre el techo de la serie, salvo la presencia de Miogypsina sp., que delimitaría el conjunto - como más superior dentro del Helvetiense (para otros autores, - pertenecería como más superior al Burdigaliense)

V. V. -2- 1- C. - LA SERIE EN EL CURSO DEL RIO
BENAMOR (Fig. 73)

Al Noroeste y Norte de Moratalla, en la vertiente meridional de la Sierra del Cerezo, comenzando el corte un poco al Oeste - del cruce sobre el Rio de la pista de la M. C. T., y de Oeste -- hacia el Este se encuentra la serie del Neógeno marino, correlativa y semejante a la anterior, pero más potente.

Su espesor total resulta difícil de precisar, debido al recubrimiento muy frecuente, sobre todo de las marcas y margocalizas que constituyen la mayor parte de la serie. En todo caso, -- puede estimarse superior a los 350 metros, y posiblemente alcance los 500.

El corte se inicia 500 metros al Este del Cortijo del Rincón, y siguiendo después aproximadamente el curso del Rio Benamor, hasta el montículo que al Este culmina en el vértice Moratalla -- la Vieja (658 m.).

Se distinguen los mismos términos litológicos que en la serie anterior.

De muro a techo, y de Oeste hacia el Este, la serie se compone:

- 1) unos niveles de areniscas en la base, con matriz arcillosa ferruginosa, de color rojizo. Contienen cuarzo, en -- porcentajes de hasta el 80%, gránulos de glauconita, restos de Lamelibránquios, Melobesias, Equinodermos, y Amphistegina sp.



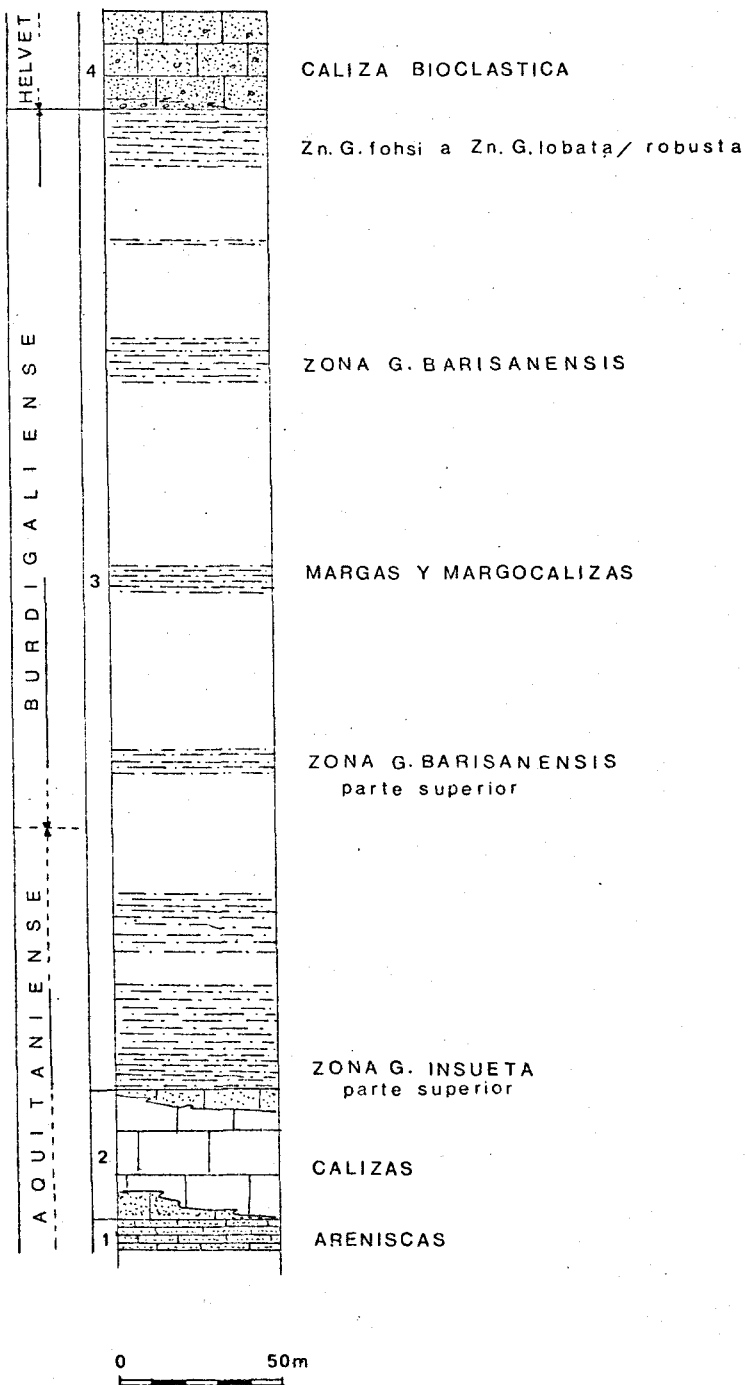


Fig. 73.- La serie del Neógeno marino en el curso del Rio Benamor al Norte de Moratalla.

V. II. TRIASICO

V. II. I. SUS FACIES Y AFLORAMIENTOS

El Triás aflora dentro de las regiones estudiadas, únicamente en los dominios del Prebético externo y del Subbético.

Los contactos con las demás formaciones mesozoicas son siempre de tipo mecánico.

Sólo llegan a aflorar las facies del Keuper, que presentan ciertas variantes y se distribuyen según el esquema de la figura 6.

Así, dentro del Prebético externo, el Keuper de los sectores más noroccidentales aparece con una facies notablemente más terrígena que en los demás afloramientos. Se sitúa el Keuper esencialmente terrígeno entre Elche de la Sierra y Fuente de Tañá fundamentalmente, y una variante más o menos parecida al mismo en las inmediaciones de la localidad de Issó, más al Este.

Está constituido por arcillas limosas y arenosas, limolitas y algunos nivelitos de arenas, por lo que tienen un gran parecido con la facies "Weald-Utrillas" con las que podría llegar a confundirse en una visión rápida. Sus colores son fundamentalmente rojos y verdosos. Este Keuper no parece llegar a diferenciar verdaderos niveles de yeso en estas latitudes, sino que éste se presenta diseminado y en escasa proporción, con respecto a la facies habitual más yesífera.

Los restantes afloramientos en el Prebético externo de nuestra región, los más numerosos, son mucho más yesíferos y no llegan a diferenciar niveles arenosos. Los terrígenos son más finos, constituyendo arcillas y limolitas. Se llegan a diferenciar no sólo niveles sino paquetes de yesos. Esta litología ha favorecido los fenómenos diapíricos en los sectores orientales. Este Keuper está allí constituido por un espesor grande, pero imponderable en su origen debido al diapirismo, aparte de no aflorar el muro del mismo. Los colores de las arcillas y limolitas son ocreos, rojos y verdosos. Los niveles de yeso, grises y blanco grisáceos fundamentalmente, y a veces rojos.

El Keuper del Subbético frontal es en todo análogo al precedente, excepto en que al Sur del área cartografiada es exageradamente yesífero. Pero dentro del área cartografiada, bajo el isleto tectónico de la Sierra del Cerezo, se encuentra ya muy laminado y apenas representado.

En ninguno de los afloramientos de las distintas facies del Keuper se ha encontrado vestigio alguno de fauna.

Tampoco afloran dentro de las regiones estudiadas los clásicos cortejos de ofitas.

- 2) 35 a 40 metros. Calizas organógenas, y areniscas hacia el techo, donde los porcentajes de cuarzo han aumentado y superado en ocasiones el 50%, sobre la matriz carbonatada.

Las calizas contienen además pequeños fragmentos rodados de calizas, entre ellas del Aptense.

Las calizas tienen textura de biomicritas, y en ocasiones resultan verdaderos biolitos de Algas, Melobesias.

El conjunto ha librado restos de Lamelibráncios, Equinodermos, Briozoos, Melobesias, Heterostegina sp., -- Miogypsina sp., Amphistegina sp., Elphidium sp., Globigerínidos, Globigerinoides ruber d'Orbigny.

- 3) 300 metros, o más. Margas, margocalizas, y calizas margosas, y eventualmente areniscas intercaladas.

Este conjunto calizo margoso se encuentra muy recubierto, sobre todo en su parte superior, a lo largo del curso del Río Benamor, habiéndose estudiado solo la parte inferior del mismo con cierto detalle.

Así, los niveles de base, inmediatamente superiores a las calizas del tramo 2, han librado abundantes espículas, Radiolarios, Globigerínidos, Globigerinoides trilobus Reuss, G. bisphaericus Todd, Globigerinatella insueta Cushman y Steinforth, Globorotalia barisanensis Leroy.

La asociación de G. insueta Cushman y Steinforth con G. bisphaericus Todd, junto con la ausencia de Orbulinas indicaría la parte superior de la zona G. insueta, esto es el Aquitaniense superior, en los niveles de base.

A unos 70-80 metros sobre los niveles de base (en distancia horizontal, sobre el terreno, unos 600 metros al Este de las capas anteriores siguiendo el curso del Río Benamor), las margas han librado espículas, Radiolarios, Globigerínidos, Globorotalia praemenardi Cushman y Steinforth, G. archaeomenardi Bolli, G. barisanensis Leroy, Orbulina suturalis Eronnimanri, Orbulina universa d'Orbigny, Globorotalia mayeri Cushman y Ellis, G. scitula Brady.

V.II. 2. COMPARACIONES Y CORRELACIONES CON OTRAS SERIES.

En las regiones próximas, como en Fábricas de Riopar, Orcera, Siles y Embalse del Tranco (1) al SO. y Embalse de Tañave al Norte (2), se han puesto de manifiesto términos más inferiores al Keuper.

En las primeras regiones, A.C. López Garrido (1) describe una serie triásica completa, con las facies del Buntsandstein - constituidas por conglomerados y areniscas; intercalaciones de calizas, con faunas del Muschelkalk, en una formación intermedia en la que estas calizas alternan con areniscas, limolitas y arcillas; y finalmente los términos superiores del Triás constituyendo una facies arenosa en el Keuper, donde alternan arenas y arcillas rojas y verdes, areniscas intercaladas, y al techo arenas blancas.

La presencia de un Keuper bastante arenoso en las regiones más próximas a la Meseta, permite correlacionar con estos términos el Keuper que se ha descrito entre Elche de la Sierra y Fuente del Taif.

La misma serie que describe A.C. López Garrido se ha encontrado muy próxima al área aquí estudiada, en las conijadas junto al Cruce de las carreteras de Hellín a Orcera y a Fábricas de Riopar, en el curso del Río Mundo, con lo cual la correlación regional queda más justificada.

Asimismo, la existencia del Muschelkalk y del Buntsandstein en estas regiones limítrofes, permite suponer en nuestras regiones la existencia de un Triás más completo que el que llega a aflorar bajo la cobertera mesozoica.

También en el Subbético "frontal", al Sur de Calasparra, se ha constatado la presencia de un Muschelkalk bien desarrollado. Se compone de calizas de grano fino, recristalizadas en parte, de color negruzco, y con abundantes Myophoria sp. Además, se encuentran las facies del Buntsandstein constituyendo potentes series de cuarzarenitas versicolores. Estos afloramientos fueron descritos previamente por Paquet (1970), y en la actualidad vuelven a ser objeto de estudio por nuestra parte (3).

-
- (1) - datos de la Tesis Doctoral de A.C. López Garrido, para el Triás de las regiones de Orcera y Siles, e itinerarios conjuntos con el autor.
 - (2) - datos bibliográficos. R. Fernández, J.L. Saavedra, M. Estévez y J.M. Esnaola.
 - (3) - estudio de la Hoja de Calasparra, que realiza el autor para la Empresa Nacional Adaro, con motivo del Plan MAGNA del I.G.M.E.

La asociación de G. praemenardii Cushman y Stainfort, y G. archaomenardii Bolli, indicaría la parte superior de la zona G. barisanensis, esto es, el Burdigaliense inferior.

En los 100 metros superiores a estas últimas capas, las -- muestras estudiadas han librado, espículas, Globigerínidos, -- Globorotalia mayeri Cushman y Ellison, Globigerinoides ru-- ber d'Orbigny, Orbulina universa d'Orbigny, Orbulina sutu-- ralis Bronnimann, y Radiolarios. Esta asociación, cuanto --- más antigua, correspondería aún a la zona G. barisanensis.

Hacia el techo de esta formación margocaliza, la ausencia de Goborotalia barisanensis Leroy, junto con la presencia de Globocadrina altispira Cushman y Jarvis, indicaría, como -- más baja, la pertenencia de aquellos niveles a la zona G. foshi, y como más alto a la zona lobata/robusta, esto es, el Burdigaliense medio o superior.

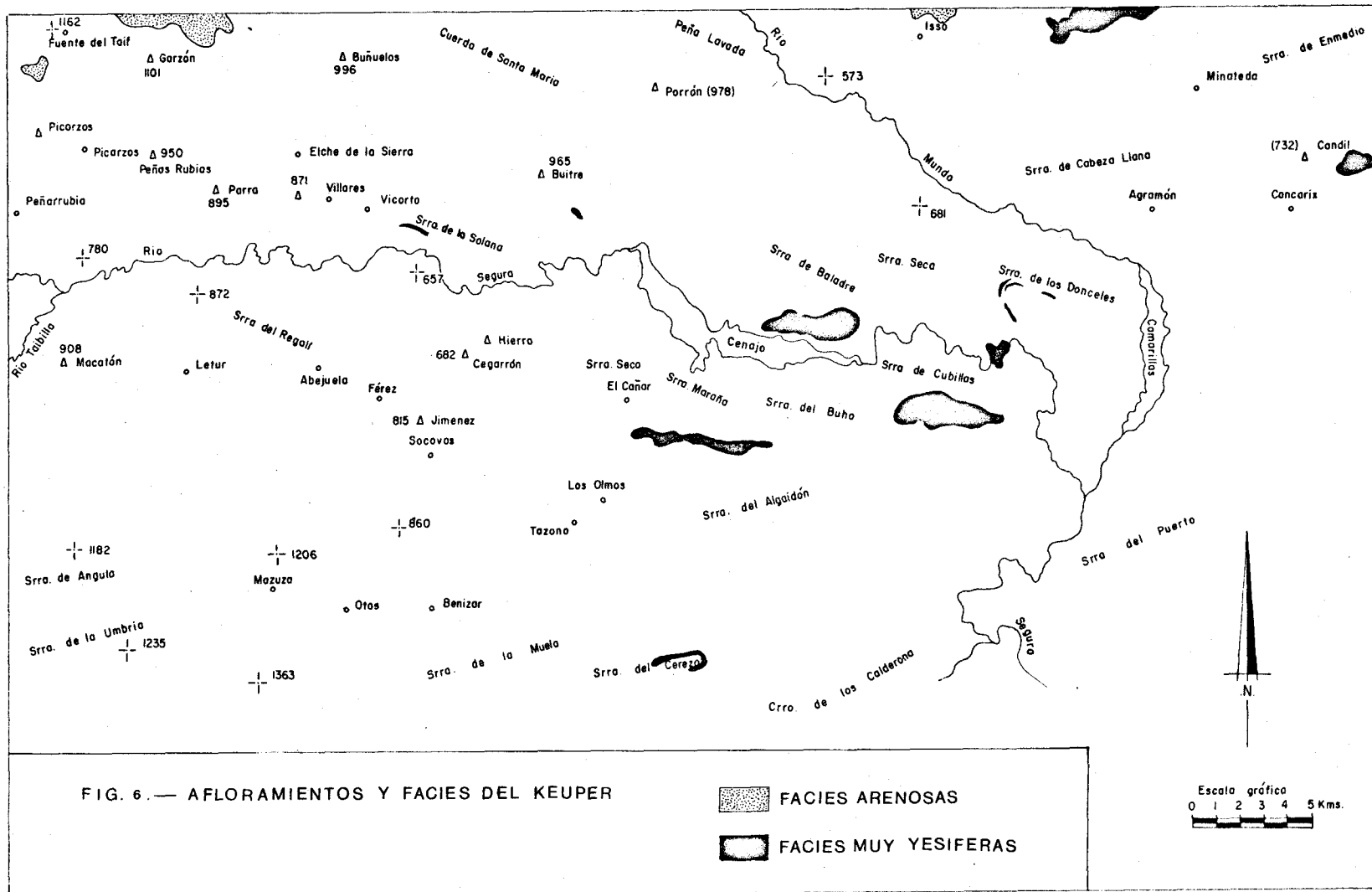
- 4) 30 metros aproximadamente, Calizas organógenas, -- con abundantes cantos incluidos de calizas poligéni-- cas, en su base.

Estas calizas construyen la parte superior de la se-- rie, y constituyen el montículo de Moratalla a la Vieja (685 m.).

Su textura es de bioesparruditas.

Contienen abundantes Melobesias, Balanus sp., Equi-- nodermos, Lamelibránquios, Briozoos, frecuentes Am-- phistegina sp., Heterostegina sp., Miogypsina sp., -- Elphidium sp., y Globigerínidos.

Este tramo correspondería, como más superior, al Hel-- vetiense inferior, por motivos análogos a los expresa-- dos para el tramo equivalente a este en las otras series.



V. V-2 -1-D. - LOS NIVELES DEL NEOGENO MARINO DE LA CUENCA DE MORATALLA CABALGADOS POR EL NUMMULITICO DE LA SERIE DE LA SIERRA DE LA PUERTA EN SU EXTREMIDAD OCCIDENTAL

En el corte efectuado en la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta, tal como se ha visto con antelación al describir el Paleógeno de la misma, las calizas nummulíticas con arena y grava de cuarzo, del Luteciense en serie invertida, cabalgan -- sobre las calizas, margas y areniscas del Neógeno marino, según un plano muy tendido de falla inversa.

Las capas del Neógeno marino directamente cabalgadas, afloran bien en la ladera Norte de la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta, y se encuentran replegadas junto al contacto mecánico a que se ha aludido; pasan con frecuencia de verticales a subhorizontales. Alternan margas, margocalizas finamente areniscosas, areniscas, y calizas arenosas con textura de bioesparitas y arena de cuarzo en cantidad igual o superior al 20%.

En el lugar de observación, no afloran más de 30 metros de espesor; ya que inmediatamente al Norte, las margas del Neógeno marino quedan muy recubiertas bajo los derrubios cuaternarios, no obstante volver a aflorar ampliamente hacia el Norte.

Estos 30 metros de serie han sido estudiados minuciosamente, de Sur a Norte, partiendo del contacto mecánico con el Nummulítico y hasta el recubrimiento cuaternario, y muestreados -- aproximadamente cada cinco metros. Casi todos los niveles han dado una asociación de Foraminíferos que se corresponde con la parte superior de la zona G. insueta, esto es, con el Aquitaniense superior. En detalle, los resultados fueron los siguientes:

- El nivel de margas directamente situado bajo las calizas con Nummulites, y bajo el plano de falla inversa, ha proporcionado una abundante fauna mal conservada de: Globocquadrina sp., Globigerina sp., Turborotalia sp., Globigerinatella sp.?, Porticulasphaera sp.?, Globigerinoides bisphaericus, Todd?.

- Inmediatamente bajo las margas anteriores, un nivel de caliza arenosa-arcillosa, con textura de bioesparita con intraclastos, recristalizada en parte, contienen frecuentes restos de Melobesias, Equinodermos, Gypsina sp., Globocquadrina venezuelana, Hedberg; Globigerinoides sp., y Porticulasphaera -- -glomerosa Blow.



- 5 metros bajo las anteriores otra muestra de margas que han librado Globigerinoides trilobus, Reuss; G. sacculifer, Brady; G. bisphaericus, Todd; Globorotalia barisanensis, Leroy; - G. obesa, Bolli; G. mayeri, Cushman y Ellison; y Globocquadrina venezolana, Herberg. La presencia de G. bisphaericus, Todd, junto con la ausencia de Orbulinas indicaría la parte superior - de la zona G. insueta.

- 5 metros bajo la anterior, margas con la misma microfau- na que la muestra anterior, además de Globigerinoides diminu- tus, Bolli; Globigerinatella insueta, Cushman y Stainforthi; y - Porticulasphaera transitoria, Blow. La asociación de P. transi- toria, Blow; G. bisphaericus, Todd; G. diminutus, Bolli; y G. insueta, junto con la ausencia de Orbulinas, indicaría la parte - superior de la zona G. insueta.

- 5 metros bajo la muestra anterior, margas con G. trilobus, Reuss; G. bisphaericus, Todd; G. sacculifer, Brady; Globoqua- drina dehiscens, Chapman, Parr, y Collins; G. mayeri, Cush- man y Ellison, y P. transitoria, Blow. Esta asociación, junto - con la ausencia de Orbulinas, caracteriza también la parte supe- rior de la zona G. insueta.

- Inmediatamente bajo el anterior, un nivel de caliza, con - textura de micrita, 15% de limo de cuarzo, parcialmente recris- talizada con restos rotos de Melobesias y Globigerínidos, entre ellos G. trilobus, Reuss.

- 10 metros bajo los anteriores, el último nivel de margas - que aflora en este corte, contiene frecuentes y bien conserva- dos G. trilobus, Reuss; G. inmaturus, Leroy; G. bisphaericus, - Todd; G. oblicuus, Bolli; G. mayeri, Cushman y Ellison; y Por- ticulasphaera transitoria, Blow.

Esta asociación, correspondería igualmente a la parte supe- rior de la zona G. Insueta, como todo el conjunto estudiado, y de acuerdo con la zonación seguida, al Aquitaniense superior.

ESTRATIGRAFIA

JURASICO Y CRETACICO

V.V-2-1-E.- RASGOS GENERALES DEL NEOGENO MARINO DE LOS SECTORES MERIDIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO

El conjunto del Neógeno marino de la cuenca de Moratalla quedaría comprendido, según se ha visto, entre el Aquitaniense inferior y el Burdigaliense superior. En efecto, se ha constatado la existencia de las zonas G. trilobus, G. insueta, G. barisanensis, y G. fohsi, respectivamente del Aquitaniense inferior y superior, y del Burdigaliense inferior y medio, de acuerdo con la atribución cronológica de Bolli-Póstuma (1966-67).

El conglomerado rojo, silíceo y prácticamente monogénico, que marca el nivel de la primera discordancia del conjunto del Neógeno sobre el Mesozoico y Paleógeno, a escala regional, es generalmente azoico. Por su posición estratigráfica relativa, podría tener una edad Oligoceno superior, o bien extrema base del Aquitaniense. Su facies es idéntica a la de los niveles de conglomerados rojos, también silíceos, o en su lugar arenas o arcillas sabulosas, que se han descrito intercalados en la serie marino-lagunal del -- Oligoceno en s. lato. Cuando ambas series están representadas, -- constituyen en apariencia una misma secuencia litológica.

Es decir, el conglomerado rojo silíceo de base del Neógeno marino, podría equivaler a la zona G. kugleri, en hipótesis, cuyos niveles marinos no se han localizado más que en la vertiente -- norte de la Sierra del Cerezo.

Por otra parte, los conglomerados y calizas superiores a las margas de la zona G. fohsi, podrían marcar la transición, también en hipótesis, del Burdigaliense medio al superior. No contienen microfauna característica. Como límite más superior de estas series, podrían representar la zona G. lobata/robusta, que no estaría bien caracterizada. Sus niveles más superiores podrían corresponder como más superiores, quizás, al Helvetiense inferior.

Interesa destacar, que el conglomerado poligénico de base de estos niveles superiores a la zona G. fohsi, de edad intraburdigaliense, está representado también a escala regional, en las series más distantes de las regiones estudiadas. Precisamente las discordancias angulares que aparecen por doquier en los -- sectores del Prebético externo, intramiocenas, se producen a nivel de este conglomerado poligénico. Se podría suponer que el conglomerado poligénico tiene el mismo valor cronoestratigráfico en



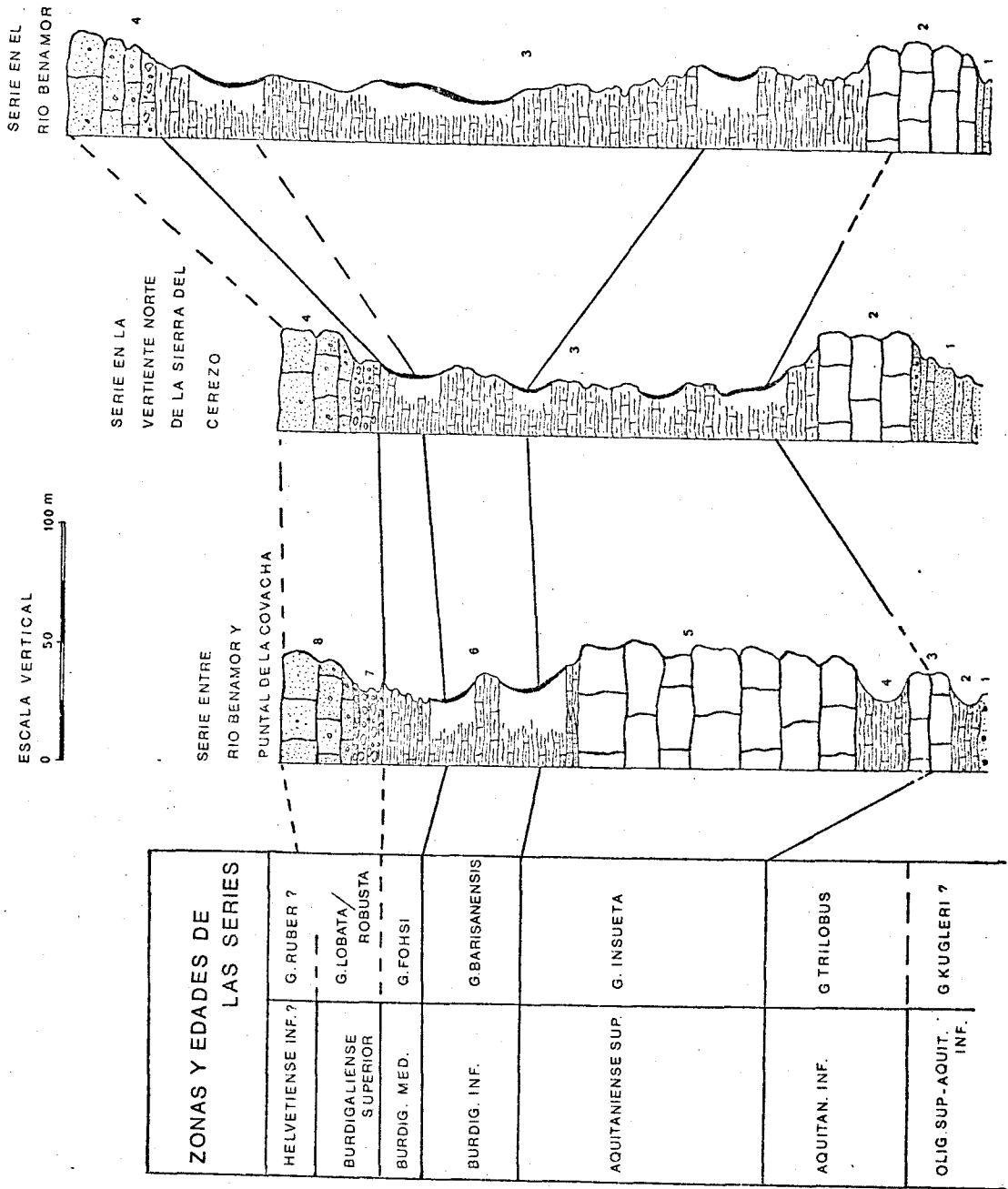


Figura 74.- Correlación entre las series neógenas marinas de la cuenca de Moratalla.

V. III. JURASICO Y CRETACIOO

V. III.1. SUBDIVISION EN UNIDADES Y SECTORES.

Dadas las diferencias entre las series estratigráficas de los dominios antes definidos, que afectan de manera particular al conjunto del Cretácico y Jurásico, se hace necesario ordenar la exposición y estudio de las series respetando esta primera subdivisión:

- A) UNIDAD O DOMINIO PREBETICO EXTERNO.
- B) UNIDAD O DOMINIO PREBETICO INTERNO.
- C) UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATA - LLA.
- D) SUBBETICO FRONTAL.

Ahora bien, dentro de cada uno de estos dominios existen también ciertas diferencias, lógicamente menos acentuadas, entre las series estratigráficas. Y otras veces, aún con series estratigráficas semejantes en los términos litológicos representados, existen en algunos sectores ciertas lagunas estratigráficas que aconsejan su estudio por separado para una mejor comprensión de los hechos paleogeográficos. Atendiendo a estas razones, subdividiremos cada uno de los dominios en sectores, describiendo las series dentro de cada sector:

A) PREBETICO EXTERNO, se distinguen los siguientes sectores:

- 1.- Sector occidental, donde los términos del Jurásico no se encuentran completos, existen discordancias importantes a nivel del Cretácico inferior, y no existen cantidades de terrígenos importantes en las series jurásicas.
- 2.- Sector central, donde las series presentan intercalaciones de calizas oolíticas arenosas en el Kimmeridgiense, y donde el Cretácico superior se encuentra representado únicamente en las series limítrofes con los demás sectores.
- 3.- Sector Centro-meridional, donde las series del Dogger se encuentran cargadas de terrígenos, las series del Kimmeridgiense son también costeras, falta por lo general el Oxfordiense superior del que sólo se han encontrado ciertos residuos, y faltan también las series calizas del Senonense que reaparece inmediatamente al Sur del área cartografiada.

todos los puntos del área estudiada. No obstante, según se verá más adelante, dicho conglomerado no parece ser totalmente isocrono a escala regional.

En la figura 74, se establecen gráficamente las correlaciones de las series descritas en los apartados anteriores. Puede observarse, en las distintas columnas, la escasa representación del Aquitaniense inferior en facies marina (zona G. kugleri), caracterizado únicamente en la vertiente norte de la Sierra del Cerezo. Por el contrario, el Aquitaniense superior (zona G. insueta), caracterizado en todas las series, contaría con mayor espesor en las series extremas, occidental y oriental, y con menos potencia en la serie establecida a lo largo del curso del Río Benamor. Lo contrario ocurre con el Burdigaliense inferior (zona G. barisanensis), por otra parte muy bien representado en todas las series.

Las margas del Burdigaliense medio (zona G. fohsi), que afloran bien en la serie del Puntal de la Covacha, quedarían recubiertas, posiblemente, por coluvial, en la vertiente norte de la Sierra del Cerezo. En el curso del Río Benamor, también debido al recubrimiento parcial, queda impreciso el límite inferior de esta zona.

El carácter fundamental de las series del Neógeno marino de los sectores meridionales del Dominio Prebético Interno, es su riqueza en margas, lo que permite la zonación de sus series, en contraste con los sectores más septentrionales, según se verá más adelante.

V.V-2-2.- EL NEOGENO MARINO SOBRE LOS SECTORES SEPTENTRIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO Y SOBRE EL DOMINIO PREBETICO EXTERNO

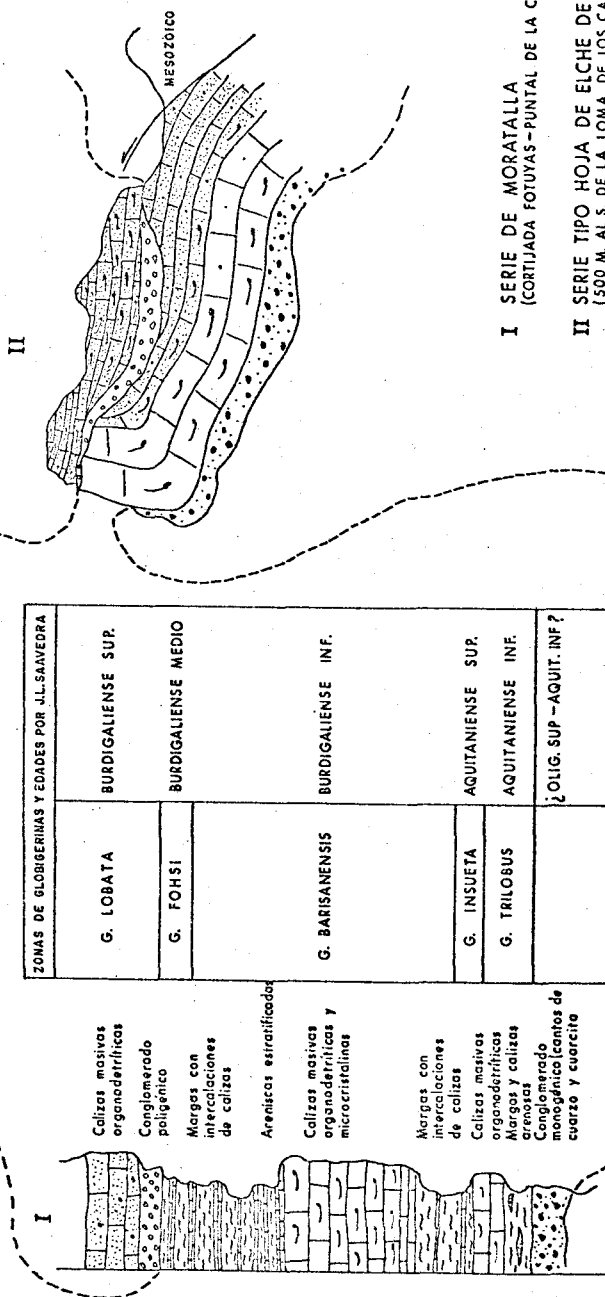
V.V-2-2-A.- SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS DEL NEOGENO MARINO DE LOS SECTORES SEPTENTRIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO, CON LAS SERIES EQUIVALENTES DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO

Al Norte de la cuenca de Moratalla, es decir, al N. de la línea axial de las Sierras del Zacatín y de la Muela, todas las series del Neógeno marino se hacen mucho menos margosas, a la par que se reduce extraordinariamente el espesor de las mismas. Esto sucede, indistintamente, sobre los sectores septen-

- 4.- Sector oriental, cuyas series vuelven a ser semejantes a las del sector occidental, pero más completas que aquellas. En sus series más meridionales existen los términos litológicos del Kimmeridgiense superior Portlandiense, no representados en los demás sectores prebéticos externos aquí considerados. Además, las dolomías del Kimmeridgiense medio pasan a calizas de pisolitos hacia el Este.

B) PREBETICO INTERNO, en cuyo dominio se distinguen los siguientes sectores:

- 1.- Sector septentrional, donde no afloran los términos del Jurásico; la parte superior del Cretácico inferior es aún muy rica en terrígenos; el paso del Albense al Cenomanense está marcado por la existencia de unas calizas tableadas; el Cenomanense-Turonense es muy potente, en relación con la misma formación en el Prebético externo; y no están representadas las series del Coniaciense-Senonense.
- 2.- Sector centro-septentrional, donde el Cretácico inferior es aún muy terrígeno en su parte superior, si bien algo menos que en el sector septentrional; las calizas tableadas de paso al Cenomanense alternan esta vez con terrígenos; están ya representadas las series del Coniaciense y Senonense, ambas de carácter marino, con Ammonites y Globotruncanas en el Senonense.
- 3.- Sector centro-meridional, donde afloran los únicos niveles del Jurásico superior-Portlandés de las regiones prebéticas internas aquí consideradas, más potente pero con facies afín a la serie jurásica superior del Prebético externo; aflora también un Neocomiense con Ammonites; el resto del Cretácico inferior es menos potente, más carbonatado y menos terrígeno que el de las series de los sectores septentrionales; existen lagunas estratigráficas a nivel del Coniaciense, otras veces en el conjunto del Coniacense-Senonense, y por último también faltando la parte superior del complejo dolomítico-Cenomanense Turonense, con el Eoceno depositado directamente sobre los términos dolomíticos de base del complejo Cenomanense-Turonense.
- 4.- Sector meridional, o serie de la Sierra de la Puerta, donde los términos más antiguos que afloran corresponden a la parte superior del Cretácico inferior, y el conjunto del Cretácico superior está representado por series calizas margosas, con facies más profundas o interiores que en los sectores situados al Norte.



I SERIE DE MORATALLA
(CORTIJADA FOTUYAS-PUNTAL DE LA CORVACHA)

II SERIE TIPO HOJA DE ELCHE DE LA SIERRA
(500 M. AL S. DE LA LOMA DE LOS CASTILlicos)

ESCALA VERTICAL, PARA AMBOS CORTES
0 50 100 150 m.

LA ESCALA HORIZONTAL ES ARBITRARIA

L. Jerez, 1971

Figura 75.- Ensayo de correlación entre la serie de la Loma de los Castillicos (del Prebético externo) con la serie sinte-tipo del Mesógeno marino de Moratalla (Prebético interno)

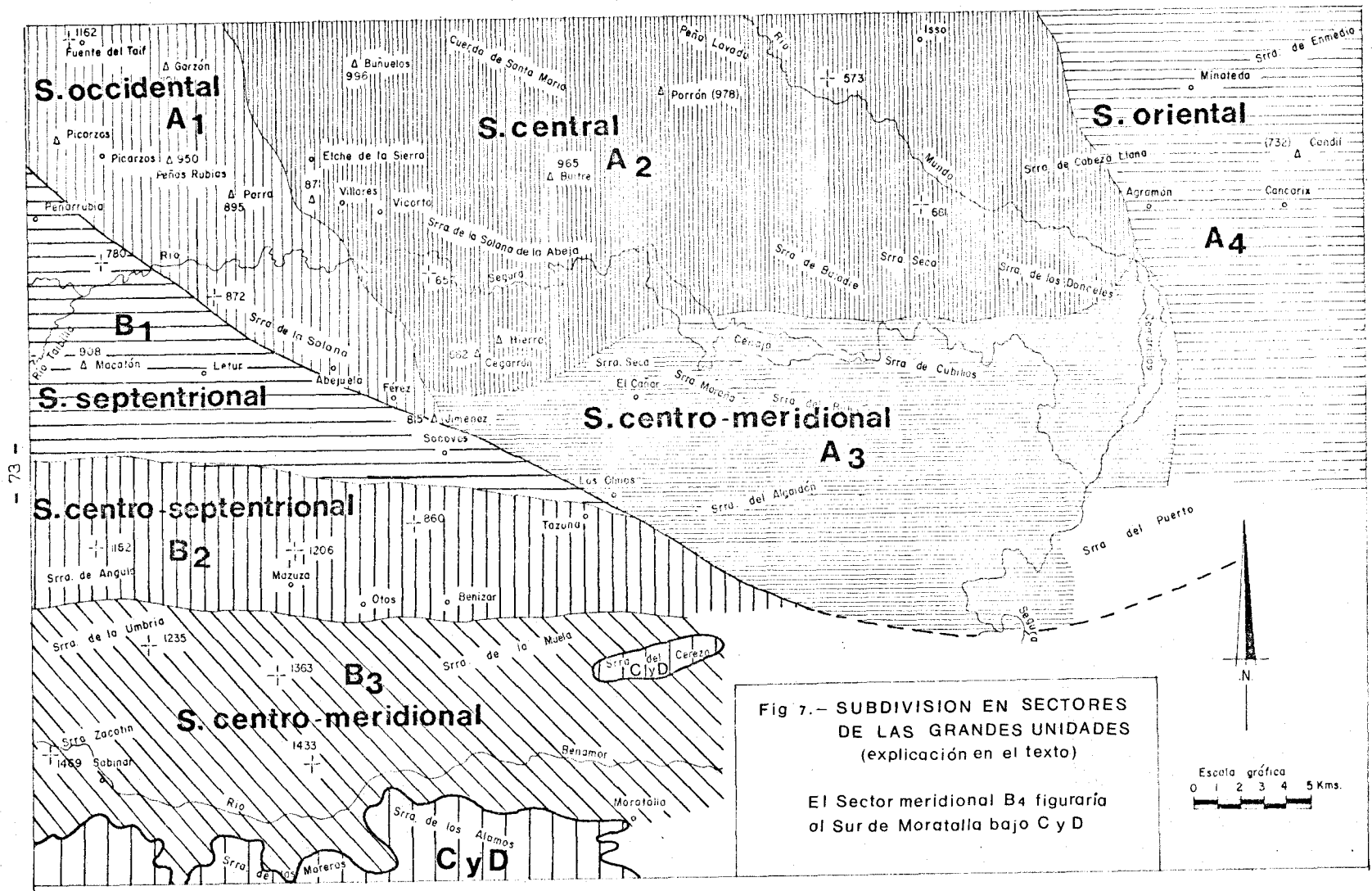


Fig 7.- SUBDIVISION EN SECTORES DE LAS GRANDES UNIDADES (explicación en el texto)

El Sector meridional B4 figuraría al Sur de Moratalla bajo C y D

- 73 -

trionales del Dominio Prebético Interno, y sobre todo el Dominio Prebético Externo del área estudiada.

Es decir, al iniciarse el Neógeno marino, ya no existe la antigua configuración de los dos dominios prebéticos. La nueva configuración de áreas más y menos subsidentes, se inició -- con antelación, durante el Paleógeno. En efecto, al estudiar sus series, se ha visto también como al Norte del mencionado eje de cumbres montañosas, de las Sierras del Zacatín y de la Muela, se reducía brusca y rápidamente el espesor de las series Eocenas-Oligocenas.

También litológicamente, se asemejan las series neógenas marinas de los sectores septentrionales del Dominio Prebético Interno, y del Dominio Prebético Externo. En ambos casos, las series son esencialmente calcáreas, donde los niveles de -- margas aparecen sólo eventualmente y con espesor moderado. -- Por el contrario, están bien representados los niveles de conglomerados típicos, y las calizas, con características análogas en litofacies a las que se han descrito más al Sur, en la series de la cuenca de Moratalla.

La escasez de niveles margosos en estas series septentrionales, dificulta en gran medida la datación de las mismas, -- una vez que son los levigados de los niveles margosos del Neógeno marino los que suelen librar Foraminíferos abundantes y en -- buenas condiciones de clasificación, al contrario que los niveles o paquetes calizos.

De esta forma, la correlación de las series septentrionales con las de la cuenca de Moratalla, precisa realizarse con cierto grado de subjetividad. Se establece esta correlación atendiendo a los siguientes hechos:

1º.- criterios de litofacies del conjunto carbonatado, análoga a la de los paquetes calizos de la cuenca de Moratalla.

2º.- constancia regional de los niveles de conglomerados que se intercalan en la serie, y que parecen tener aproximadamente el mismo valor cronoestratigráfico en toda el área estudiada. (1)

(1) El conglomerado poligénico, superior, parece tener un valor relativamente diácrono a escala regional según se verá más adelante. No obstante, parece estar comprendido siempre entre el Burdigaliense inferior y el Burdigaliense medio.

C y D) LAS UNIDADES INTERMEDIA DE SABINAR - MORATALLA Y LA DEL SUBBETICO FRONTAL, no permiten una subdivisión por estar escasamente representadas y por no variar las características de los materiales representados, dentro de cada unidad, allí donde se ha estudiado.

La distribución en unidades y la subdivisión de éstas en sectores queda representada gráficamente en la fig. 7.

3º.- la observación sobre el terreno, del carácter transgresivo de los niveles carbonatados y conglomeráticos, de Sur a Norte.

No obstante la semejanza entre si de todas las series septentrionales, existen también ciertas diferencias de tipo tectónico parasinsedimentario entre las series que se apoyan sobre el Dominio Prebético Interno, en su parte Norte, y las que se apoyan sobre el Dominio Prebético Externo. Se trata del carácter más o menos extensivo de las discordancias internas, que se presentan por doquier en el Dominio Prebético Externo, y son menos numerosas en el Prebético interno. Esta diferencia no parece casual, sino que estaría relacionada con la diferente naturaleza y espesor de la cobertera mesozoica sobre la que se apoyan los materiales neógenos mediante una primera superficie de discordancia generalizada, y como consecuencia, en los diferentes estilos tectónicos que se imprimieron en la cobertera durante la fase orogénica intramiocena inferior. Estos hechos, serán tratados más extensamente en el capítulo de Paleogeografía e Historia Geológica.

V.V-2-2-B.- EL NEOGENO MARINO SOBRE LOS SECTORES SEPTENTRIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Los sectores septentrionales del Dominio Prebético Interno, tal como se recordará, quedan delimitados al Sur por la alineación montañosa que se extiende de Oeste hacia el Este entre la Sierra del Zacatín y la Sierra de la Muela, y al Norte por el límite bien definido entre los dos dominios prebéticos, externo e interno.

Las series del Neógeno marino comprendidas entre estos límites, en general de espesor relativamente moderado con respecto a las series más meridionales de la cuenca de Moratalla, se presentan en general con características muy monótonas, con excepción de algunas discordancias internas de carácter local.

Las características del conjunto se resumen en los siguientes apartados:

- B1) El Neógeno marino entre las Sierras del Zacatín y de la Umbría de la Mata.
- B2) El Neógeno marino entre la Sierra de la Umbría de la Mata y la aldea de Letur.
- B3) El Neógeno marino entre la aldea de la Abejuela y el vértice geodésico Corbalán (894 m)
- B4) El Neógeno marino en el flanco norte de la Sierra de la Muela, y en las inmediaciones de Socovos.

JURASICO Y CRETACICO

DOMINIO PREBETICO EXTERNO

B₁) EL NEOGENO MARINO ENTRE LA SIERRA DEL ZACATIN Y LA SIERRA DE LA UMBRIA DE LA MATA.

En la extremidad oriental de la Sierra del Zacatín, se observa muy bien como las calizas superiores del Neógeno marino de la cuenca de Moratalla, es decir, las superiores al conglomerado poligénico que se sitúa sobre las margas de la zona G. fohsi (apartado V.V-2-1-A), tramo B) son transgresivas hacia el Norte. En estas circunstancias, estas calizas se apoyan discordantes indistintamente sobre el Paleógeno, sobre el Mesozoico y sobre el conglomerado silíceo rojo, monogénico, de la base del Neógeno, al Norte del vértice geodésico Molata (1943 m.). No obstante, inmediatamente al Oeste, en la depresión existente entre la Sierra del Zacatín al Sur, y la Sierra de la Umbria de la Mata al Norte, aparecen muy reducidos en espesor los términos más inferiores del Neógeno marino, especialmente el conglomerado monogénico silíceo rojo basal, y un paquete calizo potente, además de un tramo de margas de reducido espesor. Este conjunto inferior se encuentra basculado y buzando de 30 a 40 grados hacia el Sur, junto con el Mesozoico y Paleógeno sobre el que se apoya en discordancia. Las calizas superiores, se encuentran horizontales, y en discordancia angular sobre este conjunto inferior. El nivel de esta discordancia interna se produce pues sobre el equivalente al conglomerado poligénico, que se sitúa al Sur sobre las margas de la zona G. fohsi. Su edad, de acuerdo con la atribución cronoestratigráfica de la zonación adoptada, sería intraburdigaliense. Probablemente, Burdigaliense superior.

En el presente caso, la discordancia intraburdigaliense se habría producido a consecuencia de un hundimiento, mediante falla normal, del bloque que constituye la Sierra de la Umbria de la Mata con respecto al que constituye la Sierra del Zacatín, lo que implicaría una fase de distensión intraburdigaliense en este sector. Contrasta este hecho con la existencia de una fase de compresión, al mismo nivel de discordancia interna, en gran parte de las series del Dominio Prebético externo, tal como se verá más adelante.

B₂) EL NEOGENO MARINO ENTRE LA SIERRA DE LA UMBRIA DE LA MATA Y LA ALDEA DE LETUR.

En este amplio sector, del área que ocupa la mayor parte del cuadrante NO de la Hoja de Moratalla, los retazos del Neógeno marino aparecen aislados entre sí, en afloramientos dispersos. En los diferentes cortes que pueden establecerse, no se reconocen más que dos episodios litológicos del Neógeno marino:



- el conglomerado rojo, silíceo, prácticamente monogénico, y
- un paquete de calizas masivas, más o menos potente.

De estos dos términos litológicos, el conglomerado no se presenta siempre, y en estos casos las calizas se apoyan directamente sobre distintos términos del Mesozoico.

Es muy posible que estas calizas sean equivalentes a las del techo de las series definidas en Moratalla, es decir a las superiores a las margas de la Zona G. fohsi y al conglomerado poligénico, que no estaría aquí representado. Esto parece deducirse de la constatación de la transgresión hacia el Norte de estas calizas superiores. No obstante, la erosión y el juego combinado de numerosas fallas, no permite la correlación directa sobre el terreno. Esta correlación tampoco puede fundamentarse paleontológicamente, dada la ausencia de niveles margosos que pudieran librar microfaunas interesantes. Por tanto sería muy aventurado afirmar cualquier hipótesis, que no sea la de la equivalencia de conjunto de esta serie con las más meridionales.

Las calizas presentan textura variable entre biomicriritas con microesparita y esparita, la más frecuente, y en ocasiones bioesparritas. Generalmente contienen arena de cuarzo en proporciones muy variables, entre el 1% y el 30%. Es frecuente encontrar, incluidos, más o menos abundantes guijarros, bien redondeados, de cuarzo y cuarcita. Contienen asimismo, granos de glauconita.

Entre los restos orgánicos, se reconocen Melobesias, Briozoos, Equinodermos, Lamelibranchios, Globigerínidos, Globigerina sp., Ostrácodos, Sérpula sp., Balanus sp., Dentalium sp., Miliólidos, Heterostegina sp., Amphistegina sp., Cibicides sp., Gypsinídos y Robulus sp.

B₃) EL NEOGENO MARINO ENTRE LA ALDEA DE LA ABEJUELA Y EL VERTICE GEODESICO CORBALAN (894 m.).

Al Norte de la Carretera de Férrez a Letur, entre la aldea de la Abejuela al Este, y el vértice geodésico Corbalán al Oeste, aparecen unos retazos parcialmente recubiertos, de la serie del Neógeno marino, en la que se distingue la siguiente secuencia litoestratigráfica:

V.III. 2. JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO EXTERNO

El Jurásico no aflora en ningún caso completo, en los distintos sectores del Prebético externo que se consideran en el presente trabajo.

Por una parte sus contactos son siempre mecánicos - con las facies del Keuper, lo que impide observar la extrema base de sus series. Por otro lado, en los sectores más occidentales las series jurásicas se han erosionado en su parte superior, - previamente al depósito del Cretácico inferior, estableciéndose una discordancia en el límite entre las dos formaciones, de tipo erosivo. Lo más frecuente, hacia el Este, donde las series están más completas que en los sectores más occidentales, es que falten también los términos del Kimmeridgiense superior Portlandés, es - decir las calizas y margas bien estratificadas con las que finalizaría la serie del Jurásico. En estos casos existe una penidiscor - - dancia, sin indicios de erosión sobre las dolomías o las calizas - masivas del Kimmeridgiense medio. Las calizas y margas del Kim - meridgiense superior-Portlandés, las encontramos únicamente en la parte meridional del Sector oriental del Prebético externo. Esta secuencia superior del Malm se desarrollaría más ampliamente ha - - cia el Sur, en el Prebético interno, como se verá más adelante , al tratar de esta unidad.

A pesar de todo, el Jurásico está muy bien represen - - tado en su conjunto, permitiendo la correlación de sus series en todos los sectores, unas veces según criterios de microfacies ca - - racterísticas, o bien macrofauna, y otras con el apoyo de estos criterios y siguiendo los niveles sobre el terreno,

Los términos basales del Jurásico, que constituyen en general más de la mitad del espesor total de la serie, forman un complejo dolomítico muy monótono. Únicamente en ocasiones, algu - - nos niveles de este complejo pasan lateralmente a calizas, que por lo general desaparecen rápidamente pasando de nuevo a dolomías.

Debido a la monotonía del "complejo dolomítico basal" del Jurásico, y a su pobreza en faunas, y al objeto de no repe - - tir sus mismas características al hacer la descripción de las se - - ries mesozoicas en los distintos sectores, se estudia al principio. Más tarde, una vez definidas sus facies y principales variaciones de las mismas, se hará únicamente una breve referencia al tratar de la serie mesozoica de cada localidad.

En cuanto al Cretácico inferior y superior, por moti - - vos análogos, se describirán en detalle las series allí donde me - - jor se encuentran representadas. En los demás lugares, se hará una descripción más o menos breve según el interés de las mis - - mas para efectuar las consiguientes correlaciones.

a) 10 a 15 metros de conglomerado silíceo rojo, esencialmente monogénico.

b) unos metros de calizas masivas organógenas, con arena de cuarzo en porcentajes de hasta el 20%, y grava incluida de la misma naturaleza, y también fragmentos de calizas del mismo Mioceno. Estas calizas han librado únicamente restos rotos de Briozoos, Lamelibránquios, Amphistegina sp., y Dentalium sp.

Los materiales de los episodios a y b, quedan separados de otro afloramiento que parece superior en la serie, situado al NE del vértice Corbalán, mediante unos conglomerados poligénicos que pertenecerían probablemente al Plioceno-Cuaternario antiguo. En este nuevo afloramiento continuaría la serie, probablemente en discordancia, con los siguientes episodios:

c) 15 a 20 metros de margas y margocalizas blanquecinas, con impurezas de limo y arena de cuarzo en proporción variable, de hasta el 20%. Estas margas han dado una abundante fauna, en su conjunto, entre la que se han reconocido Pulleniatina primalis, Banner y Blow; Globorotalia acostaensis, Blow; G. pseudomiocénica, Bolli y Bermúdez; G. plesiotumida, Blow y Banner; G. obesa, Bolli; Orbulina suturalis, Bronnimann; Orbulina universalis, d'Orbigny; Globorotalia menardii, d'Orbigny; G. scitula, Brady; Globigerinoides inmaturus, Leroy; G. trilobus, Reuss; G. ruber, d'Orbigny; Cassidulina sp.; Gypsina sp.; Cibicides sp.; abundantes espículas, Radiolarios, restos de Equinodermos, Briozoos, y Lamelibránquios.

La asociación de las formas G. ruber, d'Orbigny; G. pseudomiocénica, Bolli y Bermúdez; G. plesiotumida, Blow y Banner; y Pulleniatina primalis, Banner y Blow, indicaría la zona G. margaritae, según la zonación de Bolli-Póstuma (1966-67), que correspondería al Mioceno superior.

Este episodio resulta muy interesante, pues constituye el único afloramiento en el área cartografiada que corresponde al Mioceno superior marino. Probablemente constituye un vestigio de un entrante marino hacia el Oeste, de la cuenca marina del Mioceno superior que se desarrolla ampliamente más al Este, en la región de Calasparra, entre la Sierra del Puerto al Norte y la Sierra del Molino al Sur, fuera del área que comprende la cartografía del presente trabajo.

Como se verá más adelante, el Mioceno superior de la región aquí estudiada, se presenta en una facies típicamente lacustre, muy desarrollada en espesor y extensión, salvo este afloramiento

Al igual que en el Jurásico, el Cretácico cuenta con dos conjuntos litológicos pobres en fauna, y de gran monotonía. Tales son el Cretácico inferior en facies "Weald-Utrillas", practicamente azoico, y el complejo dolomítico del conjunto Cenomanense - Turonense, cuyos restos de faunas, casi siempre banales, se muestran además muy borrados por la recristalización. Estos serán descritos en detalle únicamente en las series más representativas, limitándonos en los demás casos a esbozar los principales caracteres.

Culmina el Cretácico superior con las facies marino-lagunales del Senonense, que si bien no siempre presentan microfau-na característica, se ha podido datar bien en algunas ocasiones. En los demás casos, los criterios de microfacies, y sus facies sobre el mismo terreno son tan genuinas que las atribuciones de correlación no dejan lugar a dudas, una vez familiarizado el geólogo con las mismas.

V. III. 2. 1. EL COMPLEJO DOLOMITICO BASAL DEL JURASICO. CONSIDERACIONES SOBRE SU EDAD Y SERIES TIPO DEL MISMO.

El complejo dolomítico basal del Jurásico queda bien encajado entre las facies del Keuper y las calizas nodulosas del Oxfordiense superior.

Al muro del mismo, debería existir un tramo de dolomías masivas de unos 30 metros de potencia, que no se ven aflorar en estas regiones, pero sí en las próximas de Alcaraz y Ontur(1), lo que convendrá tener en cuenta en la investigación por medio de sondeos. Correspondería este episodio de dolomías cristalinas a las facies que normalmente se atribuyen al Infralías.

El resto del complejo dolomítico, diferencia dos conjuntos que están muy bien representados en el Prebético externo de estas regiones.

El conjunto inferior, por sus características litológicas y facies se atribuye al Lías. Posiblemente, pero sin rigor científico, representaría el Lías inferior y medio. Los restos de fauna, cuando existe en los pasos locales a calizas, o en las "sombras" de las calizas dolomíticas, son siempre banales. No obstante, la microfacies y posición relativa de este conjunto, permiten suponer esta edad como la más probable.

Se compone esencialmente de dolomías microcristalinas, muy bien estratificadas, que intercalan hacia su parte superior

(1). En Alcaraz, información sobre el terreno de L. Linares y T. Rodríguez que el autor agradece, a sus colegas. En Ontur, cita de E. Fourcade en la Sierra del Madroño. Tesis doctoral de este autor (1970).

eventual en facies marina.

d) 10 a 15 metros, de calizas más o menos arenosas y areniscas, que contienen algo de sílex, frecuentes restos de Radiolarios, espículas, y pequeños Globigerináceos, Briozoos, Equinodermos, Melobesias, Dentalium sp., Elphidium sp; y --- Sphaerogypsina sp.

Los términos a y b, corresponden probablemente al Mioceno inferior. Los superiores, b y c, al Mioceno superior.

B4) EL NEOGENO MARINO EN EL FLANCO NORTE DE LA SIERRA DE LA MUELA, Y EN LAS INMEDIACIONES DE LA LOCALIDAD DE SOCOVOS.

En la cabecera del Arroyo de Benizar, inmediatamente al NE del vértice geodésico Picachos (1.096 m.), se puede observar un curioso hecho de cobijadura y discordancia consiguiente, de edad intramiocena inferior. Los hechos de observación son los siguientes:

Las dolomías masivas del Cenomanense, cabalgan según un plano de falla inversa subhorizontal, sobre la parte inferior del tramo 5 de calizas masivas de la serie descrita en el apartado V.V-2-1-A. Ese tramo se puede seguir sobre el terreno, desde el punto expresado.

Inmediatamente sobre las dolomías cenomanenses cobijantes, viene el resto de la secuencia litológica del tramo 5.

Puesto que el conjunto del paquete calizo que constituye el tramo 5 de la serie descrita entre el Rio Benamor y el Puntal de la Covacha (apartado V.V.2-1-A), de la cuenca de Moratalla, pertenece a la parte superior de la zona G. Insueta; y siendo éste el mismo paquete calizo, que en la cabecera del Arroyo de Benizar se ve afectado por la cobijadura descrita, la edad de la misma sería Aquitaniense superior. Esto es importante, puesto que la mayor parte de las discordancias internas en las series del Neógeno marino de la región estudiada, especialmente frecuentes más al Norte, sobre el Dominio Prebético Externo, tienen una edad más moderna, intraburdigaliense, según se verá más adelante. De lo que resulta, que en la región estudiada, los materiales del Neógeno se han visto sometidos a más de una fase de esfuerzos de compresión, y junto a ellos, el resto de la cobertera.

Si se sigue el contacto de la cobijadura, cuya envergadura mínima de cabalgamiento es de 500 metros, hacia el Este llega un momento en que dejan de aflorar las dolomías cobijantes, presentándose en una serie aparentemente continua tanto las calizas miocenas cobijadas, como las depositadas después de la cobijadura.

tos episodios de arcillas rojas y verdosas, que podrían confundirse con la misma facies del Keuper en caso de complicación tectónica.

El conjunto superior, se compone fundamentalmente de dolomías masivas, en general muy mal estratificadas.

Se atribuye este conjunto al Dogger, por las siguientes razones:

- a) quedar delimitado al techo por un "hardground", que ocasionalmente ha librado un ejemplar, si bien algo dudosa la determinación por estar constituida - su masa por dolomía, de Gregoryceras, del Oxford.-sup. (2).
- b) quedar delimitado también al techo por las calizas nodulosas del Oxfordiense superior.
- c) existir frecuentemente en las calizas del techo, a las que localmente pasan las dolomías, Protopene roplis -striata (Weynschenk), frecuente en el Ba - thoniense (y en otras regiones más alto al pare - cer), pero que no parece existir en el Bajociense.

Asimismo, la presencia local de Protopene roplis -striata (Weynschenk), en los niveles más bajos de esta serie que sólo ocasionalmente pasan a calizas, podría significar la ausencia del Bajociense, o en todo caso, quedar éste muy reducido en la extrema base de la serie. Este hecho se discutirá más adelante, al tratar de la serie en cuestión en el lugar denominado Cerrón de la Gamella.

Entre el Lías y el Dogger los límites serían siempre imprecisos, y se hará generalmente su separación basándose en el cambio litológico que experimenta la serie.

En cuanto a los niveles del mismo muro del conjunto dolomítico inferior tampoco llegarían a aflorar, pero sí la casi totalidad de la serie que la compone, como se deduce de las comparaciones de espesor y litología con series - más completas de las regiones vecinas. A este respecto conviene recordar que Fourcade (1971) hacia el Este (Hoja de - Ontur), en la Sierra del Madroño, cita un nivel de 4 o 5 metros de yesos blancos, sobre las dolomías masivas de base - que, como se ha dicho, tampoco afloran aquí

La distribución de afloramientos del Complejo dolomítico basal del Jurásico en el área estudiada, queda reflejada en la Fig. 11.

(2). Determinación de A. Linares.

Así, el cabalgamiento no se habría puesto de manifiesto de no ser por la erosión que ha proporcionado el afloramiento de la cabecera del Arroyo de Benizar. No existe, pues, una discordancia de tipo angular, dado que todos los estratos, incluso las dolomías del Cenomanense, y el mismo plano de falla, se presentan subhorizontales. Pero la causa original, los esfuerzos de compresión que han dado lugar a estos hechos, tiene el mismo significado que si hubiera existido plegamiento por compresión local y posterior depósito discordante.

En las inmediaciones de Socovos, donde el mismo Arroyo de Benizar cruza la carretera de Caravaca a Elche de la Sierra a la altura del kilómetro 43, las dolomías del Cenomanense cobijan también mediante un plano de falla inversa un retazo de margas del Neógeno marino. Estas margas afloran en el barranquito que discurre paralelamente y al Sur de la carretera. En este caso no aparece el resto de la serie del Neógeno marino, subhorizontal, sino un poco distante del punto de esta cobijadura, en retazos aislados, en el Cerro del Cabezo al Sur del pueblo de Socovos, y discordantes sobre las calizas del Senonense marino-lagunal, en la loma que se extiende desde Socovos al Este, hasta el Arroyo de Benizar. Esta discordancia es análoga a la que se presenta con gran frecuencia en el Dominio Prebético Externo. En este caso, se encuentra justo en el límite entre los dos dominios prebéticos. La cobijadura en cuestión parece haberse producido por una falla de desgarre de plano alabeado, con componente de falla inversa localmente, como se deduce de las estrias con fuerte componente horizontal que se observan en numerosos puntos de las dolomías del Cenomanense, en este lugar, y a lo largo de toda la línea de separación de los dos dominios prebéticos.

Se describen a continuación las series tipo del complejo dolomítico basal y las variantes que presentan sus facies.

V.V-2-2-C.- EL NEOGENO MARINO SOBRE LA COBERTERA MESOZOICA DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

Como se ha avanzado, la característica más generalizada del Neógeno marino, Mioceno inferior, sobre el Dominio Prebético Externo, es la frecuente constatación de importantes cobijaduras por el material mesozoico de la parte inferior de sus series, y la consiguiente discordancia interna. Las calizas, y eventualmente margas, así como el conglomerado silíceo rojo basal de la serie miocena, discordantes en su conjunto sobre el mesozoico, se encuentran cobijados frecuentemente por los terrenos secundarios, mediante fallas inversas más o menos tendidas, Otras veces se encuentran simplemente plegados. Sobre esta primera parte de la serie del Neógeno marino, vienen discordantes el conglomerado poligénico intermedio de la serie y/o, las calizas superiores, sólo eventualmente con algunas intercalaciones de margas en su base.

Ahora bien, la serie del Mioceno inferior no se presenta siempre completa. En ocasiones sólo se encuentran ciertos paquetes de calizas del Neógeno marino discordantes directamente sobre el Mesozoico, o por intermedio de conglomerados, unas veces el monogénico basal, y otras el poligénico intermedio. En estos casos, es imposible precisar si son las calizas superiores, las inferiores, o unos retazos equivalentes al conjunto del Neógeno marino, esto es, a su parte sinorogénica y a su parte postorogénica, conjunta o separadamente. Esto resulta de la imposibilidad de datar bien los tramos calizos, en ausencia de niveles margosos intercalados en la serie, que puedan librar una cierta abundancia de Foraminíferos característicos.

A continuación se describen algunas de las series del Neógeno marino, y las discordancias más llamativas que se presentan en el área estudiada del Dominio Prebético Externo:

- C₁) La serie y su discordancia interna entre la Loma de los Castillicos y el Cortijo de Collado Alto.
- C₂) Discordancia cartográfica interna en la serie del Neógeno marino de la Sierra de la Abeja (vertiente Norte).
- C₃) Discordancia interna en la Sierra de la Solana de la Abeja (vertiente Sur).
- C₄) Discordancia interna al SO de la Cortijada de Turrillas.

V. III. 2. 1. A. EL COMPLEJO DOLOMITICO BASAL EN EL RIO MUNDO (serie tipo septentrional - para el Lfas).

Se define bien la serie en el lugar denominado Loma Fajardo, a la altura del Kilómetro 12 de la carretera de Hellín a Elche de la Sierra, al Norte y al Sur de la rambla que la cruza en este lugar.

Al Norte del punto referido aflora casi toda la serie que se describe a continuación. Al Sur, solamente el techo de la misma, que precisamente queda recubierto por coluviones al Norte.

En la figura 8, se expresa la columna gráfica del corte en cuestión.

A1) LIAS. Afloran aproximadamente los 100 metros superiores de la serie que se atribuye al Lfas.

Tramo 1. - 2 metros, de espesor mínimo, sin llegar a aflorar el muro.

Se trata de dolomías microcristalinas, dolomicritas más o menos arcillosas, en banquitos de 0,1 a 0,15 metros, separados por hiladas de arcillas, del orden de un centímetro de espesor. Las dolomías presentan pátina o aspecto superficial arcilloso, y junto con las arcillas meteorizan a color ocre - amarillento. En fresco, el color de las dolomías varía entre beige grisáceo y ocre amarillento.

Contienen intraclastos pseudoolíticos, gránulos de pirita y algunos restos de filamentos. (Algas?).

Tramo 2. - 20 a 25 metros. Dolomías microcristalinas, intramicritas dolomitizadas, que hacia el techo adquieren aspecto superficial o pátina arcillosa. De muro a techo:

a) 2 metros. Dolomías microcristalinas, en bancos de espesores variables entre 0,1 y 0,5 metros. Color gris a beige grisáceo. Se observan finas oquedades.

b) 10 metros. Nivelitos delgados, del orden de 0,2 metros, intercalando otros más gruesos de hasta 0,4 metros, -- ambos constituidos por dolomías microcristalinas litológicamente semejantes a los del episodio anterior.

c) 3 metros. Recubierto.

d) 8 metros. Dolomías microcristalinas de aspecto "lista

- C₅) Discordancia interna al Norte de Elche de la Sierra.
- C₆) Discordancia interna al SO de la Casa de la Congoja.
- C₇) Discordancia interna en Peñalava (Inmediaciones del Embalse de Talave).
- C₈) Discordancia al Norte de la Sierra de Baladre.
- C₉) Discordancia en el Collado de los Lobos.
- C₁₀) Discordancia al Norte de la Sierra de Cubillas, junto al curso del Río Segura.
- C₁₁) Discordancia al Norte de la Aldea de Agra.
- C₁₂) Discordancia de Minateda.
- C₁) LA SERIE Y SU DISCORDANCIA INTERNA ENTRE LA LOMA DE LOS CASTILICOS Y EL CORTIJO DE COLLADO ALTO.

Se sitúa esta discordancia intraburdigaliense a la altura del Kilómetro 249 de la Cra. de Ciudad Real a Murcia, entre Elche de la Sierra y Férez, muy próxima al curso del Río Segura.

Es una de las discordancias de tipo angular más vistosas e ilustrativas del Neógeno marino de la región. A la altura del Kilómetro 248, 5 se pueden observar las calizas inferiores buzando suavemente hacia el Sur, apoyadas según una superficie de discordancia erosiva sobre la serie del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense. - Si se siguen estas calizas hacia el Este, a corta distancia se las ve pasar a posición vertical en la ladera septentrional de la loma que culmina en la cota 723 m., inmediatamente al Sur de la Loma de los Castillicos.

Sobre las calizas inferiores, se diferencia localmente un conglomerado poligénico, constituido fundamentalmente de dolomías del Cenomanense, -- además de otras calizas y dolomías del Mesozoico Su matriz está constituida por caliza del Neógeno marino. Este conglomerado es análogo al poligénico intermedio de las series del Neógeno marino de la cuenca de Moratalla.-

El conglomerado se diferencia sólo localmente. - Sobre el conglomerado, o bien directamente sobre las primeras calizas, vienen las calizas superiores, en franca discordancia angular. No obstante mientras que a la altura del kilómetro 248,5 de la carretera la discordancia apenas se percibe, por ser de carácter progresivo, y por coincidir con un buzamiento moderado también para las calizas inferiores, no sucede así inmediatamente al Este, donde las calizas de base están verticales y las superiores totalmente horizontales. Así, -

do", esto es, finamente estratificadas en capas de grosor milimétrico, que a su vez constituyen bancos de espesor variable entre 0,1 y 0,5 metros. En superficie presentan pátina arcillosa, con meteorización a ocre amarillento. No obstante, el contenido real en impurezas arcillosas parece mínimo. En fresco, el color de las dolomías es beige claro. Los bancos se encuentran muy tectonizados, semikakiritizados.

Contienen algunos Ostrácodos y restos filamentosos que parecen corresponder a Algas.

Tramo 3.- 25 a 30 metros. Dolomías microcristalinas intercalando nivelitos e hiladas de arcillas verdes y rojas. De muro a techo:

a) 5 a 6 metros. Dolomías microcristalinas, dolomicitas, finamente estratificadas o listadas, en tres bancos gruesos de 1,5 a 2,5 metros, separados entre sí por dos hiladas de arcillas verdes y ocres, de 0,05 y 0,1 metros respectivamente, que engloban a su vez grava de dolomía. El aspecto listado resulta de distinto tono de meteorización, claro y oscuro, de las capas milimétricas que componen los bancos gruesos. El color de las dolomías, en corte fresco, varía entre gris y beige claro. El color de meteorización, entre gris y ocre amarillento.

b) 4 a 5 metros. Dolomías microcristalinas en bancos de 0,05 a 0,4 metros, separados por hiladas de 0,01 a 0,06 metros de arcillas verdes. Los demás caracteres, semejantes a los anteriores.

c) 0,8 metros. Un solo banco. Dolomía granuda, de grano muy grueso, romboédrico. Color rosado en superficie.

d) 3 metros. Dolomías microcristalinas, intramicritas, de colores blancos y ocres en superficie. Bancos de 0,05 a 0,4 metros. Intercalan nivelitos de margas verdes de 0,02 a 0,1 metros. Algunos bancos de dolomías presentan pátina superficial arcillosa.

e) 0,8 metros. Un banco cuya base está constituida por dolomía rojiza y rosada de grano muy grueso, romboédrico, mientras la parte superior del mismo consiste en dolomía microcristalina de color blanquecino. Textura de esparita, intraesparita e intramicritas dolomitizadas.

f) 8 metros. Alternancia de dolomías microcristalinas con arcillas verdes. Las dolomías, muy blancas en superficie y beige claro en fresco, se disponen en bancos de 0,2 a 0,4 metros. Las arcillas se disponen en nivelitos más delgados, del orden de 0,02 a 0,15 metros, pero destaca el hecho de que las pasadas arcillosas son ya más abundantes que en los episodios precedentes del corte.

el punto donde la discordancia angular es más -- fuerte, es a la altura de la referida cota 723.

Las calizas inferiores, sinorogénicas, son muy -- blancas, con aspecto marmóreo, debido a su re--- cristalización parcial. Se trata de calizas orga -- nógenas, masivas, con textura variable entre bio -- micritas y biomicritas. Contienen impurezas de cuarzo en tamaño arena, muy variable, entre -- el 5% o menos, y el 40%. Solo se reconocen res-- tos de Melobesias, Briozoos, Lamelibranchios, -- Equinodermos, Elphidium sp., Balanus sp., Textu-- laria sp., Sphaerogypsina sp., Cibicides sp., He-- terostegina sp., Amphistegina sp., y Globigerini-- dos.

Las calizas superiores, con textura de biosparru -- dita, son de aspecto organodetrítico, de carác-- ter molásico. Contienen fragmentos más o menos -- grandes de calizas del Mesozoico y del propio -- Mioceno inferior. Los restos orgánicos reconoci-- bles, son semejantes a los de las calizas infe-- riores.

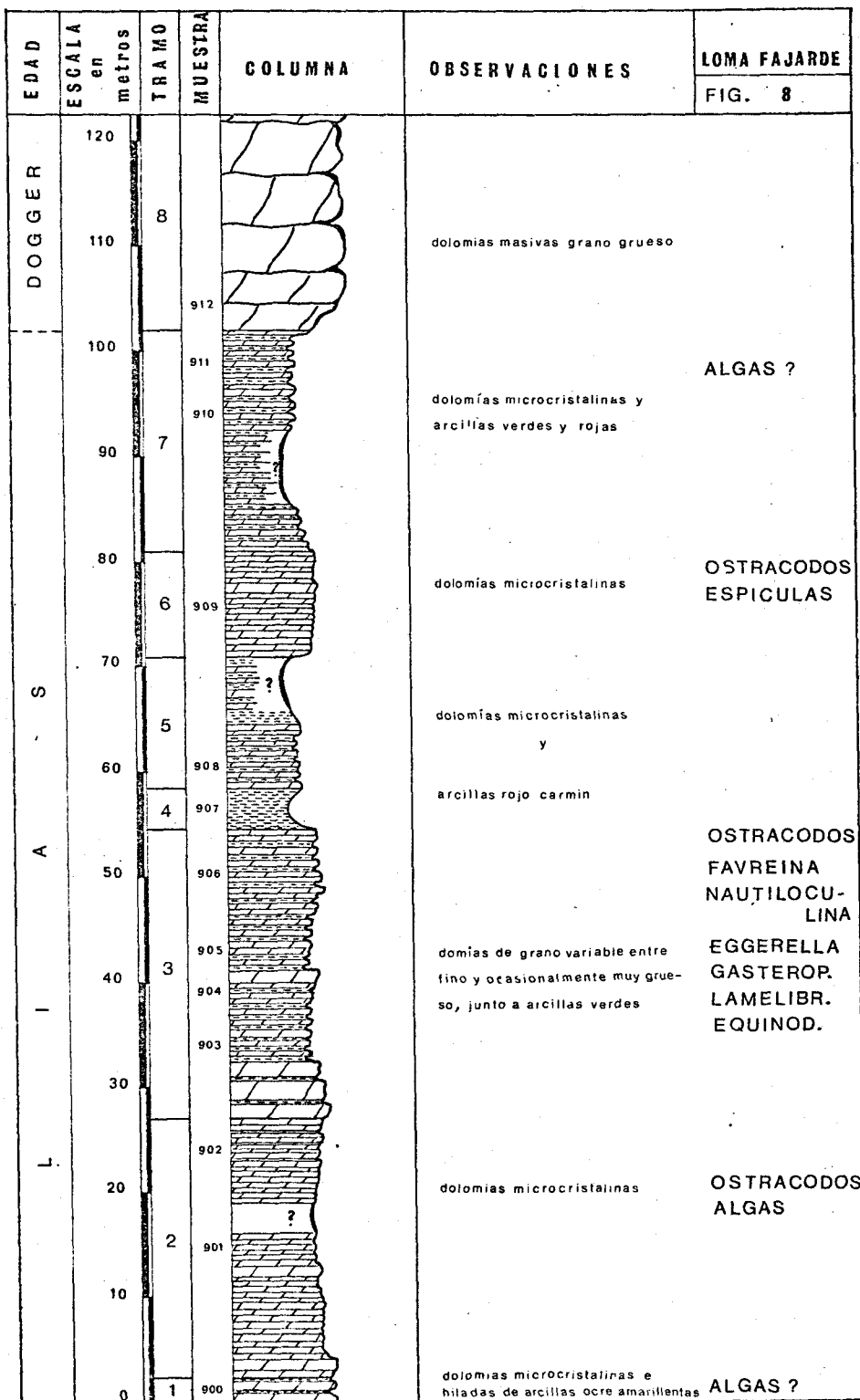
Aunque no es posible la datación de la serie con -- criterios paleontológicos, se establece aquí una -- correlación con las series de Moratalla, atribuy-- endo la parte sinorogénica del Mioceno inferior -- al Aquitaniense-Burdigaliense medio. La parte -- postorogénica al Burdigaliense superior-Helvetien -- se. Los criterios de esta correlación son total-- mente subjetivos, pero fundamentados en el cono-- cimiento regional de la evolución de la series -- que se vienen describiendo.

En la fig. 75 se expresa gráficamente esta dis-- cordancia y un ensayo de correlación con la se-- rie tipo de la cuenca de Moratalla, fundamentada -- en la consideración de isocronía relativa de los -- niveles de conglomerados. Esta correlación puede -- hacerse en general, extensiva a la del conjunto -- de las series del Neógeno marino con discordan-- cias internas que se describirán a continuación.

C₂) DISCORDANCIA CARTOGRAFICA INTERNA, EN LA SERIE -- DEL NEOGENO MARINO DE LA SIERRA DE LA SOLANA -- (vertiente norte).

La Sierra de la Solana se sitúa inmediatamente -- al Norte de las localidades de Férez-La Abejuela

En la vertiente Sur de la Sierra, al SE del vér-- tice Bemeja (923m.), afloran extensamente los -- conglomerados silíceos rojos de la base del Neó-- geno marino, discordantes sobre las calizas del -- Senonense.



Sobre estos conglomerados, en la misma vertiente meridional, se observa un importante paquete de calizas masivas que constituye las cotas más elevadas de la Sierra de la Solana. Estas calizas están prácticamente horizontales y resultan ser las calizas postorogénicas, es decir, las superiores de la serie del Neógeno marino y no las inferiores, como podría suponerse de la situación directa sobre el conglomerado silíceo inferior en esta vertiente meridional.

En efecto, en la vertiente norte de la misma Sierra, en el lugar denominado Raposeras, se encuentra un retazo de las calizas sinorogénicas, inferiores en la serie, cabalgadas por las dolomías del Cenomanense. El plano de esta falla inversa, y los materiales implicados, se oculta inmediatamente al Oeste del lugar, bajo la superficie de discordancia de las calizas superiores.

g) 5 metros. Litológicamente semejante al episodio anterior, pero destacando por su colorido algunos nivelitos de arcillas rojo carmín.

En los niveles carbonatados se han observado restos de Ostrácodos, pequeños Gasterópodos, Nautiloculina sp (forma muy pequeña), Eggerella sp, Favreina sp, Algas y restos de Lamelibránquios y Equinodermos.

Tramo 4.- 4 metros. Exclusivamente formado por arcillas rojo carmín con manchas de arcillas verdes. No se observan yesos en superficie, pero llama la atención el colorido de este tramo por su semejanza con el Keuper. Su intercalación estratigráfica no ofrece dudas.

Tramo 5.- 10 a 15 metros. Alternancia de dolomías microcristalinas y arcillas rojas y verdes. De muro a techo:

a) 6 metros. Dolomías microcristalinas, intramicritas, de aspecto superficial más o menos arcilloso, de colores verdes, blancos y rosados, en banquitos del orden de 0,02 0,05 y 0,1 metros intercalando arcillas de color rojo carmín, y con menor frecuencia verdoso, en niveles de 0,01 a 0,1 metros.

Contienen Ostrácodos y fragmentos de Lamelibránquios y Equinodermos.

b) 6 metros. Aflora sólo el muro, con 0,4 metros de arcillas rojo carmín. El resto cubierto de coluvial.

Tramo 6.- 10 a 12 metros. Dolomías microcristalinas con textura de dolomicritas y dolomicroesparitas, muy bien estratificadas en bancos delgados del orden de 0,05 a 0,3 metros. El conjunto resalta en el relieve a manera de cornisa, debido a su mayor compacidad con respecto a los tramos más blandos (con mayor contenido en arcillas), que le limitan al techo y muro. El color, en fresco, varía entre beige, amarillento y rosado; en superficie son pardo grisesáceas.

Se observan Ostrácodos y espículas.

Tramo 7.- 20 a 25 metros. En el itinerario de este corte afloran únicamente los 5 metros de base. No obstante, unos 500 metros al Sur, al lado Sur de la Carretera, y en la misma Rambla afloran los metros superiores del techo de este tramo, bajo las dolomías del Dogger. De este modo el conjunto parece constituido:

a) 5 metros. Dolomías, unas microcristalinas y otras de grano grueso, en bancos de 0,05 a 0,5 metros intercalando finas hiladas arcillosas. Textura de dolomicritas arcillosas e intramicritas.

Las calizas inferiores contienen, en este caso, pequeños y abundantes fragmentos de dolomías, y se observa también, en las láminas estudiadas, una pequeña proporción de arena de -- cuarzo, inferior al 5%. Sólo ha dado restos de Briozoos, Equi-- nodermos, Melobesias y Heterostegina sp.

Las calizas superiores incluyen, especialmente en su base, pequeños cantos de areniscas calcárea poligénica, sin duda representación exígua del conglomerado poligénico, que no apa-- rece en esta serie bien caracterizado. Contienen arena de cuarzo en proporción generalmente pequeña, variable del 1 al 10% en las muestras estudiadas. Resultan más ricas en restos orgá-- nicos, si bien en este caso también banales, que las calizas in-- feriores. Se reconocen abundantes restos de Briozoos, Equi-- nodermos, Melobesias, Lamelibránquios, Pecten sp., Ostreas, Globigerínidos, Dentalium sp., y Amphistegina sp.

C₃) DISCORDANCIA INTERNA EN LA SIERRA DE LA SOLA -- NA DE LA ABEJA (vertiente sur)

La Sierra de la Solana de la Abeja se sitúa junto a la aldea de Vicorto, al N del curso del Rio Segura, y al SE de -- Elche de la Sierra. En estos parajes, en las inmediaciones del Cortijo de la Hoya, las calizas inferiores del Neógeno marino, así como el conglomerado silíceo rojo basal, o las areniscas y arcillas sabulosas rojas a las que ~~pas~~ lateralmente, se encuentran cobijados frecuentemente por los distintos materiales del Mesozoico, implicados en una fuerte tectónica de escamas. Los buza-- mientos de las calizas inferiores, replegadas, llegan a superar en ocasiones los 50 grados. Sobre estas calizas se encuentran, en discordancia angular, ciertos retazos de las calizas superio-- res del Neógeno marino, subhorizontales. Estas calizas supe-- riores se encuentran también sellando los planos de cabalga--- miento de algunas de las escamas tectónicas, evidenciando su -- carácter postorogénico.

Sobre este conjunto, vienen a su vez discordantes, las -- calizas y margas lacustres, en facies pontienses, del Mioceno -- superior.

En la Sierra de la Abeja, se constata pues una tri-- ple discordancia dentro de los distintos términos del Neógeno:

b) 10 a 12 metros. Recubierto. No obstante por la morfología y aspecto relativamente blando del terreno recubierto, parece pudiera tratarse de una alternancia de dolomías y arcillas.

c) 5 metros. Aquí recubiertos, pero que en el mencionado afloramiento al Sur de la Rambla aparecen constituidos por dolomías y arcillas verdosas.

Casi todos los niveles del tramo han resultado azoicos. Algunos presentan ciertas calcificaciones que parecen corresponder a Algas.

A 2) DOGGER. Representando en este corte de forma in completa, por erosión de la parte superior de la serie.

Tramo 8.- Dolomías de grano generalmente muy grueso, romboédrico, aspecto masivo y textura brechoide.

- 1 - discordancia erosiva y angular de los términos sinorogénicos del Neógeno marino, conglomerado-areniscas rojas silíceas de base y calizas inferiores, sobre distintos materiales del Mesozoico.
- 2 - discordancia sobre el conjunto anterior, de tipo angular, de las calizas superiores del Neógeno marino.
- 3 - discordancia erosiva, y angular según los puntos, de las calizas y margas del Neógeno superior lacustre, en facies pontiense, sobre los materiales anteriores.

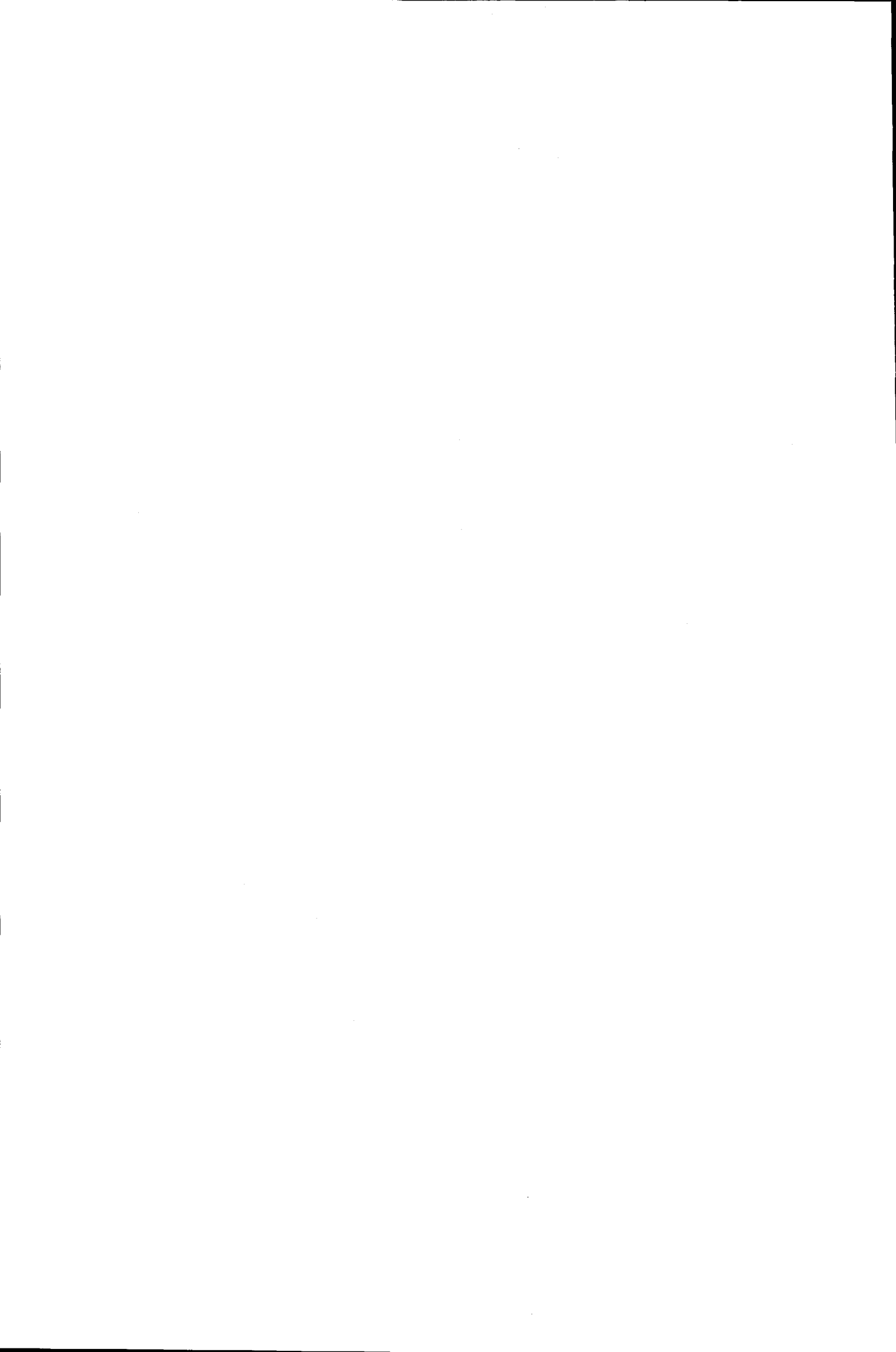
El conglomerado poligénico de base de las calizas superiores no ha sido localizado en estos parajes.

El conglomerado monogénico silíceo y rojo de base, está bien representado en algunas de las escamas tectónicas.

Las calizas sinorogénicas inferiores, con textura de biomicriritas y bioesparruditas más o menos arenosas, contienen abundantes restos de Briozoos, Melobesias, Lamelibranchios, Elphidium sp., Amphistegina sp., Heterostegina sp., Balanus sp., y Globigerinidos, entre ellos Globigerinoides bisphaericus, Todd, y G. trilobus, Reuss.

La forma G. bisphaericus es especialmente interesante por encontrarse restringida entre la zona G. isueta y la base de la zona G. barisanensis de Bolli, esto es entre el Aquitaniense superior y el Burdigaliense inferior.

Las calizas superiores, a veces areniscas calcáreas, orgánicas, constituyen biolitos de Algas y/o Briozoos. Su textura es variable entre biomicritas, bioesparruditas y biomicriritas. Contienen más o menos fragmentos de calizas mesozoicas y arena de cuarzo en porcentajes variables entre menos del 5% y más del 50%. Se observan más o menos abundantes restos de Melobesias, Briozoos, Lamelibranchios, Equinodermos, Balanus sp., Cibicides sp., Rotalia sp., Microcodium sp., Planulina sp., Amphistegina sp., Heterostegina sp., Globigerina sp., Gypsina sp., etc.



C₄) DISCORDANCIA INTERNA AL SO DE LA CORTIJADA DE TURRILLAS.

La Cortijada de Turrillas se localiza 1,5 kilómetros aproximadamente al ONO de las casas de Almazarán próximas al curso del Río Segura, junto a la Rambla de la Fuente de Pablo, aguas abajo de la confluencia entre el Segura y el Taibilla.

Unos 750 metros al SO de la Cortijada de Turrillas, y después de pasar un apretado haz de escamas tectónicas, encontramos las facies del Neógeno marino discordantes sobre el Mesozoico. Dentro de las calizas del Neógeno marino, en estos parajes, parece darse una discordancia de signo progresivo, de SE a NO. La discordancia se establece de forma relativamente gradual, disminuyendo el buzamiento de las calizas de muro a techo. Por esta causa, no resulta tan vistosa y espectacular como en los demás casos.

Se cita este tipo de discordancia, únicamente por el motivo de que se suele presentar con frecuencia relativa en la región estudiada.

C₅) DISCORDANCIA INTERNA AL NORTE DE ELCHE DE LA SIERRA.

En el kilómetro 1 de la Carretera de Elche de la Sierra a Llítor, aparecen los términos inferiores, sinorogénicos del Neógeno marino, cobijados mediante un plano de falla inversa, por las dolomas del Cenomanense-Turonense que cabalgan en este caso hacia el Sur.

Se trata del conglomerado y areniscas rojas, silíceas de base, de color rojo, y de las calizas inferiores de la serie del Neógeno marino.

El plano de la falla inversa se prolonga hacia el Oeste del punto citado, en las mismas circunstancias, hasta la loma del vértice geodésico de Cuevas Blancas (802 m.) donde se ocultan los términos anteriores, cabalgantes y cabalgados bajo las calizas superiores del Neógeno marino, prácticamente horizontales y de gran espesor.

C₆) DISCORDANCIA INTERNA AL SO DE LA CASA DE LA CONGOJA.

En la cola del Embalse del Cenajo, sobre las arenas en facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior y al SO de la Casa de la Congoja se observan:

V. III. 2. 1. B. COMPLEJO DOLOMITICO BASAL EN LOS CERROS DEL CAMPILLO (serie tipo de los sectores occidentales).

Los Cerros del Campillo se sitúan 5 kilómetros al Este de Elche de la Sierra, inmediatamente al Sur de la Carretera -- Hellín a esta localidad. El acceso al corte efectuado se realiza -- desde Vicorto hasta el Cortijo del Collado Alto; se sigue a -- pié hacia el Norte, hasta alcanzar la vertiente sur de los Cerros del Campillo, y realizar el corte ascendiendo topográficamente hacia el Norte.

Los materiales representados en esta alineación montañosa corresponden, en su totalidad, a las series dolomíticas del Jurásico basal, que se disponen en escamas tectónicas con cabalgamientos hacia el Sur. Es precisamente la constancia regional de las características litológicas fundamentales de estas series lo -- que permite poner de manifiesto con cierta facilidad la existencia de estas escamas, en las que las dolomías del Dogger despegan a nivel de las arcillas del Lías, en su parte superior. Estas arcillas, o simplemente sus residuos muy laminados entre las superficies de cabalgamiento, se siguieron sobre el terreno a la hora de resolver la cartografía.

Se han realizado ensayos de complexometrías, a fin de determinar los porcentajes de $(CO_3) Ca$ y $(CO_3) Mg$. Una síntesis de estos datos y de otros se presenta en la columna estratigráfica de la fig. 9.

El muro de la serie que se describe aquí, no llega a aflorar. Por tanto, el Lías debe tener más espesor que el aquí reseñado. Asimismo las dolomías del Dogger pudieran no estar representados en su totalidad, ya que al techo se encuentran cobijadas y pudiera ser que, en parte, biseladas mecánicamente, por el cabalgamiento hacia el Sur de un nuevo y semejante conjunto Lías Dogger (ver cartografía y fig. 22, lugar del Buitrecillo).

B1 LIAS (200 metros, aproximadamente, de espesor visible).

Tramo 1. - 5 metros. Dolomías cristalinas, microesparitas y esparitas, de color gris, aspecto brechoide. Incluyen cantos angulosos de dolomicritas, que contrastan del resto, además de por su grano más fino, por el color superficial ocre amarillento.

Tramo 2. - 55 a 60 metros. Dolomías cristalinas, estratificadas en bancos delgados, casi tableados. De muro a techo se distinguen:

- Las calizas inferiores del Neógeno marino buzando en sus niveles inferiores más de 45 grados, van disminuyendo progresivamente de buzamiento hacia el techo de la serie.

- Las calizas superiores, en facies análoga, se sitúan al techo prácticamente horizontales.

A pesar de la disminución gradual del buzamiento de muro a techo en las calizas inferiores, puede observarse una discordancia angular relativamente neta, sobre las mismas, de las calizas superiores.

Por otra parte las calizas inferiores, al Este, en toda la vertiente norte de la Sierra de Las Torcas, se encuentran cabalgadas por las dolomías del Dogger. Esto no sucede con las calizas superiores que en la extremidad occidental de la misma Sierra se apoyan discordantes, sellando eventualmente el plano de la falla inversa.

C₇) DISCORDANCIA INTERNA EN EL NEOGENO MARINO DE PEÑALAVADA (INMEDIACIONES DE EMBALSE DE TALAVE)

Peñalavada culmina en la cota 868 metros, al O del Río Mundo, aguas abajo de la presa del Embalse de Talave.

En la vertiente oriental de Peñalavada, aproximadamente 1 kilómetro al O de las Casas de Peñalavada, se encuentran cobijadas por las dolomías del Dogger las calizas inferiores, sinorogénicas, del Neógeno marino. Estas calizas buzando unos 40-45 grados hacia el Este. Inmediatamente al Oeste, sobre estas calizas y sobre el conglomerado silíceo rojo de su base se encuentran prácticamente horizontales y en discordancia angular, las calizas superiores del Neógeno marino.

Las calizas inferiores contienen abundantes restos de Eriozos, Melobesias, Elphidium sp., Equinodermos, Globigerínidos, entre ellos Globocadrina sp., Globigerinoides sp., y Globorotalia sp.

Las calizas superiores han dado restos de Eriozos, Elphidium sp., Lamelibranchios, Melobesias (entre ellas, Lithothamnium vaughani, HOWE ; Lithophylum cladosum, JOHNSON , Globorotalia sp., Amphistegina sp., Heterostegina sp., Sphaerogypsina sp., Miogypsina sp., Balanus sp., Globigerinoides sp., y Globocadrina sp.

a) 16 metros. Dolomías cristalinas, microesparita, de colores beige claro y blanco, bien estratificadas en bancos del orden de 0,2 a 0,8 metros. Al techo, son de color beige, algo más oscuro que el resto de las dolomías del episodio.

b) 5 metros. Dolomías microcristalinas, microesparitas. Color marrón oscuro, en bancos más delgados que los precedentes, oscilando generalmente entre 0,05 y 0,2 metros, y alcanzando eventualmente los 0,4 metros.

c) 35 metros. Dolomías cristalinas, microesparitas. Color beige claro. Bancos del mismo orden de espesores que los del episodio precedente.

Tramo 3.- 9 a 10 metros. Dolomías cristalinas, microesparitas y esparitas, con textura brechoide semejante a las dolomías del Dogger. Color pardo a beige oscuro. Estratificadas en bancos gruesos, que dan al conjunto un aspecto semimasivo.

Tramo 4.- 80 metros aproximadamente. De muro a techo:

a) 45 a 50 metros. Dolomías cristalinas, microesparitas y dolomicritas, tableadas, en bancos delgados del orden de 0,05 a 0,3 metros. Color beige a pardo oscuro y beige claro. Algunos bancos presentan una estratificación fina, "listada", en capitas del orden del milímetro que contrastan al meteorizar unas en tonos más claros y otras más oscuros, de modo alternante.

b) 35 a 40 metros. Dolomías cristalinas, microesparitas y dolomicritas, generalmente de grano fino a medio, estratificadas en bancos del orden de 0,2 a 0,3 metros. Colores marrón oscuro y beige claro.

Tramo 5.- 10 metros. Dolomías cristalinas en la base y de aspecto o pátina progresivamente arcillosa hacia el techo:

a) 1,3 metros. Banco grueso, de dolomía granuda y muy blanca, de aspecto exactamente igual a las dolomías del Dogger. Probablemente corresponde a una transición lateral de los niveles de calizas oolíticas del Lías y posiblemente de ahí su dolomitización y aspecto especial. En todo caso, la posición de estos niveles de dolomía coinciden en el corte, debajo del tramo margo 6, en posición análoga a la de los niveles de calizas oolíticas en otros cortes del Lías.

b) 9 metros. Dolomías cristalinas, dolomicritas y microesparitas. Bancos del orden de espesor, variable entre 0,2 y 0,4 metros. Algunos bancos presentan pátina o aspecto arcilloso, al meteorizar, si bien el contenido real en arcilla parece mínimo. Estos bancos suelen presentar un color de meteorización ocre amarillento, pero en fresco el color varía siempre entre beige claro y marrón oscuro.

Ambas calizas, sinorogénicas y postorogénicas, son organógenas, con textura variable entre briomicri rruditas y bioesparruditas; con cuarzo en tamaño arena en proporciones altamente variables entre menos del 5 y más del 30% y contienen también, salpicada, grava de cuarzo y cuarcita.

C₈) DISCORDANCIA INTERNA EN EL NEOGENO MARINO EN LA VERTIENTE NORTE DE LA SIERRA DEL BALADRE.

La Sierra del Baladre, situada al Norte del Embalse del Cenajo y rodeada por el Sur y por el Este por la Carretera de servicio del Embalse que se dirige a la general entre Hellín y Elche de la Sierra, presenta una discordancia interna muy vistosa en el Neógeno marino.

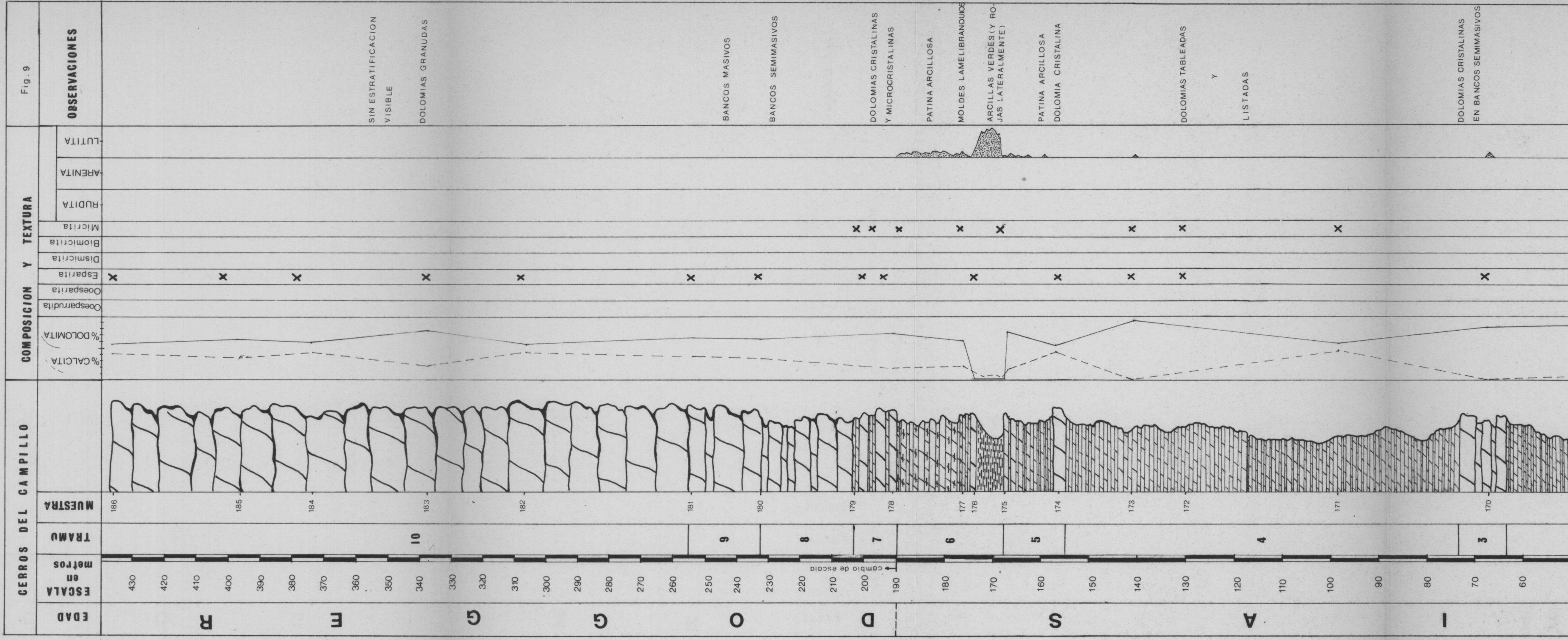
Sobre la cresta montañosa de la parte oriental de la Sierra, se encuentran una estrecha franja de las calizas inferiores del Neógeno marino, implicadas en una tectónica de escamas, conjuntamente con los materiales del Jurásico; Las calizas inferiores se encuentran cabalgadas hacia el Sur por los materiales del Kimmeridgiense (calizas y dolomías con fantasmas de pisolitos), en la vertiente norte de la Sierra. Las mismas calizas están también cabalgadas hacia el Norte por las dolomías del Dogger de la vertiente sur de la misma Sierra. Los planos de fallas inversas, en este caso, no son muy tendidos.

Si se sigue esta franja de calizas inferiores del Neógeno marino, comprimida entre los referidos planos de falla, hacia el Este, en la vertiente norte, se observa como estos materiales desaparecen bajo una potente serie de conglomerados poligénicos, que constituyen la base de las calizas superiores del Neógeno marino, bien desarrolladas al Norte de la Sierra. Entre el conglomerado poligénico y estas calizas superiores, se intercalan en este caso unos niveles de margas blanquecinas de espesor moderado.

La discordancia angular es muy fuerte, no sólo en cantidad de buzamiento sino en la dirección del buzamiento de las calizas sinorogénicas y de los términos postorogénicos del Neógeno marino.

El conglomerado poligénico, buza en este caso también muy fuertemente, del orden de 40 grados. Se encuentra constituido por cantos más o menos redondeados de calizas y dolomías del Mesozoico, fundamentalmente, y otros fragmentos del mismo Neógeno.

Las calizas inferiores y las superiores, presentan una biofacies banal, más o menos semejante y análoga a la descrita en los casos anteriores. Por el contrario, las margas postorogénicas, con textura de biomicritas arcillosas, han librado entre otros restos Globigerinoides ruber d'Orbigny; Globorotalia barisannensis, Leroy; Globorotalia obesa, Bolli y Orbulina suturalis, Bronnimann.



La asociación de Globorotalia G. barisanensis, con la aparición de Orbulina suturalis, parece corresponder a la zona G. barinensis de Bolli, del Burdigaliense inferior. En este caso, pues, la discordancia interna podría ser un poco anterior a la norma habitual en estas regiones, pero en todo caso intraburdigaliense.

C₉) DISCORDANCIA INTERNA EN EL NEOGENO MARINO DEL COLLADO DE LOS LOBOS.

El Collado de los Lobos se sitúa al NO de Sierra Seca, y al O del Río Mundo, en la Hoja de Isso. Siguiendo el camino forestal que cruza este relieve montañoso desde la carretera de servicio del Embalse del Cenajo hacia el Este, y en la vertiente oriental del Collado de los Lobos se observan los siguientes términos del Neógeno marino (Fig. 27-A):

- el conglomerado silíceo rojo, monogénico, basal, y sobre el mismo un paquete masivo de las calizas inferiores del Neógeno marino, se apoyan discordantes sobre las dolomías del Kimmeridgiense, y buzando entre 50 y 35 grados hacia el Este.

- siguiendo los términos anteriores en dirección hacia el NO, desaparecen éstos bajo las calizas superiores del Neógeno marino, que se encuentran totalmente horizontales, y a las que siguen, también horizontales, las calizas lacustres en facies pontiense, del Neógeno superior.

La discordancia angular entre los términos sinorogénicos y postorogénicos del Neógeno marino es muy neta.

El conglomerado monogénico resulta azoico.

Las calizas inferiores, de microfacies semejantes a las de las otras series, han dado los habituales restos de faunas banales.

Las calizas superiores en su base, algo más margosas, con textura de biomicrirruiditas, han dado en este caso abundantes restos de fauna, con Melobesias, entre ellas Lithothamnium praelichenoides, HOWE; L. johnsoni, ISHIJIMA; L. concretum, HOWE; Mesophylum gignousi, LEMOINE; restos de Equinodermos, Briozoos, Lamelibranchios, Balanus sp., Dentalium sp., Cibicides sp., Cibicides lobatus, (WALKER y JACOB); Rotalia beccarii, LIGNEO; Rotalia sp., Heterostegina sp., Globigerinoides trilobus, Reuss; G. oblicus, Bolli; Orbulina suturalis, Bronnimann; Globorotalia Praemenardii, y trozos pequeños de calizas aparentemente rodadas con Microcodium sp.

Tramo 6.- 20 metros aproximadamente. Margas y dolomías de aspecto o pátina más o menos arcillosa. De muro a techo:

a) 6 metros. Margas, cuyo color original parece verdoso, pero se encuentran muy meteorizadas a ocre amarillento. Lateralmente, en cortes próximos, presentan colores rojo intenso y verdes. Estas margas han sido intesamente muestreadas y los levigados han resultado siempre infructuosos.

b) 0,5 metros. Dolomía cristalina, en banquitos de 0,05 a 0,2 metros de espesor. Color beige claro.

c) 1 metro. Dolomías de color beige claro, en bancos del mismo orden de espesor que los precedentes del episodio b. Presentan moldes, muy abundantes, de Lamelibranquios. Estos niveles parecen corresponder a una "lumaquilla" dolomitizada.

d) 12 a 15 metros. Alternancia de dolomías cristalinas de grano fino a medio, y dolomías de grano muy fino y aspecto arcilloso.

Tramo 7.- 12 a 14 metros. Este tramo representa la transición litológica a las dolomías granudas y masivas del tramo 8, que se atribuyen al Dogger. Se trata aquí de una alternancia, en bancos de espesores muy variables, entre 0,2 y 2 metros, de dolomías granudas de grano romboédrico, muy grueso y observable a simple vista, con otras también cristalinas pero de grano más fino. Es decir, las primeras semejantes litológicamente a las suprayacentes del Dogger, mientras las segundas recuerdan las de los tramos del Lías que acabamos de describir. El color, en las granudas, varía entre blanco y gris claro, y en las de grano más fino es beige claro.

De modo absolutamente convencional, sin ningún criterio paleontológico disponible, incluimos este tramo en el Lías, como pudieramos incluirlo en el Bajociense.

La totalidad de los tramos descritos son prácticamente azoicos. Únicamente en los más superiores llegan a observarse "sombras" de Lamelibranquios, y algunos Ostrácodos.

B₂ DOGGER (230 a 250 metros visibles).

El espesor real en otros cortes próximos del Dogger supera casi siempre los 250 metros de espesor. Por esta razón, es posible, pero no seguro, que falten aquí los niveles superiores de la serie, biselados por el cabalgamiento antes aludido.

Tramo 8.- 28 a 30 metros. Dolomías granudas, muy blancas, grano romboédrico. Bancos gruesos, semimasivos, de espesores va-

La presencia de Globorotalia praemenardii, Cushman y Stainforth, se extiende desde la parte extrema superior de la zona G. bairisanensis a la parte superior de la zona G. lobata/robusta, esto es desde la parte media a la parte superior del Burdigaliense. La discordancia angular, según la zonación de Bolli, sería intraburdigaliense.

C₁₀) DISCORDANCIA INTERNA EN EL NEOGENO MARINO AL NORTE DE LA SIERRA DE CUBILLAS, JUNTO AL CURSO DEL RIO SEGURA.

Aguas arriba siguiendo el curso del Río Segura, poco más de 1 kilómetro al ONO del lugar denominado El Hondón, en la ribera S del Río Segura, se encuentra una discordancia angular muy vistosa, interna, en los materiales del Neógeno marino.

La disposición del conjunto de los materiales mesozoicos y neógenos, se expresó con antelación, al describir la serie mesozoica de la Sierra de Cubillas, en la figura 35-B.

Las dolomías del complejo Cenomanense-Turonense, se encuentran invertidas y cabalgando, mediante falla inversa relativamente tendida, a los términos inferiores del Neógeno marino, en la vertiente norte de la Sierra de Cubillas.

Así, bajo las dolomías del Cretácico superior, también invertidos y buzando unos 40 grados hacia el Sur, se encuentran los siguientes materiales:

- areniscas y arcillas rojas, equivalentes al conglomerado rojo, silíceo y monogénico basal de la serie del Neógeno marino en otros cortes. No superan los 15 a 20 metros de espesor. Las areniscas, con cemento carbonatado, contienen un 70% de arena gruesa de cuarzo, un 5-8% de feldespatos, y abundante óxido férrico. No contienen restos orgánicos.
- debajo, pero estratigráficamente superiores, vienen las calizas inferiores del Neógeno marino, con el mismo grado de buzamiento invertido. Se trata, en este caso, de unos metros de calizas masivas, con textura de biomicritas, arena de cuarzo en proporción de hasta el 30% en las muestras analizadas, grava salpicada de cuarzo y cuarcita, y feldespatos en proporción igual o inferior al 5%. Otras muestras, resultan verdaderas areniscas, con más de 50% de arena silícea, y abundante matriz de caliza.

riables entre 1 y 3 metros.

Tramo 9. - Dolomías granudas, masivas, de 2 a 5 metros de espesor, textura brechoide y color blanco. A partir de este tramo, hacia el techo, se acentúa y generaliza el carácter masivo, perdiéndose prácticamente los rasgos de la estratificación.

Tramo 10. - 180 metros aproximadamente. Dolomías granudas, masivas sin estratificación aparente. Hacia el techo se encuentran tanto más deformadas por una cierta esquistosidad, imprimidas seguramente por el corrimiento hacia el Sur de la escama que las sobremonta. Son muy cristalinas, si bien el carácter de dolomías de grano romboédrico observable a simple vista, desaparece a veces. Recordemos, que las calizas de las que parecen proceder estas dolomías, allí donde se observan las transiciones (pag. 103 fig. 12), unas veces son micritas y otras esparitas más o menos oolíticas. Los granos romboédricos gruesos suelen ser del tamaño de los oolitos de aquellas calizas. En el proceso de dolomitización las micritas podrían haber recrystalizado en grano menos grueso, a escala general. No obstante lo que aquí se expresa no ha podido ser demostrado, y tiene un carácter meramente indicativo. En general las dolomías presentan una textura brechoide. Aquí las brechificaciones de origen tectónico, y las que proceden del proceso de recrystalización de las dolomías, se confunden por haber sufrido el paquete una fuerte compresión.

El color de las dolomías es variable, entre blanco lechoso y beige, claro y oscuro. Predominan las de color blanco.

Las dolomías que se atribuyen al Dogger, en el presente corte no han librado restos reconocibles de fauna.

V.III.2.1.C. COMPLEJO DOLOMITICO BASAL EN SIERRA SECA.

En la región estudiada existen varias alineaciones montañosas con el nombre de Sierra Seca.

Nos referimos en este apartado a la Sierra Seca que se sitúa al Norte del Río Segura a la altura del Embalse del Cenajo, en la Hoja de Isso, inmediatamente al Este de la Sa. del Baladre y de la carretera de servicio del Embalse del Cenajo,

Sólo afloran aquí los tramos más superiores de la serie liásica, y más ampliamente las dolomías del Dogger, a las que siguen muy recubiertas las calizas del Kimmeridgiense, en las condiciones que se describirán más adelante.

Se ha realizado el presente corte en el flanco SO de Sa. Seca, poco menos de 1 km. al Norte de la Casa de los Arryanes.

Las calizas contienen abundantes restos rotos de Equinodermos, Melobesias, entre ellas Lithothamnium vaughani, HOWE WE ; L. concretum, HOWE ; además de Amphistegina sp., Heterostegina sp., y Elphidium sp.

Sobre las calizas anteriores, en discordancia angular neta, - prácticamente horizontales (buzando unos 5 a 10 grados hacia el Norte), llega a aflorar un pequeño retazo de las calizas superiores del Neógeno marino. La pequeña dimensión del afloramiento de estas calizas superiores se debe a que, sobre el conjunto de los materiales - anteriores, mesozoicos y del Neógeno marino, vienen las facies lacustres del Neógeno superior, mediante una nueva superficie de discordancia.

C₁₁) DISCORDANCIA INTERNA DEL NEOGENO MARINO, AL NORTE DE LA ALDEA DE AGRA. (Fig. 28, C-C).

La aldea de Agra se sitúa inmediatamente al Sur de la localidad de Hellín,

Al Norte de Agra, en la pequeña loma que culmina en la cota 546 metros, las dolomías del Dogger cabalgan hacia el OSO, sobre las calizas inferiores del Neógeno marino, que ocupan las cotas inmediatas 510 metros y 543 metros.

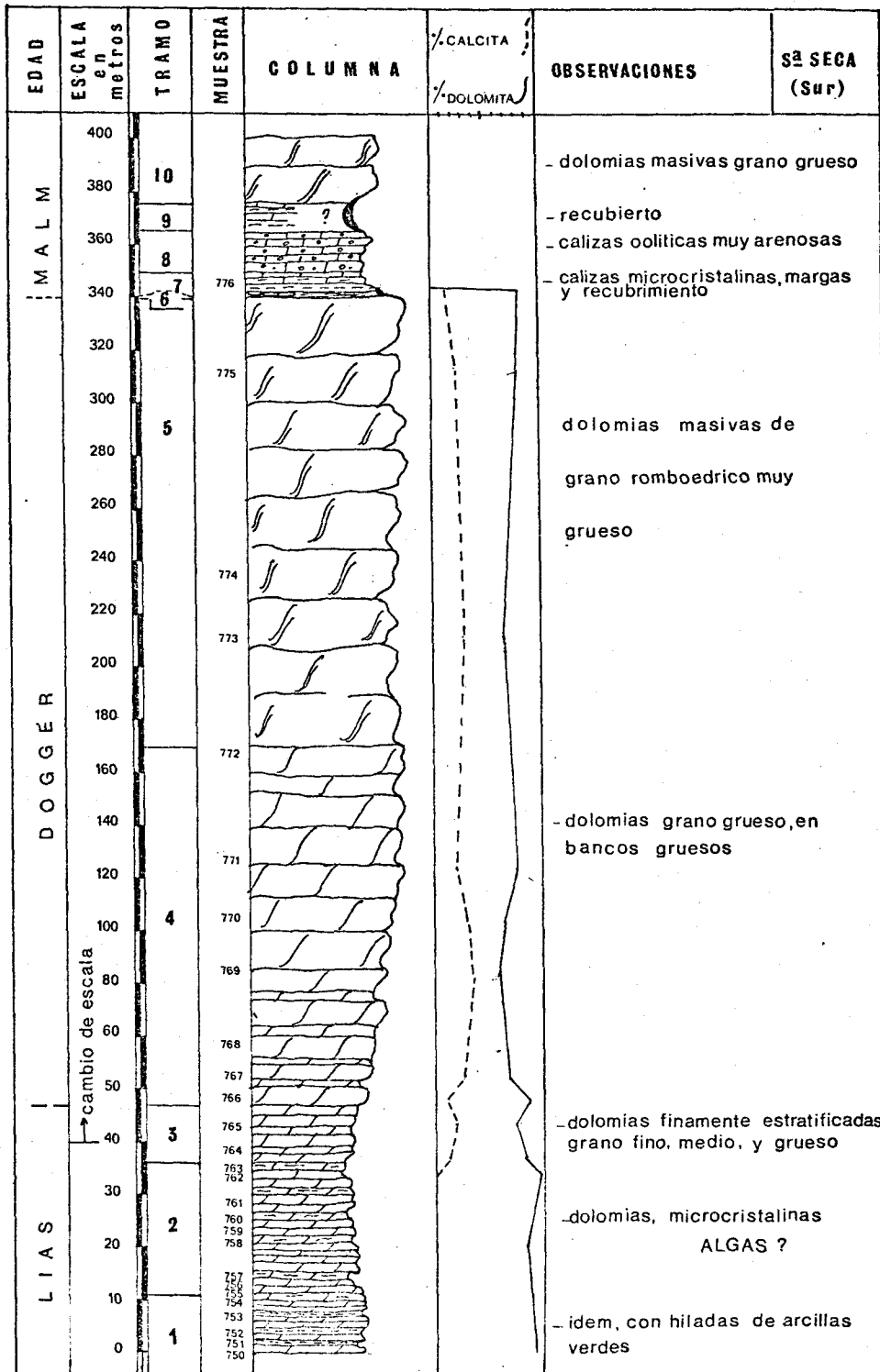
Las calizas inferiores del Neógeno marino se encuentran verticalizadas en el contacto mecánico con las dolomías del Dogger.

Inmediatamente al Sur y al Este, discordantes y buzando de 5 a 10 grados hacia el S y SO, en torno al afloramiento anterior, vienen las calizas superiores del Neógeno marino. El contacto discordante se encuentra en parte recubierto por coluviones. No obstante la discordancia es muy clara, dado el brusco cambio de buzamiento de unas calizas a otras.

Sobre el Neógeno marino y sobre el Mesozoico, vienen, de nuevo en discordancia, las calizas y margas lacustres del Neógeno superior.

Las calizas inferiores del Neógeno marino, con textura de biomicrínuditas arenosas, matriz de microesparita y porcentajes de arena - de cuarzo de hasta el 20%, y algo de feldespato, únicamente han dado - restos de Melobesias, Equinodermos, Lamelibránquios y Briozoos.

Un nivel de margas, del orden de 1 metro de espesor, en la base de las calizas superiores, ha resultado estéril en el levigado estudiado.



- FIG 10 -

Por su parte, las calizas superiores del Neógeno marino, presentan una microfacies análoga a las inferiores.

C₁₂) DISCORDANCIA INTERNA EN EL NEOGENO MARINO, EN MINATEDA. (Fig. 28, D-D).

Esta discordancia es clásica, pues con antelación ha sido citada y descrita Brinkman (1933), quién la describía como intraburdigaliense.

Se describe en esta ocasión para completar el estudio de este tipo de discordancias en el Neógeno marino, dentro del área estudiada.

Se sitúa a la altura del kilómetro 312 de la Carretera Madrid-Cartagena. Al SO de la misma afloran de muro a techo:

- unas arcillas sabulosas rojas y verdes, con algunas pequeñas vetas de yeso, que hacia el OSO pasan a conglomerado silíceo, nonogénico y de color también rojo. El conglomerado, como es habitual en las series análogas, se compone de cantos de cuarzo y cuarcita.
- entre los kilómetros 312 y 313, al Oeste de la misma carretera, la serie queda oculta por coluviones y por unas margas yesíferas con vetas carbonosas, que se atribuyen al Neógeno superior lacustre, que se definirá más adelante.
- inmediatamente al Sur, buzando unos 40-45 grados de media entre este punto y la trinchera del ferrocarril al Este de la carretera (estribación occidental de la Serreta de la Rá), vienen las calizas inferiores del Neógeno marino.
- Al O y SO, en franca discordancia angular, vienen las calizas superiores del Neógeno marino.

Estas calizas superiores se extienden subhorizontales entre la Sierra de Cabeza Llana, y la Sierra de Enmedio, o en todo caso con buzamientos muy moderados, que no superan el orden de 10 a 15 grados. Con estos grados de buzamiento, al Oeste de la Sierra de Enmedio, las calizas superiores del Neógeno marino se encuentran suavemente plegadas, en estructuras que pudieran resultar de acomodación a bloques mesozoicos subyacentes, y a moderados movimientos verticales de los mismos, más que a una nueva fase de compresión, que no se manifiesta a nivel de las calizas superiores del Neógeno en estas regiones. No obstante, según se verá más adelante, al Sur de Cieza existen discordancias intratorronienses, es decir, aún más modernas que el plegamiento de las calizas descritas. Permanece pues la posibilidad de que este plegamiento moderado responda también a esfuerzos tangenciales.

Los resultados de las pruebas de complexometría y una síntesis de los datos se exponen en la columna de la fig. 10.

C1 LIAS.

Tramo 1.- 10 metros. Dolomías microcristalinas y arcillas de color verdoso. De muro a techo:

a) 6 metros. Dolomías microcristalinas, dolomicritas con microesparita en bancos delgados, del orden de 0,05 a 0,3 metros, separados entre sí por hiladas finas de arcillas verdes y eventualmente rojas. Las dolomías son de color beige-amarillento, con aspecto superficial o pátina arcillosa; otras veces son rosadas. En todo caso el contenido real en arcilla parece mínimo, y se delata solamente en los bancos más meteorizados.

b) 4 metros. Alternancia litológicamente semejante a la anterior, pero donde las arcillas verdes reducen aún más su espesor, constituyendo finas películas, del orden del centímetro, separando los banquitos de dolomías microcristalinas.

Los niveles estudiados han resultado azoicos.

Tramo 2.- 25 metros. Dolomías microcristalinas, microesparitas a veces con intraclastos pequeños e irregulares. Bancos aún más delgados que en el tramo precedente, variables entre 0,05 y 0,01 metros. Con numerosos "fantasmas" de Lamelibranchios en los niveles inferiores. Frecuentemente, presentan un aspecto superficial moderadamente arcilloso, al meteorizar. Colores, beige claro, amarillento, gris y rosado, en este orden de frecuencia.

Algunos niveles presentan también restos dudosos de Algas.

Tramo 3.- 10 a 12 metros. Dolomías microcristalinas y dolomías cristalinas, finamente estratificadas o "listadas" según capas de espesor milimétrico claras y oscuras alternantes de dolomicrita y microesparita. Bancos delgados, del orden de 0,05 a 0,3 metros. Colores gris, blanco y rosado.

C2 DOGGER

Tramo 4.- 115 a 125 metros. Dolomías cristalinas, de grano muy grueso romboédrico, y estratificadas en bancos de diferente grosor. De muro a techo:

a) 0,5 metros. Banco de dolomía granuda, blanca.

b) 2 metros. Dolomías cristalinas, de grano muy grueso, pero finamente estratificadas o "listadas". Colores gris y beige oscuro. Bancos de espesor variable entre 0,1 y 0,5 metros.

Al Oeste de la Sierra de Enmedio, se han estudiado unos niveles de margas, concordantes, y en la base de las calizas superiores del Neógeno marino, cuyo levigado ha librado Globigerina dissimilis, Cushman y Bermudez; Globigerinoides ruber, d'Orbigny; Globorotálidos, G. barisanensis, Leroy; G. obesa, Bolli; Orbulina suturalis Bronnirum y espículas.

La asociación de G. dissimilis, G. barisanensis, y O. suturalis, situaría las margas en la zona G. barisanensis, parte inferior, esto es en el Burdigaliense inferior según la zonación de Bolli.

De ser correlacionables, como parece evidente, estas margas y las calizas del Neógeno marino de las imedias occidentales de la Sierra de Enmedio, con las calizas superiores del Neógeno marino que se sitúan en discordancia angular en Minateda sobre los tramos inferiores del Neógeno marino, la edad de la discordancia sería intraburdigaliense inferior en el presente caso.

V.V. 2-2-D.: RASGOS GENERALES DEL NEOGENO MARINO SOBRE LOS SECTORES SEPTENTRIONALES DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO, Y SOBRE EL DOMINIO PREBETICO EXTERNO. CORRELACIONES DE SU CONJUNTO CON EL NEOGENO MARINO DE LA CUENCA DE MORATALLA.

Las conclusiones y generalidades de este apartado se suman a las expresadas en la introducción del apartado V.V.2-2-A.

La dificultad de datación precisa en la mayor parte de los tramos del Neógeno marino de las series septentrionales, se debe fundamentalmente a la escasez de niveles margosos, lo que impide realizar abundantes levigados.

No obstante estas dificultades, se ha visto en la descripción de estas series, la existencia de un gran paralelismo de conjunto con las series más meridionales del Neógeno marino del área estudiada, esto es, las de la cuenca de Moratalla.

Así, en ambos casos, el Neógeno marino se inicia después del depósito de un tramo continental. Se trata del conglomerado silíceo, monogénico y de color rojo, o en su lugar, de arcillas y areniscas rojas.

c) 10 metros. Dolomías cristalinas de grano grueso, "listadas" como las anteriores, pero en bancos algo más gruesos, del orden de 0,5 a 2 metros. Presentan estructura brechoide. Colores blanco y gris oscuro.

d) 25 metros. Dolomías cristalinas, granudas. Bancos de 0,5 a 2 metros de espesor, pero solo observables a cierta distancia, o en corte fresco favorable. Aspecto externo semimasivo. Colores, blancos y grises.

e) 35 a 40 metros. Dolomías cristalinas, granudas. Bancos aún más gruesos, del orden de 2 a 5 metros, en algunos de los cuales se observan vestigios de estratificación "listada". Colores blancos y grises.

f) 40 a 45 metros. Dolomías cristalinas, granudas, aparentemente masivas pero que en corte favorable se manifiestan estratificadas en bancos del orden de 2 a 5 metros, y esporádicamente otros más delgados del orden de 0,2 metros. Generalmente reflejan al meteorizar una estratificación fina, "listada", en capas milimétricas alternadamente claras y oscuras. Colores blancos y grises.

Tramo 5.- 160 a 170 metros. Dolomías cristalinas, granudas o de grano romboédrico grueso. Masivas, sin estratificación aparente. Sólo a distancia, en perspectiva, manifiestan una estratificación grosera en bancos muy gruesos del orden de varios metros. Presentan por lo general una estructura brechoide. Colores predominantemente blancos, a veces grises.

Todos los niveles estudiados, de las dolomías que se atribuyen al Dogger, resultaron sin faunas reconocibles.

V.III.2.1.D EL COMPLEJO DOLOMITICO BA -
SAL EN EL SECTOR DEL EMBAL-
SE DEL CENAJO. (series dolomíticas
terrígenas).

Al Sur del Río Segura, en las inmediaciones del Embalse del Cenajo, existen algunos relieves montañosos constituidos esencialmente por dolomías masivas, muy potentes, y que llegan a contener altas proporciones de terrígenos, en tamaños arena y grava, y naturaleza de cuarzo y cuarcita.

Constituyen estos relieves, la Sierra del Buho que limita al Sur el Embalse del Cenajo; parte importante de la Sierra de Cubillas, situada al Este de la presa del mencionado embalse y al Sur del Río Segura; los términos de base de las series jurásicas que forman Sierra Maraña y los Cerros del Algibe, al Norte de las casas de Almirez; y la Sierra de Las Torcas, que limita por el Sur la entrada del Río Segura en el Embalse del Cenajo.

Este nivel de conglomerados, arenas o arcillas, marca el nivel de una primera discordancia del conjunto del Neógeno sobre el Mesozoico y/o Paleógeno. Su edad queda indeterminada entre el Oligoceno superior y la extrema base del Aquitaniense inferior, a escala regional.

Otro rasgo de paralelismo de conjunto entre las series septentrionales y meridionales del Neógeno marino, es la existencia de un conglomerado poligénico, no siempre representado, pero que cuando lo está parece relacionado con el nivel de la discordancia interna más importante del Neógeno marino.

Por otra parte, la similitud de microfácies entre los tramos litológicos representados en ambas series, y la correspondencia cronológica de ciertos episodios bien datados, parecen confirmar que el conjunto del Neógeno marino sobre los dos dominios prebéticos, tendría una edad equivalente, comprendiendo el Aquitaniense y el Eurdigaliense, y con ciertas reservas, pudiera ser que también parte del Helvetiense.

Sólo en una ocasión, en toda el área estudiada, se ha localizado un pequeño afloramiento (proximidades de la Abejuela, apartado V. V-2-2-B, subapartado B₃), cuya parte superior de la serie parece corresponder al Mioceno superior en facies marina. Por la situación del afloramiento, pudiera corresponder éste con un vestigio no erosionado, de la entrada del mar Mioceno superior, cuyos sedimentos quedan ampliamente representados en la cuenca de Calasparra, al Sur de la Sierra de Cabeza del Asno y de la Sierra del Puerto, y al Norte de las Sierras de San Miguel y del Molino. Estos sedimentos marinos del Mioceno superior, postorogénico, serían equivalentes probablemente, en el área aquí estudiada, al Mioceno superior en facies lacustre, ampliamente representado y que se describirá más adelante.

Las características más genuinas de las series septentrionales del Neógeno marino, según se ha visto, son el moderado espesor de sus series y la presencia de importantes discordancias internas observables en numerosos puntos geográficos. Gran parte de estas discordancias internas, mucho más numerosas sobre el Dominio Prebético Externo, se producen después del cabalgamiento de los materiales mesozoicos de los términos inferiores, sinorogénicos, del Neógeno marino.

Estas discordancias internas ponen de manifiesto la existencia de más de una fase postorogénica intramiocena. En la vertiente septentrional de la Sierra de la Muela, se ha datado una discordancia interna más antigua, aparte la generalizada en la base del Neógeno sobre el conjunto del Mesozoico-Paleógeno. Esta discordancia

Se analizan a continuación los hechos observados en cada una de las alineaciones montañosas mencionadas:

D1) EL COMPLEJO DOLOMITICO EN LA SIERRA DEL BUHO.

La Sierra del Buho presenta una estructura sinclinal con flanco norte subvertical, o invertido. El flanco sur buza suavemente hacia el Norte.

En el flanco norte afloran las dolomías microcristalinas alternando con arcillas verdes, de las facies equivalentes a los tramos superiores de la serie liásica. El Lías aparece formando el núcleo de un pequeño anticlinal, cuyo flanco sur es común al sinclinal de la Sierra del Buho y se encuentra en parte mecanizado según superficies paralelas a la estratificación, en el contacto con las dolomías masivas que constituyen el grueso del relieve de la Sierra del Buho.

Por la disposición estratigráfica relativa con respecto al Lías, prescindiendo de momento de otros datos que en las series homólogas de Sierra Maraña tienden a confirmarlo, se atribuyen las dolomías masivas de la S^a del Buho, al Dogger.

Estas dolomías constituyen una serie del orden de 350 a 400 metros de espesor. Son de aspecto masivo, granudas y no difieren de las atribuidas al Dogger en las series más septentrionales antes descritas, si no es por contener ciertas proporciones de impurezas terrígenas.

Las proporciones de arena y grava son menos importantes aquí que en las series homólogas de Sierra Maraña y de Cubillas, pero no dejan de ser significativas a la hora de establecer correlaciones, dada la ausencia de faunas y una vez que todas estas sierras están tectónicamente independizadas entre sí.

Únicamente en el flanco sur de la Sierra se han llegado a encontrar gravas de cuarzo de gran tamaño, con cantos de hasta cerca de 1 dm. de diámetro máximo. Los cantos se orientan en contra de la pendiente topográfica, y en el mismo sentido del buzamiento de las capas, lo que permite asegurar su intercalación. La grava llega a formar un conglomerado de unos decímetros de espesor, con matriz dolomítica, que no tiene continuidad lateral en superficie más que a lo largo de algunos metros.

La observación del hecho anterior se sitúa en el punto de coordenadas $x = 38^{\circ} 21' 15''$; $y = 1^{\circ} 51' 40''$, próximo a la base de la serie en los primeros bancos de dolomía que llegan a aflorar ya limpios del depósito coluvial que los limita al Sur.

En los demás itinerarios realizados por esta sierra no se han encontrado gravas de cuarzo, y en las muestras ensayadas el hecho más frecuente ha sido el de no encontrar arena,

dancia (apartado V.V-2-2-B, subapartado B₄), al parecer de valor local en el área estudiada, sería de edad intra-aquitaniense superior.

La discordancia de Minateda (subapartado C₁₂, apartado V.V-2-2-C), parece situarse en el Burdigaliense inferior. Igual sucede con la discordancia de la vertiente norte de la 5ª del Ba - lastre (C₈) apartado V.V-2-2-C).

La discordancia del Collado de los Lobos (C₉, del apartado V.V. 2-2-C) se sitúa, más imprecisamente, según los datos obtenidos en el presente estudio, en el Burdigaliense inferior como más antiguo y el Burdigaliense superior como más moderno.

La discordancia de las calizas superiores al conglomerado - poligénico de la serie más septentrional de la cuenca de Moratalla (V.V-2-1-A, tramos 7 y 8; y B₁, de V.V. 2-2-B), que son transgresivas hacia el Norte de la Sierra del Zacatín y sobre el mesozoico y paleógeno de la zona axial de la Sierra de la Muela, se sitúa en, o inmediatamente después del Burdigaliense medio.

La edad de las demás discordancias descritas, de fuerte valor angular, sería correlativa sin poder precisarlo, bien de la discordancia intraburdigaliense inferior de Minateda, bien de la discordancia intraburdigaliense medio del Norte de las Sierras del Zacatín y de la Muela.

Así pues, se deduce una fuerte actividad orogénica intraburdigaliense, posterior a la fase de plegamientos intraoligocenos, que habría sido la causa fundamental de las cobijaduras y cabalgamientos de los tramos inferiores del Neógeno marino, reactivando fallas anteriores y/o creando otras nuevas fallas inversas, que afectaron por segunda vez de forma intensa al Mesozoico del área prebética - externa, fundamentalmente. Asimismo, y como preludio de las fases intraburdigalienses, se pone también de manifiesto una fase más moderada intra-aquitaniense superior en el Prebético interno.

No obstante para la datación de las series estudiadas y de las discordancias descritas, así como para su correlación con regiones próximas, se recuerda al lector que nos hemos basado en la zonación de Bolli-Póstuma y en su escala cronoestratigráfica para el Neógeno marino. Por este motivo, los datos apuntados, quedarán a merced de las sucesivas puntualizaciones que los especialistas hagan sobre el valor de esta escala cronoestratigráfica.

salvo en casos aislados en los cuales los porcentajes han oscilado entre el 5 y el 50%. En estos casos, coexisten con el cuarzo pequeñas proporciones de feldespatos de la serie potásica. Un punto en el que llega a diferenciarse arena suelta es el de coordenadas $x = 38^{\circ} 21' 52''$; $y = 1^{\circ} 51' 10''$.

Las dolomías son de grano medio y grueso, romboédrico, que se observa a simple vista. Al microscopio, se observan pequeñas figuras llenas de óxidos de hierro, "sombras" de aloquímicos, y algunos nódulos recristalizados con manchas arcillosas en el centro. A veces, restos de glauconia.

D2) EL COMPLEJO DOLOMITICO EN SIERRA SECA.

Es en parte semejante a la Sierra del Buho. Como en aquella, podemos observar los niveles superiores de la sierra liásica, con dolomías microcristalinas que intercalan hiladas arcillosas muy finas. Únicamente afloran unos metros de esta serie, de bajo de las dolomías de grano grueso del Dogger, en el extremo noroccidental de la sierra.

Sólo algunas muestras aisladas han dado porcentajes de arena de cuarzo del 5 al 20%, y en menor proporción feldespato potásico. Otras muestras no contienen vestigio alguno de estos terrígenos. Tampoco se han observado gravas semejantes a las de la Sierra del Buho. Los demás caracteres son semejantes a las otras dolomías del Dogger.

D3) EL COMPLEJO DOLOMITICO EN SIERRA MARAÑA Y CERROS DEL ALGIBE.

En Sierra Maraña y Cerros del Algibe no llega a aflorar la serie liásica. Pero, al contrario que en los casos de S^a del Buho y S^a Seca, sobre las dolomías del Dogger vienen otros términos del Jurásico superior, que no se han erosionado.

El término de base del Jurásico que llega a aflorar - consta de más de 200 metros, en S^a Maraña y Cerros del Algibe, y se compone de dolomías masivas muy cargadas de arena y grava de cuarzo. El espesor real debe ser del mismo orden que el de la S^a del Buho.

A pesar de la riqueza en terrígenos, su distribución resulta muy heterogénea, tanto en sentido vertical, como lateralmente, con puntos donde resulta muy abundante y otros en los que no se observa vestigio de cuarzo.

Por lo general la grava de cuarzo se presenta muy bien calibrada, y alcanza diámetros de hasta más de 2 centímetros. Al microscopio los porcentajes de arena de cuarzo oscilan entre el 0 y el 50%, con feldespato potásico en porcentajes que no suelen superar el 5%.

V. V-3. - EL NEOGENO SUPERIOR EN FACIES LACUSTRE CON
CON INFLUENCIAS FLUVIALES, Mioceno superior -Plioceno,
en sentido lato.

V. V-3-1. - SU DISTRIBUCION REGIONAL Y CORRELACION
CON EL MIOCENO SUPERIOR MARINO.

Sobre el conjunto de los materiales antes descritos, desde el Keuper al Burdigaliense, en franca discordancia erosiva, viene una potente formación de características muy genuínas, fundamentalmente lacustres.

Dicha formación se encuentra representada fundamentalmente sobre la cobertura del Dominio Prebético externo, en las Hojas de Isso y de Elche de la Sierra, extendiéndose hacia el Este y hacia el Norte, fuera ya de los límites de la cartografía del presente trabajo. Hacia el Sur, penetra en la parte más septentrional de la Hoja de Calasparra. Sobre la cobertura del Dominio Prebético interno, penetra hacia el Sur, con extensión muy moderada, entre las localidades de Peñarrubia y Letur.

Desafortunadamente, esta formación no ha proporcionado fauna característica.

No obstante, en los numerosos cortes realizados, se ha podido constatar la posición estratigráfica relativa de estos materiales, que en la escala cronoestratigráfica se sitúan claramente discordantes sobre el Neógeno marino antes descrito.

En estas circunstancias, sólo es posible asegurar que esta formación quedaría encajada entre el Mioceno superior y el Plioceno, sin poder precisar más de una forma exacta.

Ahora bien, dada la ausencia de un Mioceno superior marino en la totalidad prácticamente del área estudiada, y la presencia inmediatamente al Sur, en la Hoja de Calasparra, entre las Sierras de Cabeza del Asno y del Puerto al Norte, y las Sierras de San Miguel y del Molino al Sur, de un Tortoniense marino (Paquet 1969), puede pensarse en la equivalencia cronoestratigráfica de ambas formaciones. En efecto, ambas formaciones son postorogénicas, y discordantes sobre el conjunto de los materiales preorogénicos y sinorogénicos, del Mesozoico, del Paleógeno, y del Mioceno inferior. Por otra parte, en un sondeo realizado al Norte de la Sierra del Molino, en la Hoja de Calasparra (1), en la formación marina del Mioceno superior se han cortado algunos niveles de yeso y lignito, muy comunes en la facies lacustre septentrional, y de la que podrían representar ciertas indentaciones.

(1) Sondeo realizado por el I. G. M. E. -I. N. C. Datos recientes proporcionados por mi compañero Tomás Rodríguez Estrella, a quién agradezco su colaboración.

Sobre las dolomías masivas con grava, se apoya generalmente una serie calcárea, en cuyo contacto de base y solo - en una ocasión se han encontrado "residuos" de las calizas nodulosas del Oxfordiense superior, con Protoglobigerinas y Espongiarios. Pero el hecho mas frecuente, es que los primeros niveles (en dos ocasiones desde el nivel de base) de calizas contengan ya Alveosepta jaccardii (Schrodt), que debuta en la parte superior del Kimmeridgiense inferior al menos en las series de estas regiones (1).

Estos hechos seran discutidos más adelante. Pero en favor de la atribución al Dogger de las dolomías masivas de base, conviene añadir que sobre las calizas anteriores viene el tramo dolomítico típico, por su espesor y facies, del que aparece en el Kimmeridgiense medio en el resto de las series jurásicas de la región. Por tanto las dolomías con grava del Sector del Embalse - del Cenajo no podrían corresponder más que al Dogger, una vez que estan representados aquí, en la posición stratigráfica relativa que les corresponde, todos los términos dolomíticos de las series tipo.

D4) EL COMPLEJO DOLOMITICO EN LA SIERRA DE LAS TORCAS Y SIERRA DE CUBILLAS.

En estas sierras, cuya situación geográfica ya ha sido señalada, aflora una serie dolomítica con gravas y arena, de características litológicas semejantes a las de Sierra Maraña. La serie tampoco aflora completa. En la Sierra de Cubillas se observa un espesor del orden de 250 metros, y algo menor en la Sierra de las Torcas.

En la Sa de Cubillas, sobre las dolomías con grava viene una facies terrígena que se atribuye al Kimmeridgiense por las razones que se considerarán más adelante, y que se asemeja a la facies "Weald-Utrillas".

En la Sierra de Las Torcas, las dolomías con grava se encuentran cabalgando al Mioceno inferior y a las facies "Weald Utrillas" del Cretácico inferior.

Como resumen de todo lo expuesto, se puede decir que, la atribución al Dogger de las facies dolomíticas terrígenas - del sector del Embalse del Cenajo parece un hecho suficientemente claro y no una simple hipótesis.

Dada la ausencia de terrígenos en las series del Dogger más septentrionales, la procedencia de los mismos que hay que suponerla en áreas fuentes más meridionales. Desafortunada-

(1).- E. Fourcade (1970), también en sus series sobre el Jurásico y Cretácico de las regiones situadas inmediatamente al Este. Cuadro de repartición stratigráfica de foraminíferos, espículas - etc....pag. 16, fig. 2, del texto del autor.

No obstante este ensayo de correlación, entre -- las facies marinas meridionales del Mioceno superior y las septentrionales lacustres, al ser materialmente imposible establecer correlación de ambas formaciones en superficie (dado que ambas quedan siempre deslindadas por las alineaciones montañosas del Mesozoico, Paleógeno y Neógeno marino inferior, y ocasionalmente, en su posible zona de enlace, entre las Sierras del Algaidón al O y de Cabeza del Asno al E, por los conglomerados del Plioceno-Cuaternario), no resulta posible por el momento afirmar una correlación completa -- entre el conjunto de las dos formaciones.

Por esta razón, se atribuye la facies lacustre -- de la región estudiada al Mioceno superior en s. lato sin descartar la posibilidad de que sus depósitos pudieran alcanzar el Plioceno.

V.V.3-2.- LAS FACIES Y CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS DEL MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO.

En su conjunto, la formación del Mioceno superior del área estudiada presenta las características de la "facies pontiense" en sentido lato, pero localmente, hacia el Oeste, estas facies se indentan con otra de tipo fluvial en el límite meridional de su -- distribución geográfica.

A) "Facies Lacustre"

Resulta una facies predominantemente carbonatada en la que es posible diferenciar varios términos litológicos, que se indentan entre sí, o que pasan lateralmente unos a otros, tales como:

- a- "calizas en bancos" o facies pontiense en sentido estricto.
- b- "calizas tableadas y margas"
- c- "calizas tableadas y margas con niveles de yeso y azufre"

Además, en la base de esta formación, rellenan -- do el relieve previamente modelado por los procesos erosivos y tectónicos que afectaron a los materiales más antiguos, es frecuente encontrar un conglomerado o brecha sedimentaria, de carácter poligénico. Este -- conglomerado no aflora siempre en los bordes de la -- cuenca, por el carácter transgresivo de los términos calizos y margosos superiores.

Al conjunto de la facies lacustre se la puede de -- nominar "facies pontiense en sentido lato", por la -- biofacies común en la que predominan los "Gasterópodos" (Hidrobia y Planorbis).

Las "calizas en bancos", del término a, son las -- que presentan una facies pontiense en sentido estricto, que recuerda en todo, incluso en su morfología, a las "facies pontienses" de los páramos de la Cordille

mente hacia el Sureste no han sido descritas otros términos jurásicos prebéticos que los de las calizas del Kimmeridgiense superior Portlândes.

Por mi parte, en el Prebético interno de la Transversal de Elche de la Sierra a Moratalla, tampoco puedo citar otros términos jurásicos que los de la parte superior del Malm.

En el capítulo V. III. 2. 4. D, apartado D₁, me refiero a un probable afloramiento del Dogger al Norte de la Sierra del Puerto, de pequeñas dimensiones, en el cual no he localizado terrígenos, lo que dificulta también la explicación de la procedencia meridional de las gravas. En el mencionado capítulo, y más adelante en el de Paleogeografía y Geología Histórica, se volverá a insistir sobre el problema planteado.

El área fuente meridional podría significar la existencia de un umbral durante el Dogger, que hubiera puesto al alcance de la erosión las facies permotriásicas o el mismo Paleozoico, que pudieran proporcionar estos terrígenos.

Las series del Complejo dolomítico del Jurásico basal en el sector del Embalse del Cenajo vienen sintetizadas en la fig. 12 adjunta, con expresión del resto de los términos litoestratigráficos del Mesozoico y las correlaciones entre las series.

La distribución de las facies de dolomas arenosas del Dogger en este sector, el esquema geológico de la fig. 11.

V. III. 2. 1. E LOS PASOS LATERALES A CALIZAS DE LAS SERIES DOLOMITICAS DEL JURASICO BASAL, Y OTRAS VARIACIONES LOCALES CON RESPECTO A LAS SERIES DEFINIDAS.

E4) NIVELES CALIZOS EN EL LIAS DEL EXTREMO ORIENTAL DE LA SIERRA DEL BUITRE.

Al Norte de la Loma de los Aznachares, en el extremo oriental de la sierra que culmina en el vértice geodésico BUITRE (965 m.) y que es prolongación también oriental de los Cerros del Campillo donde se ha definido una de las series de detalle del Jurásico dolomítico basal, pasa la Rambla del Algarrobo. Al SSO. del Manantial del Algarrobo y bajo la cota 593, afloran los tramos superiores de la serie liásica.

ra Ibérica. Se trata de calizas litográficas, microcristalinas, con textura de micritas y biomicritas.

De las "calizas y margas tableadas", las calizas, en su litología son similares a las del término a. Únicamente difieren de aquéllas en la estratificación muy fina, casi en "lajas", y en la frecuente intercalación de margas y calizas margosas. Son las margas del término b, que se denominan "tierra blanca" en esta región, las que en la actualidad son objeto de gran interés por su explotación industrial, dada su cualidad de material absorbente y su utilización en la fabricación de explosivos. Las "calizas y margas tableadas", de forma eventual pero relativamente frecuente, incluyen capas finas de materia carbonosa, en un estadio de mineralización entre el lignito y la turba. No obstante, ni el espesor de las capas, ni su escasa continuidad lateral, presentan interés para su aprovechamiento industrial en la actualidad.

Los términos litológicos a y b, son los que tienen mayor extensión regional dentro del área estudiada. Fundamentalmente, el término b, de mayor interés industrial. Su localización, diferenciada en la cartografía que acompaña al presente trabajo, se extiende ampliamente en las Hojas de Elche de la Sierra y de Isso, al Norte de la línea que de Oeste hacia el Este pasaría por la Sierra de la Solana (Al N de Letur y Férez), por la vertiente septentrional de las alineaciones montañosas del Embalse del Cenajo y de la Sierra de Cubillas, y al Norte de la Sierra de la cabeza de Llana. Fuera del área estudiada, estos términos litológicos de la facies lacustre, están representados, si bien más escasamente, en las Hojas de Hellín, Jumilla, Ontur y Calasparra.

Las "calizas y margas tableadas con nivelitos de yeso y azufre", esto es, el término litológico c, es un tipo especial de la facies lacustre, que viene a ocupar la parte subcentral de la cuenca en la transversal desde Hellín a la Sierra de Cabeza del Asno-Sierra del Puerto, que constituyen la alineación montañosa del borde meridional de esta cuenca en la Hoja de Calasparra. Los niveles de azufre han sido explotados en años anteriores (Las Minas, de Hellín), en el área que se circunscribe entre el Embalse de Camarillas y el Río Mundo, al Este y Oeste respectivamente. Esta facies se diferencia de las anteriores en su mayor riqueza en margas, pero que en este caso no presentan el interés industrial ni las características de las propias de la "tierra blanca" del término litológico b. Asimismo, se diferencian en que desaparece por lo general el carácter tableado de los bancos, siendo éstos en general más gruesos, y en que incluyen más o menos eventualmente niveles de areniscas.

El tramo más inferior que llega a aflorar se compone de dolomías microcristalinas, de gran fino y medio, muy bien estratificadas.

Sobre estas dolomías microcristalinas, y debajo de las dolomías masivas-granudas del Dogger, viene una alternancia de calizas y margas verdes, con unos 20 metros de espesor. Las calizas, de color blanco y beige claro, son frecuentemente oolíticas, con textura de ooesparitas, bioesparitas, bioesparruditas y micritas. Únicamente algún nivel de las mismas presenta un proceso de recristalización, o dolomitación incipiente, si bien todo el conjunto pasa rápidamente a dolomías hacia el Este.

Las calizas, intensamente muestreadas han dado restos muy frecuentes pero poco variados de, Oestrácodos, Favreina sp., Eggerella sp., y abundantes de Lamelibránquios, Crinoides, Equinodermos, y Gasterópodos.

Inmediatamente al Este, en el Km. 12,5 de la nueva carretera (en construcción) de Hellín a Férez, se observa como los niveles anteriores han pasado ya a dolomías, y las arcillas no sólo son verdes sino también rojo carmín, con pequeños cristales de yeso, en facies análoga a la de la serie del Río Mundo pero con menor espesor para los bancos arcillosos. Las dolomías son de grano fino y medio, de colores blancos y grises.

E2) NIVELES CALIZOS EN EL LIAS EN EL SE DEL CERRÓN DE LA GAMELLA.

Un afloramiento menos importante que el anterior, donde algunos de los niveles dolomíticos de la parte superior del Lías pasan también a calizas, se localiza 500 metros al NE de la cota 847 en las estribaciones surorientales del Cerrón de la Gamella.

Las dolomías de grano fino que alternan con arcillas verdes pasan localmente a calizas con oolitos, con textura de intraesparitas. Estos banquitos de calizas tienen menos continuidad que en el caso anterior. Únicamente han librado Ostrácodos, restos de Equinodermos y de Lamelibránquios.

E3) NIVELES CALIZOS EN EL TECHO DEL DOGGER.

Las dolomías del Dogger pasan lateralmente a calizas, por lo general sólo en los niveles más superiores, tanto en las regiones que se consideran en este estudio como en las inmediatas a ellas.

Únicamente se han observado estos pasos laterales en las series del Dogger siempre relativamente próximas y al Este de la localidad de Elche de la Sierra. Se citan los siguientes puntos:

La biofacies es la misma para todos los términos litológicos excepto para las margas y areniscas del término c, que generalmente han resultado azoicas. -- Consiste en restos de Gasterópodos (Hidrobia y Planorbis), Algas (Clorofíceas, Cianofíceas y Charáceas) y Ostrácodos.

B) "Facies fluvial"

Es en realidad un término litológico más de la formación anterior, con cuyos demás términos se indenta de Oeste hacia el Este, pero que se ha cartografiado aparte por las consecuencias paleogeográficas que trae consigo su presencia.

Se trata de una alternancia de areniscas, limos, margas limosas y conglomerados, de color de meteorización ocre amarillento. Es ésta su facie más típica y pura, representada en las inmediaciones de la localidad de Letur. Desde Letur, hacia el Este, siguiendo la depresión tectónica que se extiende por Férez hacia el Embalse del Cenajo, tiene su representación más genuina. A partir de Férez hacia el Este, y especialmente al Sur de Sierra Seca, se indenta con las calizas y margas con Gasterópodos del término b de la facies lacustre anterior. Al Sur de Almirez, se intercalan conglomerados, areniscas, margas y calizas lacustres. Entre las Sierra de Algaidón (Hoja de Calasparra) y la Sierra Seca (Hoja de Elche de la Sierra), al S del Embalse del Cenajo), se intercalan fundamentalmente areniscas entre las calizas y margas de facies lacustre.

Cuando esta facies es puramente terrígena, ha resultado azoica, mientras que las calizas que comienza a intercalar hacia el Este contienen los mismos fósiles que las anteriormente descritas para la "facies lacustre".

- en las inmediaciones de la Rambla del Derramadero y del Cortijo de la Fuente, al Norte del Km. 33 de la Cra. de -- Hellín a Elche de la Sierra. Se trata de calizas oolíticas y pisolíticas, con textura de intraesparrita e intraesparrudita, que han librado restos de Gasterópodos, Lamelibranquios, Equinodermos y Briozoos, Nautiloculina sp., y Lituosepta sp (?).

- en otro afloramiento situado a la altura del Km. 33, 5 de la misma carretera, sobremontando en la trinchera norte un pequeño montículo, se observan calizas pisolíticas y oolíticas, que han dado restos de Braquiópodos, Gasterópodos, Protopenoplis sp., y Gaudryina sp.

- otro afloramiento próximo a los anteriores, al Norte del Cortijo del Cerrón y al Sur de la carretera, bajo la cota 726, con calizas más o menos oolíticas que han dado frecuentes Miliólidos, Lamelibránquios, Gasterópodos, Polygonella sp., Labyrinthia mirabilis (Weynschenk), Proropeneroplis striata (Weynschenk), - Protopenoplis cribans (Weynschenk) y Trocholina sp.

- varios afloramientos del mismo tipo se sitúan próximos a los anteriores, en la alineación montañosa del jurásico comprendida entre Elche de la Sierra y el Cerrón de la Gamella.

E4) NIVELES CALIZOS DESDE LAS PROXIMIDADES DEL MURO Y HACIA EL TECHO DE LA SERIE DEL DOGGER.

Resulta un caso excepcional en toda la región el que aquí se refiere.

Se trata de un paso lateral a calizas a partir de los niveles próximos al muro de las dolomías del Dogger, que se observa al Este de la Cota 866 del extremo oriental del Cerrón de la -- Gamella, 1 Km. al NO de la cabecera de la Rambla de las Tinajas. Ascendiendo en la serie, remontando el Cerrón de la Gamella desde este punto hacia el NO hasta alcanzar la cota 1.001, se sigue -- el paso lateral durante un espesor mínimo de serie por lo menos -- 100 metros, quedando después oculto por coluviones.

Los niveles más inferiores a las calizas son dolomías en facies "granuda", del mismo muro del Dogger, que quedan muy recubiertos por coluvial debajo de las calizas. Pero siguiendo las calizas hacia el Oeste se observa, en un pequeño barranquito, el paso a dolomías, e inmediatamente al Sur y debajo de éstas afloran las facies de Lías. En el barranquito donde se observa el paso -- lateral no existe criterio alguno que permita deducir una falla.

A pocos metros del muro, las calizas han librado Protopenoplis striata (Weynschenk), Ostrácodos y Lamelibranquios. En niveles ya más altos han dado, además, restos de Equinoder -

V. V-4. - PLIOCENO - CUATERNARIO

V. V-4-1. - PLIOCENO CUATERNARIO ANTIGUO

Se atribuyen al Plioceno-Cuaternario antiguo, los materiales que componen una formación de conglomerados poligénicos de color rojo ladrillo, y eventualmente limos, areniscas y arcillas sabulosas del mismo color, situados en discordancia sobre las facies lacustres del Neógeno marino, así como sobre los materiales más antiguos descritos con antelación.

Asimismo atribuímos a esta edad los retazos de travertinos, - que resaltan en el relieve de la mitad meridional de Elche de la Sierra, y que por su morfología pudieran confundirse en la observación panorámica con las calizas del Neógeno marino. Estos travertinos están bien representados en las inmediaciones de Letur, Férez y Socovos. Parecen corresponder a antiguas fuentes, en su mayor parte. En la actualidad, únicamente en Letur, una de estas manchas de travertinos está aún relacionada con la existencia de un importante manantial. Lo más frecuente es encontrarlos aislados por la erosión, coronando ciertas cumbres.

Tanto sobre la formación terrígena de los conglomerados poligénicos mencionados, como sobre los travertinos superiores a la misma, se ha marcado un proceso de erosión, profundo, que continúa en la actualidad.

No obstante la atribución cronológica al Plioceno-Cuaternario antiguo, del conjunto litológico referido, es necesario indicar la ausencia de argumentos paleontológicos que avalen su edad.

V. V-4-2. - CUATERNARIO RECIENTE

Los terrenos más modernos que completan el cuadro litoestratigráfico son los coluviones y aluviales, que continúan depositándose en la actualidad sobre las laderas montañosas y en las depresiones in tramontañosas, así como en las terrazas de los cursos fluviales.

El mayor recubrimiento coluvial se presenta en la Hoja de Issó, en relación con la estructura del subsuelo, que constituye numerosos relieves elevados junto a depresiones amplias hundidas.

mos, Lentícula sp., Trocholina sp., Epistomina sp., Esponjas, Protoconchas, Miliólidos, Gaudryna sp., Lithoporella sp., y algunos Gasterópodos.

V. III. 2. 1. F RASGOS GENERALES DE LAS ---
SERIES DEL COMPLEJO DOLOMI---
TICO BASAL DEL JURASICO.

Los criterios de separación entre el Lías y el Dogger son imprecisos, estableciendo el límite en el cambio litológico que experimenta la serie.

El conjunto Lías-Dogger cuenta con un espesor mínimo del orden de 500 metros allí donde no se haya erosionado. El espesor total debe considerarse mayor puesto que no llegaría a aflorar del muro.

Las series presentan una gran monotonía tanto vertical como lateral, que se pierde sólo a nivel de la parte superior del Lías, y a veces también en el Dogger.

El Dogger presenta no obstante ciertas diferencias de facies, que son las siguientes:

F1) "FACIES DOLOMIAS GRANUDAS".

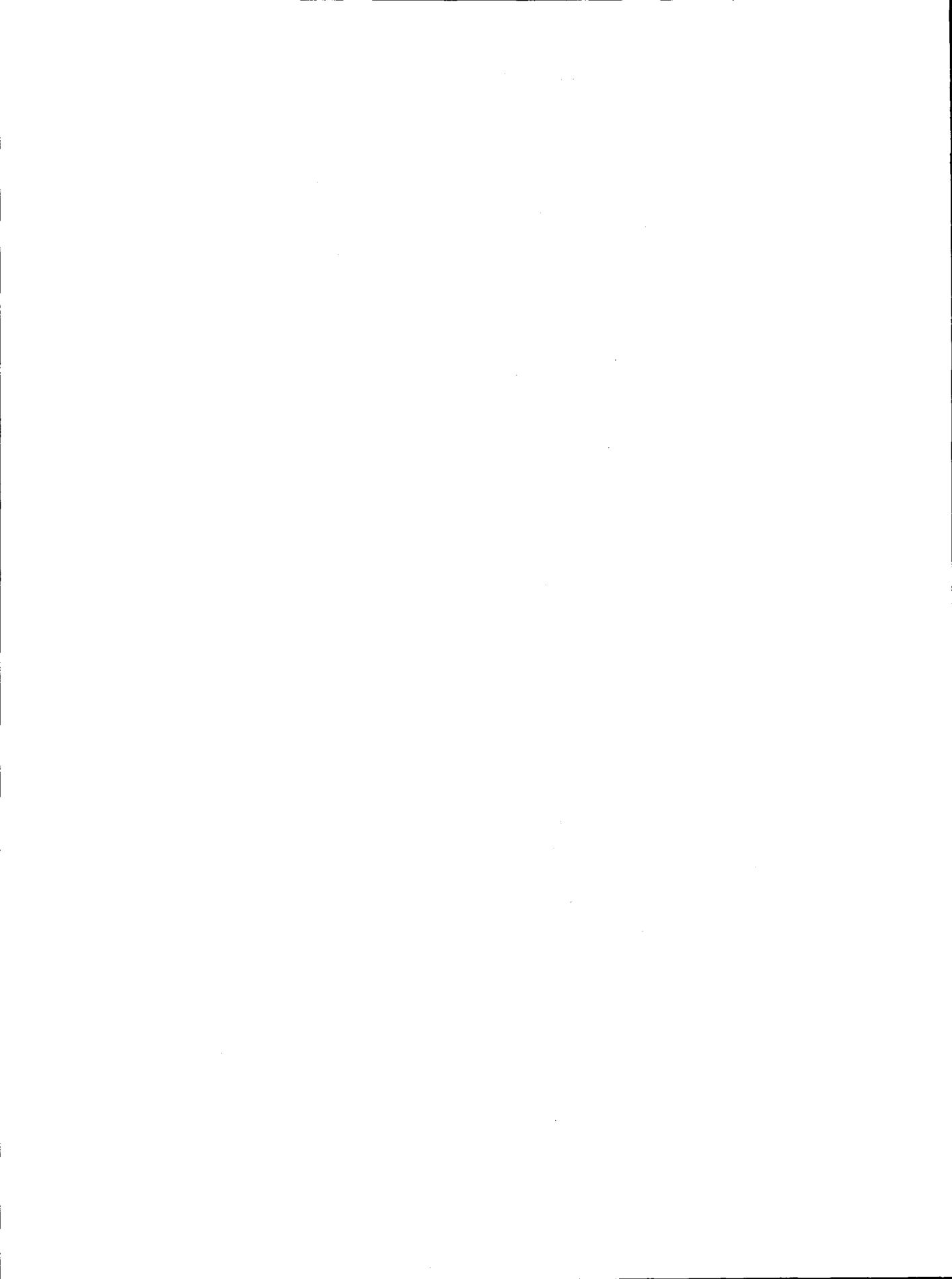
La más frecuente y extendida a escala regional. De aspecto masivo, granudas o recristalizadas generalmente en grano muy grueso a medio, de formas romboédricas que se pueden observar a simple vista, o con ayuda de la lupa. Sobre el terreno suelen presentar un aspecto de brechas, aunque no estén afectadas por fractura alguna. Es un tipo especial de "falsas brechas" que atribuiré a los procesos de recristalización habidos en la masa calcárea durante la dolomitización de origen secundario.

F2) "FACIES DOLOMIAS CON ARENA Y GRAVA".

No es sino una variante de la anterior de la que difiere únicamente por el contenido en terrígenos. Se localiza únicamente al Sur, en el Sector del Embalse del Cenajo.

F3) "FACIES CALIZAS".

Casi siempre delimitadas al techo de la serie. Sus afloramientos suelen ser de poca extensión y pasan lateralmente, de forma rápida, a la "facies de dolomías granudas". Sólo en una ocasión se han encontrado estas calizas muy próximas al muro de Dogger. Es esta la única facies del Dogger que presenta restos de fauna reconocibles e interesantes. La presencia de Protopenneroplis striata (Weynschenk), que debutaría en el Bathonien



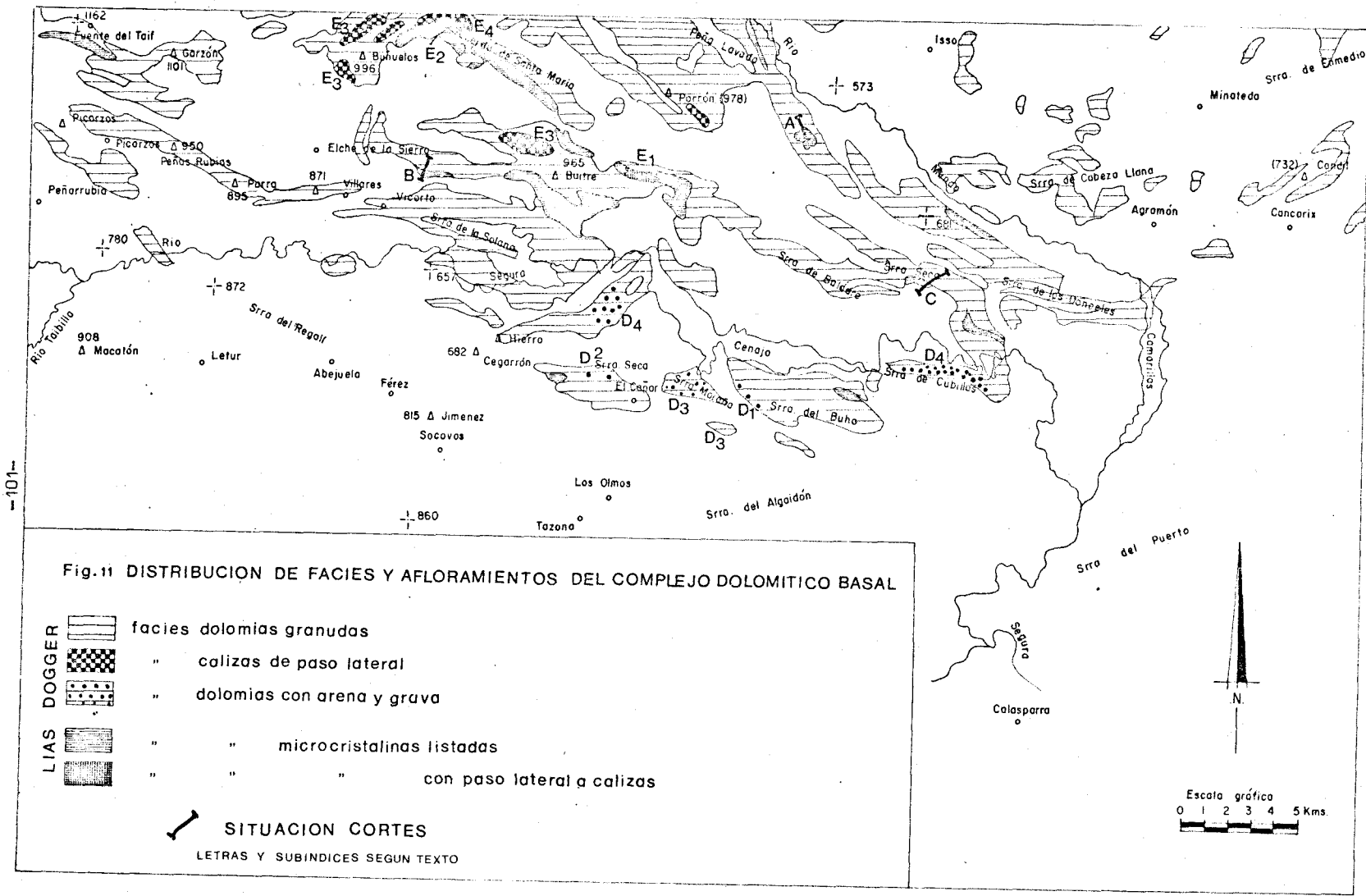







Fig. 11 DISTRIBUCION DE FACIES Y AFLORAMIENTOS DEL COMPLEJO DOLOMITICO BASAL

- | | | |
|--------|---|----------------------------------|
| DOGGER |  | facies dolomias granudas |
| |  | " calizas de paso lateral |
| |  | " dolomias con arena y grava |
| LIAS |  | " " microcristalinas listadas |
| |  | " " " con paso lateral a calizas |

 **SITUACION CORTES**
 LETRAS Y SUBINDICES SEGUN TEXTO

Escala gráfica
 0 1 2 3 4 5 Kms.

VI

ROCAS IGNEAS

se y que en estas regiones nunca se ha encontrado representado en las series del Malm, apoya la hipótesis de que la mayor parte del conjunto litológico que se atribuye al Dogger pertenece -- nezca al Bathoniense.

Dado el grado de recristalización general, es difícil decir si se trata de dolomías primarias o secundarias.

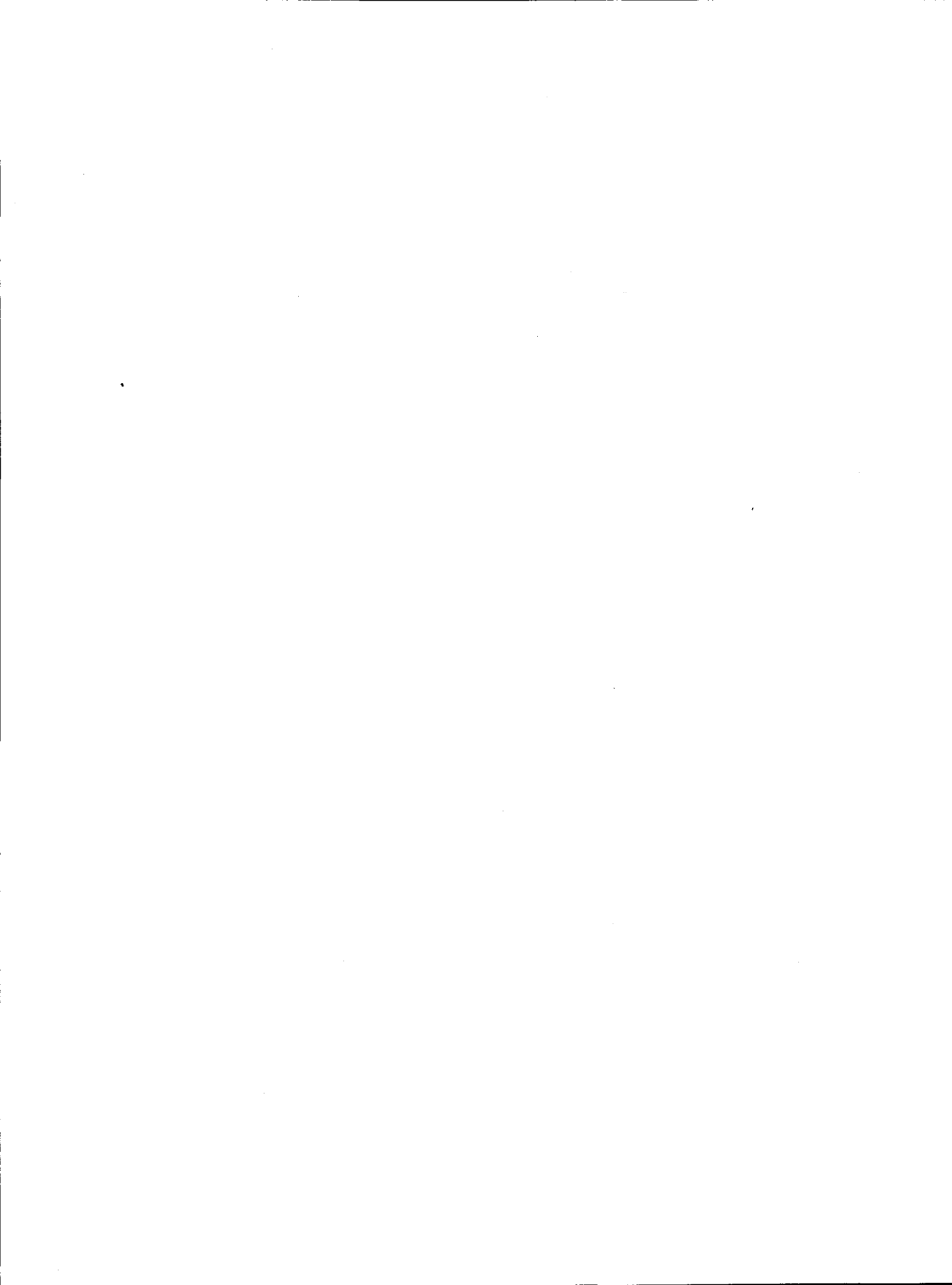
Por los datos geológico-regionales del conjunto -- Jurásico de las Cordilleras Eéticas (González-Donoso, Linares, López Garrido y Vera 1970, (1), se estima que en gran parte -- son primarias, mientras que en la parte superior son secundarias, como muestra el límite extremadamente irregular del contacto calizas dolomías

Por las mismas razones, en las series que se acaban de describir, serán secundarias no sólo las dolomías granudas -- que se han atribuido al Dogger, sino también algunos de los niveles superiores del Lías, que como se ha visto pasan a calizas en condiciones semejantes a las del Dogger.

Las conclusiones sobre el ambiente de depósito y relaciones mútuas entre las facies descritas, serán discutidas en el capítulo correspondiente a Paleogeografía y Geología Histórica.

En la fig. 12, la columna estratigráfica sintética expresa los distintos cambios laterales de facies del complejo dolomítico basal del Jurásico.

(1). - Trabajo presentado al I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. VITORIA, 1970.



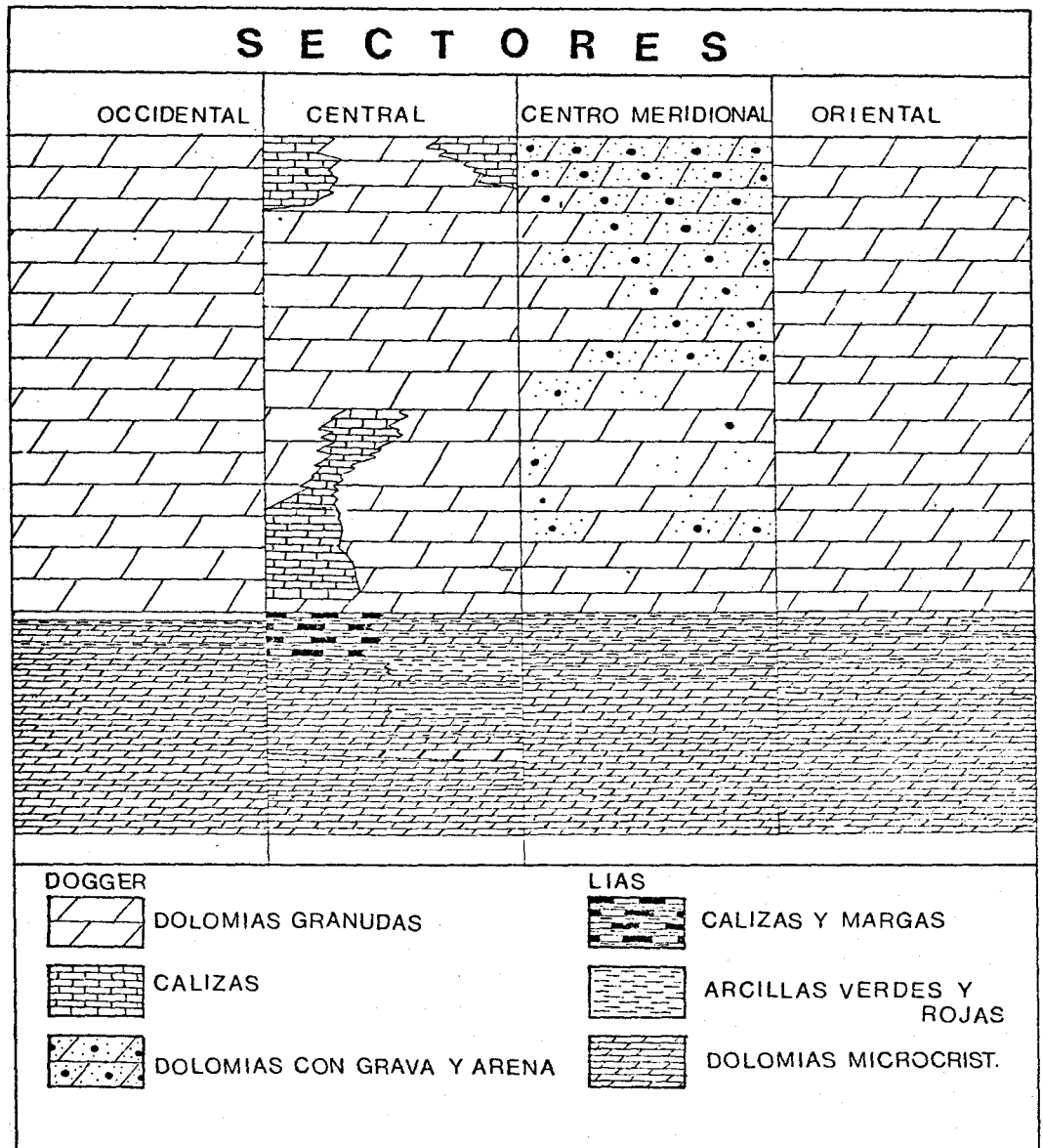


Fig. 12.- El complejo dolomítico del Jurásico basal en los distintos sectores del Dominio Prebético Externo

VI. ROCAS IGNEAS

Solamente existen tres afloramientos de rocas volcánicas sobre la superficie cartografiada.

No obstante, considero necesario referirme además a -- otros afloramientos de análoga naturaleza existentes en el PREBÉTICO de la vecina Hoja de Calasparra, ya que unos y otros se localizan en las alineaciones que marcan los profundos accidentes que afectan al ámbito de la región estudiada.(Fig. 76).

No sólo estos afloramientos, sino también aquellos otros semejantes que se extienden por las Hojas de Mula, Fortuna, Jumilla etc. . . , merecen la atención de una investigación especializada, al margen de las breves referencias que se harán aquí para completar la visión de GEOLOGIA REGIONAL que persigue el presente trabajo.

En este capítulo no se incluirá estudio alguno sobre ofitas, puesto que éstas no aparecen representadas en el Keuper del área cartografiada, sino únicamente más al Sur en el Subbético s. s. y sin guardar relación directa con los temas aquí analizados.

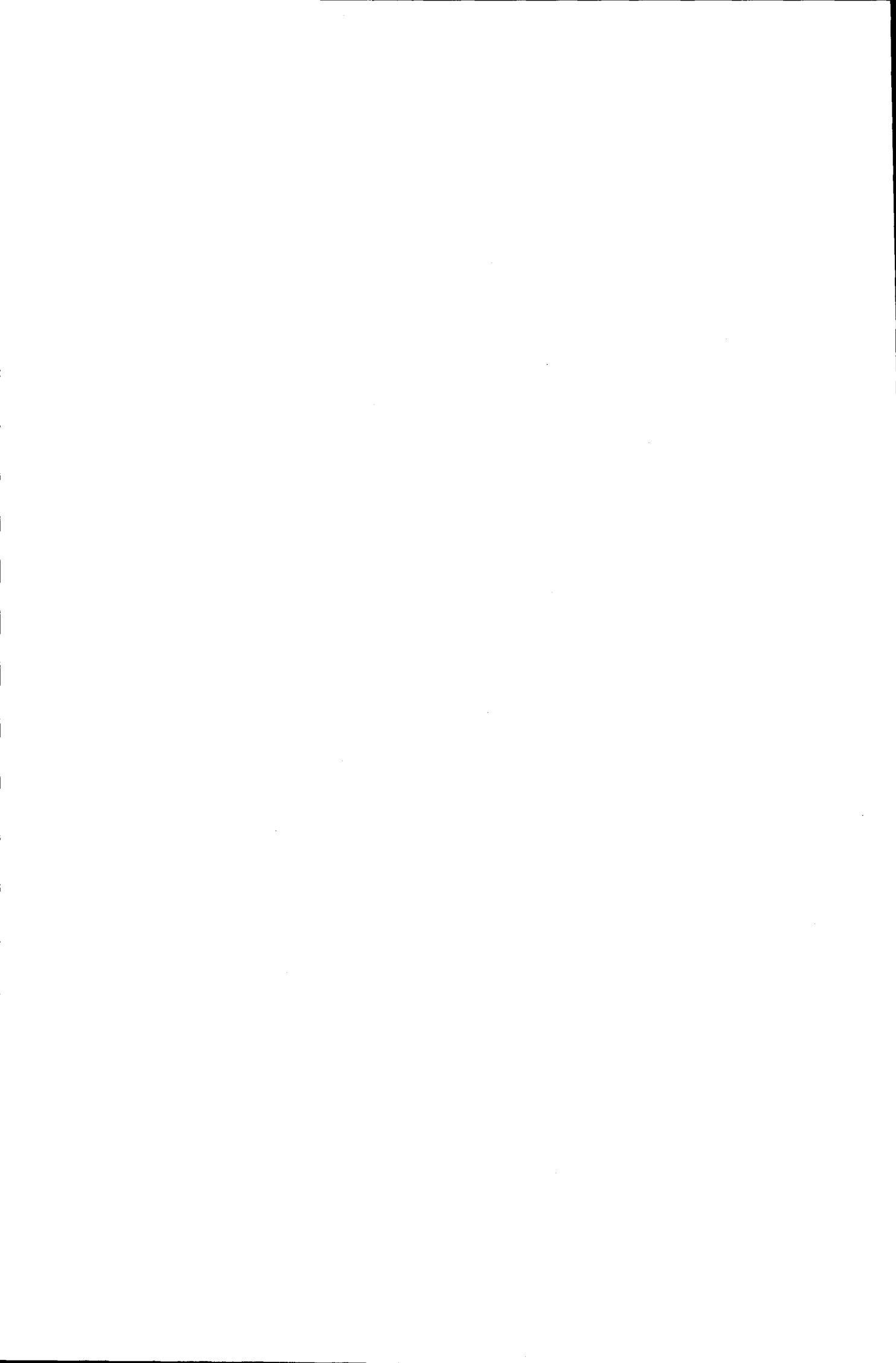
VI. I. - GENERALIDADES SOBRE LAS ROCAS VOLCÁNICAS REPRESENTADAS EN LA REGION

Las rocas igneas representadas en la región corresponden a erupciones basálticas lineales directamente relacionadas con las grandes fracturas de la tectónica regional.

La estructura de las masas volcánicas varía según los afloramientos entre columnar y escoriácea vesicular.

Las masas columnares se disponen en prismas verticales y hexagonales, estructura propias de un enfriamiento rápido y completo de la masa ignea. Por su parte, las coladas escoriáceas informes y vesiculares reflejan también, en este último carácter, el escape rápido de los gases. De este modo, no es de extrañar la escasa mineralización y metamorfismo, cuando no son nulos, sobre las rocas encajantes de la cobertera que se observan en superficie.

Todas las rocas volcánicas de la región son efusivas, -- con la excepción de diminutos "sills" o filoncillos capas entre las rocas encajantes de una de las chimeneas volcánicas; precisamente en los únicos puntos donde se constata un moderado metamorfismo,



puntos por otra parte próximos ya a la superficie subaérea durante la etapa volcánica.

La composición de estas rocas efusivas es siempre alcalina, más básica o más ácida. Se trata de gabros alcalinos pertenecientes a las familias de las shonkinitas y malignitas, en las que OSANN --- (1905) distinguió dos tipos:

- el JUMILLITICO, básico (o jumillitas); y
- el FORTUNITO, ácido (o fortunitas),

nombres que se deben a las localidades de Jumilla y Fortuna de la - Provincia de Murcia, donde fueron definidos.

Posteriormente, NIGGLI creó el término murcilamproítico de la serie potásica, común para ambos tipos de rocas, y P. PONDAL destacó el carácter de tipos magmáticos de acidez creciente desde el jumillítico al fortunítico.

Aparte de estos datos, E. JEREMIE y P. FALLOT (1929) dedicaron una nota a una variedad de jumillita en las inmediaciones de Calasparra; y M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1935), describía una - erupción de jumillitas en la Sierra de las Cabras (Prov. de Albacete). El mismo autor (1954) describía los afloramientos de fortunitas en la - Puebla de Mula (Prov. de Murcia).

Con cierta frecuencia se ha hablado de la relación de estas rocas volcánicas con el Keuper. Creo que conviene puntualizar que esta relación no sería de tipo genético (al contrario de lo que sucedería en el caso de las ofitas), sino más bien puramente circunstancial y debida a causas tectónicas. Así, sucede realmente que los accidentes - de zócalo responsable del volcanismo jumillítico-fortunítico han favorecido en ciertos casos la activación diapírica del Keuper a lo largo de las mismas alineaciones estructurales. De ahí la coincidencia de afloramientos frecuentemente comunes.

No obstante, ninguno de los afloramientos de jumillitas o fortunitas que se describen en este capítulo se encuentra directamente ligado al Keuper. Lo contrario sucedería, en las vecindades de Jumilla (comunicación personal de J. BAENA).

VI. II. - RELACIONES DEL VOLCANISMO REGIONAL CON LOS ACCIDENTES DE ZOCALO ANTIGUOS Y MODERNOS.

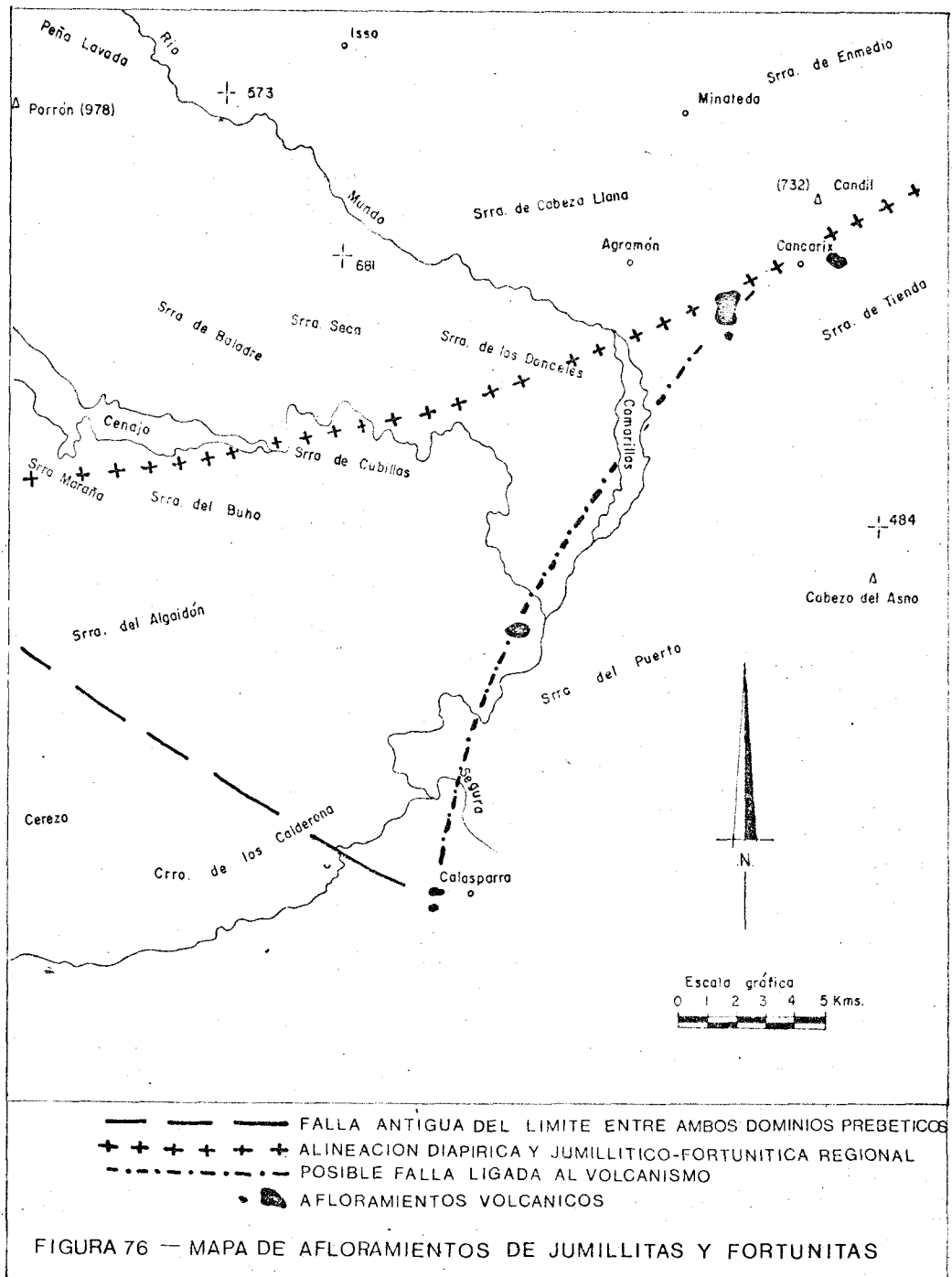
Debe recordarse aquí la señalización anterior de un importante y antiguo accidente, clave de la delimitación entre los dos DOMINIOS PREBETICOS:

- una falla importante de zócalo entre Peñarrubia y Socovos,

JURASICO Y CRETACICO

Prebetico externo

sector occidental





invocada por razones meramente estratigráficas, debido al cambio brusquísimo de espesores y facies al N y al S de una línea NO-SE entre ambos puntos (L. Jerez, 1970). Se añadía que hacia el E y el NE de Socovos, esto es, hacia las regiones de Calasparra, Jumilla y Yecla, la falla de zócalo podría ir amortiguándose en el interior de una "zona de flexura" hipotética, del mismo zócalo. Tal hipótesis se fundaba sobre la realidad de que hacia las regiones orientales los cambios litoestratigráficos y de espesores en las series mesozoicas se producían más gradualmente, aunque también con cierta rapidez hacia el S y SE.

No obstante el relevo hacia el Este y Noreste de la falla primera por una zona de flexión, no se excluía la posibilidad de que tal flexura de zócalo se encontrara también entonces más o menos fracturada, pero sin que hubiese razones para poder fundamentar tal sospecha.

Lo cierto es que en tiempos más frecuentes a los de la constitución de aquellos primeros accidentes, todas las erupciones balsálticas vienen a localizarse en alineaciones enmarcadas en la antigua "zona de flexura". Las nuevas fallas vendrían condicionadas en parte, quizás, por las tensiones a que se habría visto sometida la zona de flexura a lo largo de la HISTORIA GEOLOGICA; dando lugar a las erupciones volcánicas, posiblemente durante el Mioceno superior y hasta el Plioceno, según se verá más adelante.

Por una parte la antigua falla NO-SE de Peñarrubia Socovos manifiesta, durante el volcanismo, su prolongación hacia el SE hasta Calasparra. Y quizás también más al SE, pues podría no ser un hecho casual, sino reflejo de la misma fractura, la localización del grupo de afloramientos y de las fortunitas de Fortuna en la misma dirección SE después de cruzar oblicuamente el frente de corrimiento de las UNIDADES ALOCTONAS. En todo caso, se prolongue o no la falla hasta extremos tan surorientales como los últimos expresados, la actividad volcánica de Calasparra habría aprovechado una línea de fractura previamente constituida, ampliando quizás su campo de acción durante la etapa volcánica.

Por otra parte, entre Almiraz-Quijonate y Jumilla, se constata una alineación diapírica del Keuper acompañada intermitentemente de focos de emisiones volcánicas. Ambos efectos, volcanismo y diapirismo, se subordinan sin duda a un nuevo accidente profundo de zócalo, convergente hacia el Oeste con la falla más antigua; y localizado, precisamente, sobre el borde septentrional de la antigua flexura. En efecto, la alineación diapírica-volcánica se establece siguiendo la línea a partir de la cual y hacia el SE comienzan a hacerse visibles los cambios rápidos y graduales de las mismas series prebélicas externas: series jurásicas más completas y series cretácicas más potentes.

V. III. 2. 2. LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

La situación de este sector con respecto al área estudiada se indica en la fig. 7,

Las series mesozoicas del Sector occidental se presentan por lo general bastante completas, salvo en las partes más occidentales y centrales del mismo, donde los procesos de erosión parecen haber funcionado durante ciertos episodios.

V. III. 2. 2. A LA SERIE EN LA SIERRA DE PEÑAS RUBIAS. (con serie tipo para el Oxfordiense superior).

La Sierra de Peñas Rubias (que culmina en el vértice -- Peñas Rubias, 950 m.) es una alineación montañosa estrecha pero muy alargada en dirección ONO-ESE. Constituye una estructura anticlinal en cuyo núcleo afloran ampliamente las dolomías del Dogger, y en cuyo flanco meridional se encuentra un lugar favorable para definir el resto del Jurásico representado en el sector occidental.

A la altura del Km. 44, 2 de la Carretera de Hellín a Yesate se desvía un camino que conduce a la Casa de Cabeza del Alcalde. Avanzando unos 500 metros por el camino, se encuentra un barranquito que lo cruza sobre un pequeño puente, de Norte a Sur. En la cabecera de dicho barranco, se inicia el presente corte, cuya localización se expresa en el esquema geológico de la fig. 13 A.

Sobre las dolomías del Dogger en su facies "dolomías granudas", previamente definidas, vienen los siguientes términos (Fig. 14):

Además, entre ambas fallas de zócalo (la primera más meridional y la segunda más septentrional), se localiza un afloramiento aislado de rocas volcánicas análogas (Cerro Salmerón, al N de -- Calasparra). En este caso, el Mioceno superior lacustre impide -- resolver si se trata de la manifestación de una nueva línea de --- fractura, subparalela entre las dos anteriores, o por el contrario de un afloramiento de la colada volcánica relacionada con la más -- septentrional de las líneas de emisión. No obstante parece más -- probable la primera hipótesis, pues la lava de este afloramiento -- incluye unos banquitos subverticales que parecen corresponder al Kimmeridgiense, en cuyo caso se trataría de la roca encajante de un nuevo foco de emisión.

VI. III. - DESCRIPCION DE LAS ROCAS VOLCANICAS Y DE SUS AFLORAMIENTOS.

Se describen a continuación las jumillitas y fortunitas de la región, según su relación con las distintas fallas, en el siguiente orden:

- jumillitas y fortunitas relacionadas con la falla NO-SE entre Peñarrubia y Calasparra. Emisiones en Calasparra;
- afloramiento aislado de fortunita próximo a la confluencia entre los Rios Mundo y Segura.
- afloramientos de rocas volcánicas relacionados con la falla de Almiraz-Jumilla. Emisiones próximas a Cancárix.

VI. III- A. - JUMILLITAS Y FORTUNITAS RELACIONADAS CON LA FALLA DE PEÑARRUBIA-CALASPARRA

Se trata de los afloramientos (A_1 y A_2) situados inmediatamente al Oeste de Calasparra y muy próximos entre sí.

AFLORAMIENTO A_1

Localización : 100 metros al N del Km 2 de la Carretera de Calasparra a Socovos, junto a la desviación que conduce a la Ermita de Nuestra Señora de la Esperanza.

A1) OXFORD. SUP.

Una superficie de oxidación o "hard-ground" de poco más de un centímetro de espesor, que ha librado un ejemplar de Ammonites - muy dolomitizado pero por conservar su forma y costulación permite reconocer *Gregoryceras* sp. (1)

Inmediatamente, sobre esta superficie de oxidación, vienen unas "calizas nodulosas" con abundante fauna del Oxfordiense superior (zona de transversarium).

Así pues, parece deducirse claramente una interrupción de la sedimentación durante el Oxfordiense inferior.

Al mismo tiempo, los hechos mencionados parecen corroborar la atribución al Dogger de la parte superior del complejo dolomítico - del jurásico basal.

Sobre el "hard-ground" anterior vienen los siguientes tramos de serie, cuyas características litológicas se expresan sintéticamente en la fig. 14.

A2) OXFORDIENSE SUPERIOR. - Extrema base del conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

Tramo 1. - 6 a 6,5 metros de calizas nodulosas, microcristalinas, con textura de biomicritas y pelmicritas, de color gris claro. Contienen - una abundantísima macrofauna, de *Ammonites*, *Braquiópodos*, *Belemnites*, *Espongiarios*, *Lamelibranchios*, restos de *Equinodermos* (radiolas), etc. Este yacimiento, intensamente explotado, nos ha proporcionado - los géneros y especies que se citan a continuación:

- 1) - *Gregoryceras* sp. en el hard ground, dolomitizado (Oxford. sup.)
- 2) - *Divisosphinctes* cf. *bifurcatus* (Qu.), en el primer nivel - "calizo noduloso" (Oxford. sup.) zona de transversarium.
- 3) - *Dichotomosphinctes* sp. (núcleos), sobre el anterior y en primer metro de base de las calizas nodulosas.
- 4) - *Euaspidoceras* sp., *Ochetoceras hispidum* (Opp.) *Divisosphinctes bifurcatus* (Qu.), asociados a 2,5 metros del muro de calizas nodulosas (zona de transversarium).
- 5) - *Ochetoceras canaliculatus* (Buch), *Divisosphinctes elizabethae* (del Riaz), asociados en el mismo nivel situado a unos 3 metros del muro de las "calizas nodulosas" (zona de transversarium).
- 6) - *Soberbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), *Divisosphinctes bifurcatus* (Qu.), asociados en un mismo nivel a 3,5 metros del muro de calizas nodulosas, dataría la parte superior de la zona de transversarium del Oxfordiense sup.

(1) Clasificado por A. Linares. Este Ammonites había sido atribuido - al Calloviense (L. Jerez, 1971), por haberse clasificado erróneamente como *Rollierites* sp.

Se trata de una cantera en explotación, cuyas dimensiones son: 200 m. N-S, 300 m. E-O, y 15 m. aprox. de altura.

Relación con otros materiales: las capas tortonienses próximas al contacto se encuentran subhorizontales o buzando todo lo más de 15 a 20 grados contra la pendiente de la roca volcánica. Aunque el terreno eluvial dificulta la observación neta del contacto, parece existir una relación de discordancia.

Caracteres macroscópicos de la roca: color verde oscuro a gris verdoso. Disposición de la masa en estructura de columnas verticales hexagonales.

Caracteres microscópicos:

- Textura porfídica con matriz holocristalina panidiomórfica microgranular, de tipo lamprofídico.
- Composición mineral:
 - frecuentes cristales de olivino con ligera alteración a serpentina en las microfracturas interiores ;
 - abundante flogopita en finas láminas con pleocroismo débil amarillo-naranja pálido y frecuentemente con bordes de color naranja más intenso.
 - matriz constituida por sanidina en pequeños prismas y en cristales anhedrales que incluyen laminillas de flogopita, microlitos de piroxeno, diminutos cristales de olivino, mena de hierro y apatito.
- Clasificación : Fortunita.

AFLORAMIENTO A₂

Localización: 100 m. al S del Km. 1 de la misma carretera de Calasparra a Socovos, al pié de la ladera montañosa de la vertiente Norte de la Sierra de San Miguel.

Relación con otros materiales: el afloramiento se reduce a unos metros cuadrados. Las lavas se encuentran alteradas, muy milonitizadas en parte, y lo que es muy importante englobadas mecánicamente en las margas albenses de una de las Unidades intermedias corridas

- 7) - Orthosphintes polygyratus (Qu.) y Ochetoceras semifalcatum (Opp.), asociados en el nivel situado a 4 metros del muro de las calizas nodulosas. El primero indica también la parte superior de la zona de transversarium.
- 8) - Divisosphinctes sp., en el mismo techo de las calizas nodulosas (Oxford. sup.)

Otros fósiles "rodados" del mismo yacimiento recogidos a la altura del punto 7 y provenientes del intervalo 2-7, han sido:

Perisphinctes cf. andelotensis Enay, Euaspidoceras sublongispinus (Dorn), Divisosphinctes bifurcatus (Qu.), todos ellos de la zona de transversarium, junto con Discosphinctes sp. también del Oxfordiense superior.

En conclusión, parece que sólo se encuentra representada, y muy bien por cierto, la zona de transversarium del Oxfordiense superior en las calizas nodulosas del yacimiento de la Sierra del vértice Peñas Rubias.

Al microscopio se observan abundantes restos de Espojas, - Equinodermos, frecuentes Ostrácodos y Lagénidos (Lenticulina sp., - Astaculus sp. y Saracenaria sp.), algunos Ammodiscus sp., Gasterópodos, Ophthalmidium sp., Nubecularia sp., Epistomina sp., Conicospirillina sp., Sérpula sp. y Protoglobigerina sp.

Los porcentajes de cuarzo, en tamaño limo, no sobrepasan el 1%.

A3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. - Conjunto calizo margoso inferior de la serie Malm.

Tramo 2. - 6 a 7 metros. Margas que hacia el techo pasan a margocalizas y calizas. De muro a techo:

a) 4 a 5 metros. Margas con limo de cuarzo y mica en pajuelas finas dispersas. Color verdoso con tendencia a meteorizar a ocre amarillento.

b) 1 a 1,5 metros. Margocalizas verdoso amarillentas y calizas microcristalinas más o menos arcillosas.

Tramo 3. - 9 a 10 metros. Alternancia de calizas microcristalinas, - biointramicritas con esparita, e intramicritas con esparita, de colores beige-grisáceo y gris, intercalando banquitos más delgados y en conjunto menos abundantes, de margas. Los bancos calizos son asimismo muy delgados, con espesores del orden de 0,1 a 0,2 metros.

Contienen glauconita y limo de cuarzo entre el 1% y el -

hacia el Norte.

Unos 100 metros al Oeste, las mismas margas están englobadas con el Keuper del Subbético s. s, cuyas dolomías liásicas de base constituyen los contrafuertes del relieve de la Sierra de San Miguel. Todo este conjunto cabalga sobre las arenas albenses y las dolomías cenomanenses del Prebético interno septentrional, que se prolongan más ampliamente hacia el Este de la Sierra del Molino.

Aunque englobada en los materiales alóctonos, la roca volcánica no sería en sí misma alóctona, sino arrancada probablemente desde una posición original próxima al Sur del mismo autóctono prebético y arrastrada hacia el Norte. Lo más probable es que esta roca volcánica, por su naturaleza y proximidad al accidente NO-SE señalado, esté relacionada con la misma emisión o colada volcánica del afloramiento A₁.

Caracteres macroscópicos de la roca: color gris a gris-verdoso. - Estructura amorfa y vesicular. Alterada por meteorización y tectonización.

Caracteres microscópicos:

- Textura: porfídica, de matriz panidiomórfica fluidal de grano fino, característica de los lamprófidos. Presenta además una marcada orientación paralela de los fenocristales.

- Composición mineral:

-- fenocristales de flogopita, en láminas finas alargadas, con pleocroísmo generalmente débil de amarillo a naranja pálido, excepto en un gran cristal "zonado" con pleocroísmo fuerte en el centro (de tono marrón) y débil hacia los bordes (de amarillo a incoloro);

-- concentraciones de óxidos de hierro;

-- matriz formada por prismas finos de sanidina, pequeñas agujas de flogopita, anfibol sódico (cataforita), muy abundante apatito acicular, cuarzo anhedral, esfena y óxidos de hierro.

- Clasificación: Jumillita vesicular.

2%.

Han librado frecuentes espículas, Ostrácodos, pequeños Ataxophragmidos y fragmentos de Equinodermos.

Tramo 4.- 6 metros aproximadamente. Constituidos fundamentalmente por margas, con algunas pasadas de calizas microcristalinas:

a) 1 metro. Margas verdes, con meteorización tendente a ocre amarillento.

b) 2,5 metros. Alternancia de calizas microcristalinas, biomicritas con intraclastos y esparita, de color gris a beige-grisáceo, y margas meteorizadas a ocre amarillento.

c) 2 a 2,5 metros. Margas verdes de aspecto semejante a las citadas en este tramo y en los precedentes. Meteorización ocre amarillenta.

Estos niveles contienen limo de cuarzo en proporciones del 3 al 5%, abundantes fragmentos de Equinodermos, espículas, frecuentes Gasterópodos, Epistomina sp., algunos Miliólidos, Lenticulina sp. y Ostrácodos.

Tramo 5.- 8 a 9 metros. Calizas microcristalinas grises, en bancos del orden de 0,2 a 0,3 metros, intercalando hiladas o niveles delgados de margas. Textura de micritas arcillosas con algo de microesparita, e intraclastos.

Contienen limo de cuarzo, 1% aproximadamente, junto a frecuentes espículas, fragmentos de Lamelibrancios, algunos Ataxophragmidos, Miliólidos, Glomospira sp. y Epistomina sp.

Tramo 6.- 5 metros. Margas verdosas, con tendencia a meteorizar a ocre amarillento.

Contienen Ostrácodos y restos de Foraminíferos.

Tramo 7.- 15 a 16 metros. Alternancia de calizas y margas. Las calizas, siempre microcristalinas, son a veces arcillosas, con color gris en fresco y meteorización superficial a ocre amarillento. Las margas a veces más calcáreas o margocalizas, y otras veces simplemente margas, se presentan muy meteorizadas a ocre amarillento. Las calizas se presentan en bancos delgados, del orden de 0,1 a 0,3 metros, mientras las margas constituyen bancos de espesor más irregular, variable entre unos pocos centímetros y hasta 0,5 metros.

Textura de micritas y micritas arcillosas, con pellets y limo de cuarzo en porcentajes del 1 al 5 %.

Contienen frecuentes Ostrácodos, algunos Lagénidos

VI. III-B. - AFLORAMIENTO AISLADO DE FORTUNITA PROXIMO A LA CONFLUENCIA DE LOS RIOS MUNDO Y SEGU-
RA.

Localización: este afloramiento equidista aproximadamente de las grandes líneas de fractura de Peñarrubia-Calasparra (NO-SE) y de Almírez-Jumilla (O-E desde Almírez a Cancárix, y SO-NE de Cancárix hacia Jumilla).

Constituye el relieve de Cerro Salmerón, 1 km al O del poblado de Las Minas de Hellín, próximo a la confluencia de los Ríos Mundo y Segura.

El afloramiento cuenta con poco más de 500 m² y es de forma irregular, subredondeada. Dimensiones de 650 a 700 m. E-O, y de 500 m² a 600 m N-S.

Relación con otros materiales: las capas del Mioceno superior lacustre se apoyan discordantes sobre el relieve volcánico y sin alteración metamórfica alguna.

La roca volcánica incluye, en la vertiente norte del afloramiento, unos nivelitos delgados subverticales de caliza margosa de unos centímetros de espesor, sin alteración metamórfica en las láminas transparentes estudiadas. La microfacies de las mismas, aunque estéril, pues sólo ha dado algunos Ammodiscidos, Glomospira sp. y pequeños restos irreconocibles, recuerda más la propia del Kimmeridgiense que la del mismo Mioceno lacustre. Litológicamente, el aspecto macroscópico sería muy semejante.

El recubrimiento, por los materiales de la extensa cuenca lacustre del Mioceno superior, impediría constatar si esta zona volcánica pertenece a una nueva alineación de fractura, según se dijo anteriormente. En todo caso esta posibilidad me parece más fundada, si cabe, que la de suponer a la roca volcánica como parte de una colada cuyo foco de emisión fuese el de la alineación basáltica más septentrional (VI. III-C). La inclusión de estratos verticales de caliza aboga, más bien, por la probable existencia de un nuevo foco de emisión.

Caracteres macroscópicos: la masa presenta estructura amorfa, escoriácea, en parte piroclástica y brechoide, muy vesicular y muy alterada por meteorización. El color varía entre gris verdoso para las zonas menos meteorizadas y pardo marrón para las más meteorizadas.

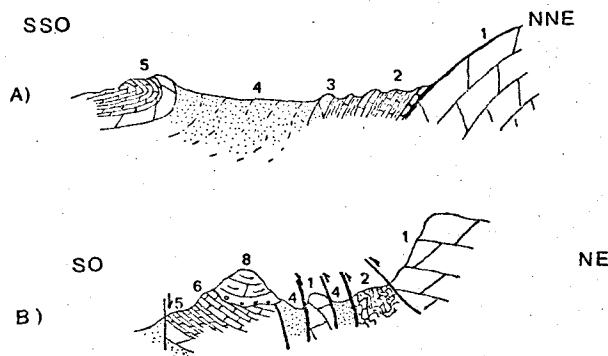
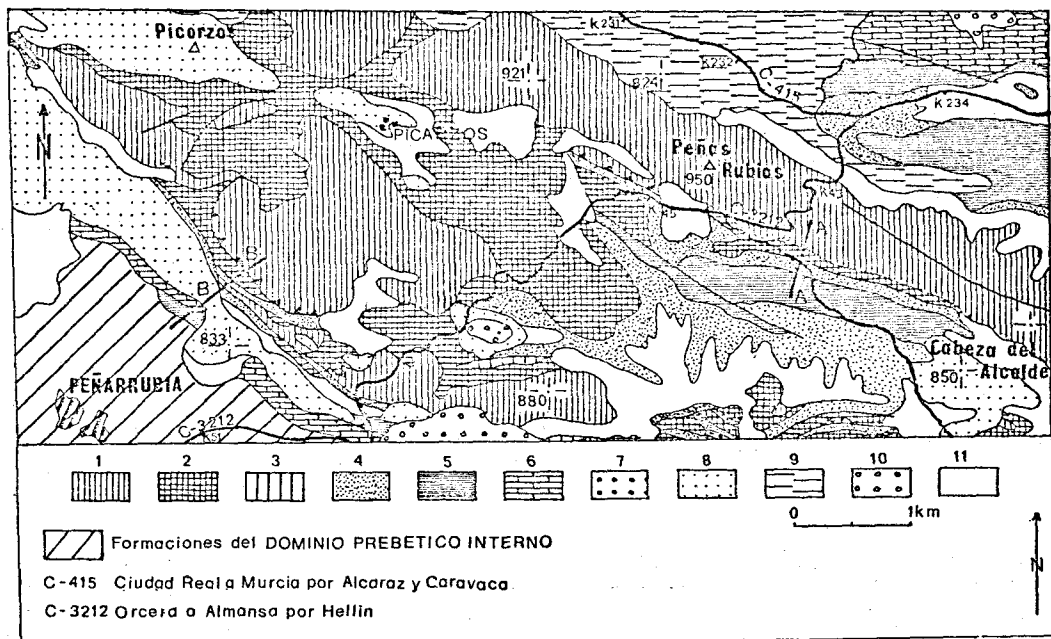


Fig. 13.- Esquema geológico de la Sierra de Peñas Rubias e inmediaciones: A, perfil en la S^e de Peñas Rubias; B, perfil en las escamas comprendidas entre Picarzos y la aldea de Peñarrubia (Prebético externo).

Explicación: 1, dolomías (Lias+Jogger); 2, calizas y margas (Oxford. sup. a Kimmeridg. medio); 3, dolomías (Kimmeridg. medio); 4, arenas y arcillas (Cret. inf.); 5, complejo dolomítico (Cenoman.-Turonense); 6, calizas (Santonense); 7, conglomerado silíceo rojo (Aquitaniense basal, 1); 8, calizas bioclásticas (Aquitaniense-Helvetiense); 9, calizas y margas lacustres (Mioceno superior); 10, conglomerado poligénico (Plioceno-Cuaternario); 11, derrubios coluviales.

Caracteres microscópicos:

- Textura: porfídica vesicular, con matriz panidiomórfica de grano fino típica de los lamprófidos.
- Composición mineral:
 - abundantes fenocristales de flogopita;
 - escasos cristales de olivino, totalmente serpentinizado;
 - algunos cristales de piroxeno diopsídico;
 - óxidos de hierro;
 - matriz constituida por finas secciones de sanidino en hábito prismático; flogopita; anfíbol sódico anhedral de pleocroismo amarillo a marrón rojizo (cataforita); secciones prismáticas de piroxeno diopsídico y otras, muy frecuentes, de apatito zonado con recrecimientos microgranulares o aureolas amarillas de la variedad esparraguita.
- Clasificación: Jumillita vesicular.

VI. III-C. - AFLORAMIENTOS DE ROCAS VOLCANICAS RELACIONADAS CON LA FALLA DE ALMIREZ-JUMILLA.

Dentro del área de la cartografía y en relación con esta línea de fractura se localizan tres afloramientos de rocas volcánicas; y otros más al Este, en las inmediaciones de Jumilla, pertenecientes a la misma alineación volcánica.

De entre estos tres afloramientos sólo se hizo el estudio petrográfico del de mayores dimensiones; describiendo no obstante las condiciones de afloramiento de todos ellos.

AFLORAMIENTO C₁

Localización: se trata de un afloramiento de forma subcilíndrica que irrumpe en el mismo núcleo anticlinal de la Sierra del vértice Cabras; vértice geodésico de 708 m. de altura, en el contrafuerte de relieve que proporciona la misma roca volcánica. Se sitúa sólo a 1,8 Km. al OSO de Cancárix.

Sus dimensiones son de 1,1 Km. en dirección NO-SE, por 750 m. en dirección NE-SO.

Relación con otros materiales: El pitón subcilíndrico de la masa volcánica se encuentra perfectamente encajado entre las dolomías granudas del Dogger, las calizas y margas del Oxfordiense superior al Kimmeridgiense medio y las dolomías del Kimmeridgiense. Mayormente, en contacto con las calizas y margas anteriores, que por su competencia mecánica más moderada han sido más seleccionadas como roca encajante.

Estudiando el contacto de la roca volcánica con las calizas y margas, en la vertiente SE se puede constatar como la roca volcánica se ha encajado también entre los planos de estratificación de las calizas y margas, constituyendo minúsculos "sills" de unos centímetros de espesor. En estos casos se observa un atenuado metamorfismo sobre la roca encajante.

Caracteres macroscópicos: las circunstancias descritas del afloramiento son las propias de una verdadera chimenea volcánica.

La roca es de color verde y ocasionalmente gris oscuro. Su estructura columnar, en prismas hexagonales, refleja un enfriamiento rápido y completo de la masa ígnea; lo que indica el contacto más o menos directo con la atmósfera de la mayor parte de la masa que constituye el afloramiento.

Caracteres microscópicos:

- Textura: porfídica con matriz holocristalina de grano fino, lamprofídica (panidiomórfica).
- Composición mineral:
 - abundantes fenocristales de olivino parcialmente serpentinizado;
 - escasos cristales de flogopita; y
 - agregados microgranulares de piroxeno;
 - matriz cuyo componente más importante es sanidino, que forma una trama en secciones de hábito prismático, y textura poiquielfítica por estar cargado de diminutas inclusiones microfíticas; éstas se componen en general de piroxeno y, en las zonas adyacentes al olivino, de flogopita. La matriz comporta, además, escaso material vítreo y parte cristalizada en agregados microlaminares (clorita-serpentina) dispuestos en retazos intergranulares entre el sanidino.
- Clasificación: Fortunita.

Epistomina sp., Miliólidos, fragmentos de Equinodermos y más o menos frecuentes espículas.

Tramo 8.- 20 metros aproximadamente. Alternancia de calizas microcristalinas y margas.

En los 10 metros inferiores, la abundancia de margas es mayor que hacia el techo. Alternan calizas microcristalinas poco arcillosas, calizas microcristalinas muy arcillosas y margas. No obstante, en su conjunto, también en la mitad inferior predominan las calizas. Los bancos calizos varían su espesor entre 0,05 y 0,4 metros, mientras que los de margas son siempre algo menos gruesos. Las calizas son de color gris tanto más claro, casi blanquecino, hacia el techo. Las margas y las calizas arcillosas meteorizan a ocre amarillento.

Textura de micritas arcillosas, algunas con pelets e intraclastos, otras con principio de recristalización en romboedros dispersos de 0,05 a 0,07 mm.

Se observan fragmentos de Equinodermos, Ostrácos, espículas, Glomospira sp., Epistomina sp., Sérpula sp., Ammodiscus sp., Nodosaria sp., Lenticulina sp., e Inoceramidos.

Tramo 9.- 10 a 12 metros. Margas y margocalizas fundamentalmente.

a) 2,5 metros. Margas verdosas. Color de meteorización ocre amarillento.

b) 0,5 metros. Calizas microcristalinas, en bancos delgados, intercalando pasadas finas de margas. Textura de pel micritas y micritas arcillosas, con principio de recristalización en granos romboédricos dispersos, de 0,07-1 mm.

c) 8 metros. Margas que hacia el techo incluyen bancos de margocalizas. Las margas también son de color verdoso, muy meteorizadas a ocre amarillento.

Han librado frecuentes espículas, algunos Ostrácos y Epistomina sp.

A4) KIMMERIDGIENSE MEDIO.- Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Tramo 10.- 8 a 10 metros. Dolomías de aspecto areniscoso. Recristalizadas en grano grueso. Color marrón oscuro y pardo oscuro. No se reconocen restos de fósiles.

AFLORAMIENTO C₂

Localizado 400 m. al SE del anterior, en relación con una falla normal de las que afectan a la estructura anticlinal anterior en su flanco SE. Se encuentra bajo unos conglomerados discordantes plioceno-cuaternarios, y como el anterior, claramente encajado entre las calizas y margas del Kimmeridgiense, rodeadas éstas por terreno coluvial cuaternario. La estructura es amorfa, brechoide y vesicular. La roca volcánica, está muy alterada. Se trata al parecer de una vía de salida ligada en profundidad a la chimenea principal (del afloramiento C₁) mediante la falla antedicha. El afloramiento de la roca volcánica, y de las mismas calizas y margas kimmeridgiense, cuenta con dimensiones muy reducidas del orden de unos metros cuadrados.

Situación 1,7 Km. al SO de Cancárix; 200 m. al N de la carretera que conduce de Cancárix a la Estación de Agramón, a la altura del Km. 2 a partir de Cancárix.

AFLORAMIENTO C₃

Semejante al anterior, de dimensiones ligeramente superiores, se sitúa muy próximo al Keuper diapírico de Quijonate: 500 m. al N del Km. 2 de la carretera de Cancárix a Jumilla a partir de la primera aldea. La lava se encuentra encajada entre las arenas "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior y las calizas y margas del Kimmeridgiense.

VI. IV. - EDAD DE LAS ERUPCIONES VOLCANICAS

En los afloramientos descritos sólo puede asegurarse que las erupciones fueron anteriores al depósito de los sedimentos más modernos del Mioceno superior lacustre o marino, de edad tortoniense según en el segundo caso, y posiblemente igual en el primero.

No obstante, hacia Jumilla, J. BAENA (comunicación personal) habría encontrado las jumillitas en contacto con materiales que se atribuyen al Plioceno, y estos últimos se encontrarían metamorfizados.

En el caso del afloramiento C₁ la erupción es claramente posterior al plegamiento que constituyó la estructura y posterior también, si no de igual edad, a la formación de la red de fallas normales que afectan allí al Jurásico y más al SO al Cretácico superior, quedando selladas por el Mioceno superior lacustre.

A5) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Directamente sobre las dolomías del tramo 10, vienen las facies wealdicas, exclusivamente terrígenas, del Cretácico inferior. Su espesor real, sobre el techo del corte Kimmeridgiense -- que acabamos de describir, resulta del orden de 125 metros. En cuanto a su naturaleza, su parte inferior se haya recubierta por -- coluviones de ladera, pero en su conjunto resulta litológicamente -- semejante al del corte descrito en el flanco norte del sinclinal de la Sierra de la Solana (corte de la fig. 17).

No obstante parece existir aquí menos cantidad de conglomera-- dos de cuarzo y cuarcita que en los tramos inferiores de la serie Weald-Utrillas de la Sª de la Solana.

A6) CRETACICO SUPERIOR.

Afloran únicamente las dolomías del complejo Cenomanense-- Turonense, de cuya descripción de detalle se prescinde aquí, por -- definiría mejor en otras series, con características litológicas seme-- jantes. Baste decir que esta serie es análoga, en espesor, potencia y litología, a la que se describirá en Elche de la Sierra.

El resto del Cretácico superior se habría erosionado en -- esta región.

V. III. 2. 2. B LA SERIE ENTRE FUENTE DEL TAIF ,
LOMA CARRASCA Y MONTE GARZON

Se estudia aquí la serie de la extremidad NO. de la Hoja de Elche de la Sierra, cuyo esquema geológico se representa en la -- fig. 15.

La complicación tectónica, ocasionada por la existencia -- de gran número de fallas, en general normales o de gravedad, plantea la dificultad de encontrar un lugar favorable para definir la serie en esta parcela del Sector Occidental.

Es necesario conformarse aquí, con la recopilación de datos locales, efectuando numerosas series parciales. De este modo -- se compondrá la serie de conjunto, de forma semejante a como compondríamos las piezas de un "rompecabezas". Esta forma de proceder no ofrecerá especial dificultad, una vez conocidas las series -- inmediatas menos tectonizadas, pudiendo así establecer las comparaciones y correlaciones oportunas.

Se define pues en el área mencionada, la siguiente serie:

El material mesozoico constituye siempre la roca encajante, en los casos aquí estudiados y cuando se encuentra relacionado con las rocas volcánicas.

No se ha observado relación alguna de las rocas volcánicas con el Mioceno inferior.

El metamorfismo de los materiales pliocenos de Jumilla, relacionados allí con la roca volcánica; el carácter intrusivo de las fortunitas de la región de Mula en el Tortonense marino; además de la discordancia del Tortonense sobre las rocas volcánicas de Calasparra, indican claramente que la actividad volcánica no fué coetánea en todos los puntos de la región.

Al parecer la mayor actividad a escala regional fué intratortonense y pliocena. Posiblemente, pero no seguro, comenzó en los primeros tiempos del Tortonense.

Me refiero aquí, lógicamente, sólo a las rocas volcánicas de tipos jumillítico y fortunítico, y no a las coladas submarinas intramesozoicas frecuentes en la ZONA SUBBÉTICA.

En los basaltos de la Hoja de Mula, semejantes a los aquí descritos, la emisión fué claramente intratortonense superior (datos inéditos del autor, conjuntamente con F. - JEREZ y G. GARCIA MONZON). El dique irrumpe las margas del Tortonense superior, a la par que se ha conservado de la erosión un retazo, discordante sobre el dique, de areniscas de la misma formación e igual datación por situación estratigráfica relativa.

En la Hoja de Alcantarilla, otro afloramiento análogo sería de edad claramente pliocena.

En cuanto a la edad de las ofitas del Triás subbético, no tendría relación alguna con la de las fortunitas y jumillitas, pues el corrimiento del Subbético es claramente anterior al volcanismo fortunítico-jumillítico. Es decir, -- las ofitas en cuestión existían ya mucho antes del volcanismo intratortonense y plioceno. Y se habrían formado anterior y/o coetáneamente, quizás, con el volcanismo intrajurásico submarino del mismo Subbético.

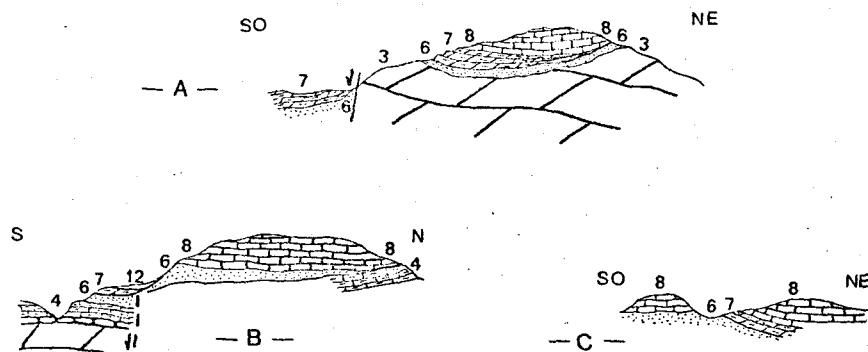
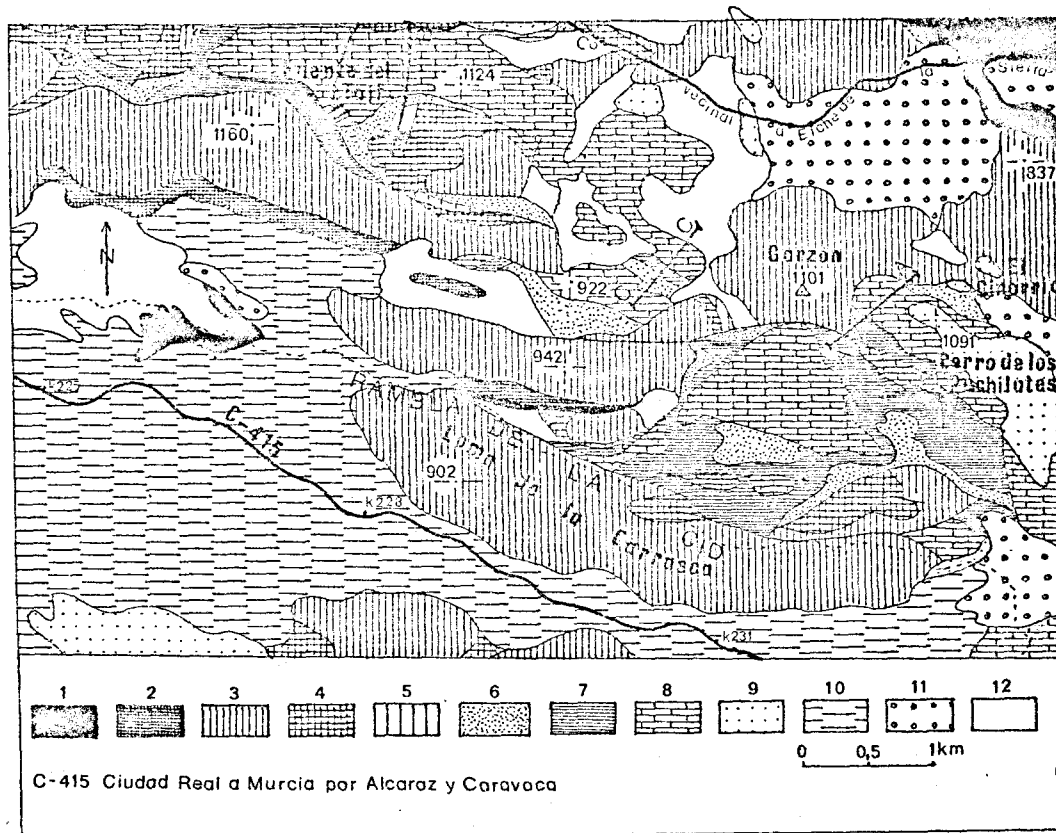


Fig. 15.- Mapa geológico del rincón NO de la Hoja de Elche de la Sierra, y perfiles expresivos de las discordancias más llamativas del sector: A, discordancia del Cretácico inferior (6) sobre el Dogger (3); B, discordancia del Senonense (8) sobre el Cret. inf. (6) y sobre el Kimmeridgiense (4); C, discordancia de (8) sobre (6).

Explicación del mapa: 1, margas arenosas (Keuper); 2, dolomías listadas (Lías); 3, dolomías granudas (Dogger); 4, calizas y margas (Oxfordiense sup.-Kimmeridg.); 5, dolomía (Kimmeridg.); 6, arenas (Cret. inf.); 7, complejo dolomítico (Cenoman.-Turon.); 8, calizas (Senonense); 9, calizas bioclásticas (Aquit. a Helvétianense); 10, calizas y margas lacustres (Mioceno superior); 11, conglomerado poligénico (Plioceno-Cuaternario); 12, recubrimiento coluvial.

VII

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Y

TECTONICA

B1) LIAS DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal (Lías Dogger).

Resulta comparable en su espesor y facies a la serie que con antelación se ha definido más al Este en los Cerros del Campillo (fig. 9)

Las dolomías de la parte superior de los términos asignados al Lías, intercalan algunos nivelitos muy delgados de arcillas verdosas y rojo carmín. Aflora el Lías en sus 100 metros superiores, en los casos más favorables.

El Dogger se presenta en la facies que se ha definido como "facies dolomías granudas". Cuenta con un espesor mínimo del orden de 300 metros, pero por lo general no aflora completo.

B2) OXFORDIENSE SUPERIOR. Extrema base del conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm,

El Oxfordiense superior no ha podido ser datado en estas latitudes septentrionales del Sector occidental. La complicación tectónica, y en parte el recubrimiento, impiden asegurar o negar su existencia.

Únicamente en un afloramiento, 500 metros al Este de las casas de Fuente del Taif, en el barranco que se dirige desde este lugar hacia el ESE, encontramos sobre las dolomías del Dogger unos niveles de 1 metro aproximadamente de espesor total, con cierto aspecto de "calizas nodulosas". No obstante no se han podido encontrar Ammonites, ni siquiera estas calizas han librado las Protoglobigerinas que suelen caracterizar su microfacies a escala regional.

B3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

El conjunto de calizas y margas que se superponen a las dolomías del Dogger, presentan un espesor muy variable.

En algunos puntos han sido barridas totalmente por la erosión, encontrando en estos casos, apoyadas directamente sobre las dolomías del Dogger, las arenas "Weald-Utrillas" e incluso otros términos superiores del Cretácico (fig. 15 - A).

En el caso más favorable, estas calizas y margas no superan los 40 metros de espesor.

Las calizas, con texturas de intraesparitas con más o menos matriz de micrita, y menos frecuentemente micritas, se encuentran muy bien estratificadas. Contienen porcentajes de cuarzo



T E C T O N I C A

U N I D A D E S R E P R E S E N T A D A S

que oscilan entre el 1% y el 15%, en tamaños de limo y en menor -- proporción de arena. Algunos niveles contienen también glauconita. En ocasiones colitos y pseudo-colitos, por lo general dispersos.

Estas calizas han librado frecuentes restos de Equino-
dermos, Lamelibranchios, y algunos restos de Corales y Espículas
generalmente en los niveles más bajos (recordando así en parte el -
ambiente del depósito del Oxfordiense superior, a los que pudieran
corresponder a manera de residuos estos primeros niveles). Ade--
más, más o menos abundantes, según los niveles, Ostrácodos, Milió-
lodos, ataxophrágmidos, Nautiloculina sp., Lithoporella sp., Macro-
porrella sp., Eggerella sp., Amnibaculites sp., Feurtillia sp., Pro-
topeneroplis sp., Cayeuxia sp., Textularia sp., y sólo en una oca--
sión Pseudocyclammina lituus Yokohama .

E. Fourcade (1971), cita Ps. lituus en el Kimmerid--
giense superior-Portlandiense en regiones más orientales a las que
aquí se estudian.

Yokohama definió Ps. Lituus en la zona de Peltoceras
bimanmatun, del Rauraciense.

A. Loeblich y H. Tappan, (1) en Japón, dan Ps. lituus
en el Kimmeridgiense superior-Portlandiense; Hottinger, igualmente.

Por esta región, si bien en pocas ocasiones, se ha en--
contrado Ps. lituus, como ahora, en el conjunto calizo-margoso in--
ferior del Malm, que por comparación correlativa con las series más
orientales se sitúa entre el Kimmeridgiense inferior y el Kimmerid--
giense medio. (1).

De lo expuesto, parece deducirse que Ps. lituus apare--
cen estas regiones del Prebético desde el Kimmeridgiense al Portlan--
diense. Pero la tectónica complicada impide afirmarlo.

B4) KIMMERIDGIENSE MEDIO, Conjunto dolomítico interme-- dio de la serie del Malm.

Sobre las calizas y margas anteriores, cuando no han -
sido barridas por la erosión, vienen poco más de 5 metros de dolo---
masivas de grano medio a grueso.

Por su posición estratigráfica relativa y litología, en -
relación con las series del Malm del Sector oriental, estas dolomas
deberían pertenecer al Kimmeridgiense medio. Tal atribución crono--
lógica quedará más justificada una vez ultimada la exposición de to--
das las series jurásicas del Dominio Prebético Externo.

(1) Podría tratarse de "vestigios" del Kimmeridgiense superior Port--
landiense, que se hubiera depositado escasamente en estas latitu--
des.

B5) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas"

El Cretácico inferior está representado en facies "Weald-Utrillas" con arenas y arcillas versicolores.

Su espesor máximo no supera los 30 metros, y por lo general se reduce más, en ocasiones hasta desaparecer localmente. Tal sucede en la ladera SE del Monte Garzón, donde debido a una discordancia progresiva, las arenas del Cretácico inferior reducen su espesor de Sur a Norte hasta unos decímetros; desapareciendo después, y quedando apoyadas sobre el Dogger-las dolomías del Cenomanense-Turonense, y hasta las mismas calizas del Senonense, (fig. 15-A).

Pero el caso más general, en el área comprendida entre Fuente del Taif, Loma Carrasca y Monte Garzón, es que las arenas o arcillas de la facies "Weald-Utrillas" se apoyen discordantes, mediante una superficie de erosión, sobre distintos términos jurásicos, según el lugar donde hubiera progresado más o menos esta erosión previa al depósito de los terrígenos.

B6) CRETACICO SUPERIOR.

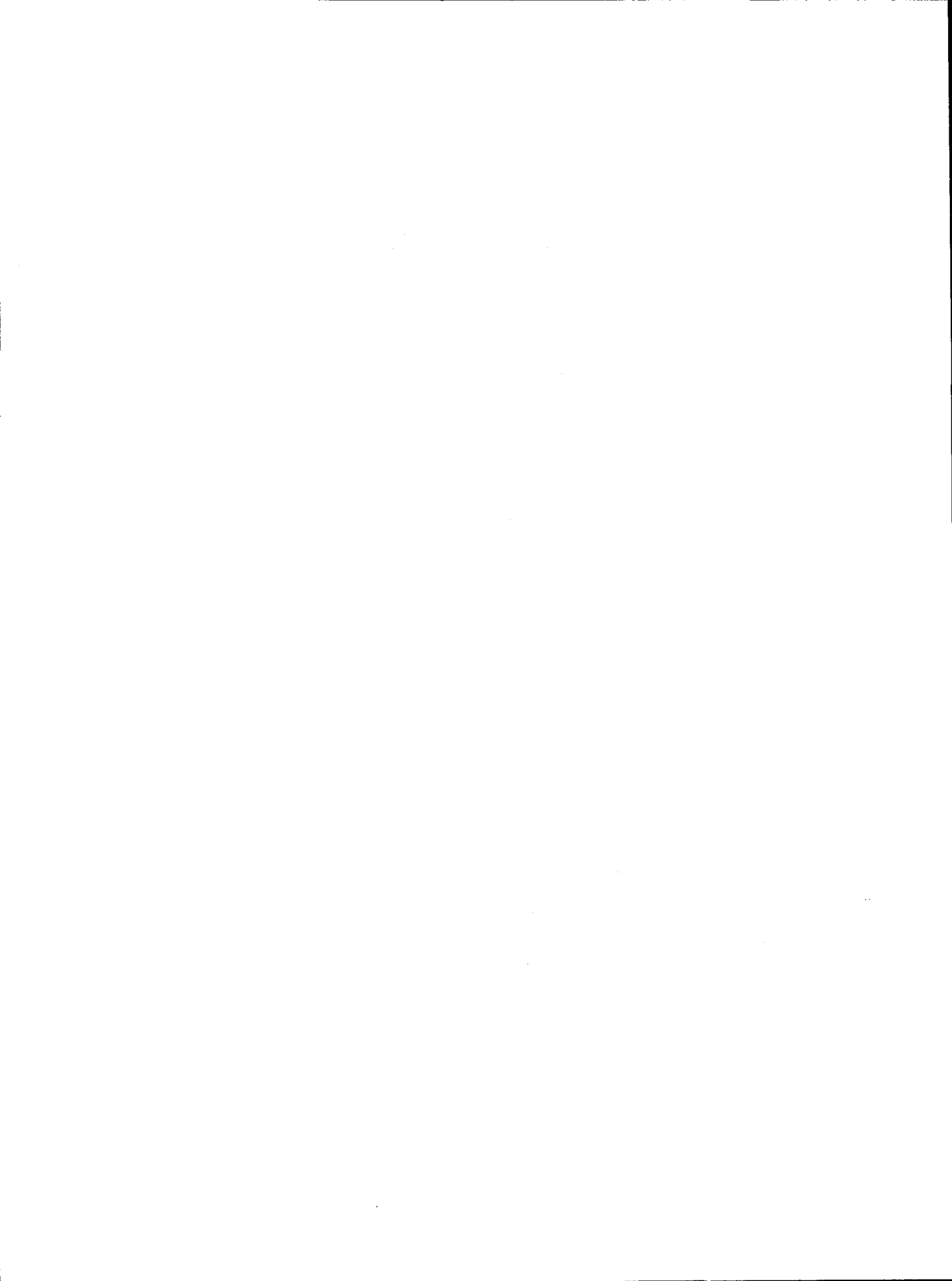
a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

Se desarrolla en estas latitudes con un espesor máximo del orden de 30 a 40 metros.

Esto supone un adelgazamiento relativamente rápido de la serie con respecto a la misma secuencia dolomítica en Elche de la Sierra, 3 km. al SE donde supera los 120 metros de potencia.

En su base no llega a diferenciarse un verdadero tramo masivo, como sucede en todas las demás series de este y de los restantes sectores. Sin embargo, sí se distinguen dos o tres niveles, cada uno de ellos de unos decímetros de espesor, de dolomías de grano medio, y de aspecto más cristalino que las que le siguen en la serie. Por su textura, estas dolomías de base serían equivalentes a las masivas y más potentes del resto de las series.

Ocasionalmente, en Monte Garzón, estas dolomías contienen en su base porcentajes no habituales de arena decuarzo, en proporción de hasta el 20 y 30%. Es esta una circunstancia local, probablemente relacionada con el hecho que describía antes en el mismo lugar. Las arenas "Weald-Utrillas", barridas en la ladera SE de Monte Garzón habrían contaminado de impurezas de cuarzo, durante su depósito, los episodios iniciales del Cenomanense. En efecto, fuera de este lugar concreto las dolomías del complejo no contienen terrígenos, si no es en



tamaño de limo y en porcentajes siempre inferiores al 2 o al 5%.

El resto de la secuencia dolomítica se compone de calizas dolomíticas microcristalinas, a veces de grano tan fino que al meteorizar tienen aspecto de "margas dolomíticas", al igual que en otras series. Se presentan muy bien estratificadas en bancos del orden de 0,1 a 0,3 metros.

Por lo general, en pocos niveles resultan restos orgánicos reconocibles. Es frecuente observar "sombras" de intraclastos y de restos orgánicos borrados por la recristalización. Sólo en algunos niveles se llegan a reconocer Textularia sp., Cuneolina sp. pequeños Lituólidos y Ataxophrágmidos.

No obstante, este complejo se sitúa muy claramente a escala regional entre los términos del Albense y del Senonense, y de aquí su atribución al Cenomanense-Turonense.

b) Conjunto calcáreo del Senonense.

Sobre las dolomías anteriores viene una secuencia de calizas microcristalinas, en general de tonos claros y muy bien estratificadas.

En los casos más favorables del área donde se define la presente serie, esta secuencia no llega a superar los 100 metros de espesor; y lo más frecuente es encontrarla representada con menos de 50 metros.

No obstante, el depósito original pudiera haber sido mayor, una vez que existe un proceso de erosión en el techo de la serie. Pero existe también la posibilidad, que al igual que en el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, la potencia original de la serie fuese menor con respecto a la serie homóloga de Elche de la Sierra, situada sólo a 3 km. al SE. Allí, el conjunto Coniaciense-Senonense supera los 300 metros de espesor.

No se reconocen en estas latitudes las calizas de base, blancas, recristalizadas y de aspecto "marmóreo", con las que se suelen iniciar las series homólogas de este conjunto calcáreo en puntos próximos de la región (serie de Elche de la Sierra; y serie de la Sierra de la Solana). Estas calizas, que representarían el Coniaciense por constituir un episodio común con las series prebéticas internas, donde sobre las mismas vienen unas margas con fauna del Santoniense, no se habrían llegado a depositar en el presente lugar o habrían variado de litofacies.

Las calizas microcristalinas que componen el conjunto calcáreo, presentan texturas de micritas, biomicritas, intramicritas y dismicritas. Ocasionalmente, intraesparitas con micrita. Sólo en una ocasión, en el nivel más inferior de la serie al Sur de las casas de Fuente del Taif, donde ésta se encuentra invertida, se ha observado cierto proceso de recristalización o dolomitización incipiente, con

VII. GEOLOGIA ESTRUCTURAL Y TECTONICA

VII. I. - UNIDADES REPRESENTADAS

Las características estructurales netamente diferentes según las distintas regiones, permiten dividir el área estudiada en varias y grandes Unidades de Norte a Sur. Esta primera división guarda una íntima y natural relación con los peculiares rasgos estratigráficos y litológicos que caracterizan a cada uno de los grandes dominios sedimentarios.

Así, las mayores diferencias de tipo tectónico se encuentran precisamente entre aquellas grandes ZONAS de las Cordilleras con menor parentesco estratigráfico; las cuales son la ZONA PREBETICA y la ZONA SUBBETICA. La primera constituyendo un gran cuerpo autóctono, y la segunda francamente alóctona.

Como subordinándose también a esta ley fundamental, las Unidades intermedias de características más próximas al Prebético, constituyen cuerpos paraautóctonos o, en todo caso, con aloctonía muy moderada, aunque imposible precisar la envergadura de las fallas inversas. Por el contrario, la Unidad intermedia más meridional, de características estratigráficas ya muy afines al Subbético, como éste, se presenta alóctona.

Aparte estas grandes diferencias que dividen las regiones en cuerpos autóctonos, paraautóctonos y alóctonos, existen otras características estructurales que llevan implícita la subdivisión de los mismos en Unidades diferentes.

Así, dentro de la ZONA PREBETICA que es a la que me refiero fundamentalmente en este trabajo, la existencia de dos dominios estratigráficos, muy diferentes especialmente en lo que se refiere al espesor de la cobertera mesozoica, trae consigo la individualización en la misma de dos grandes unidades: el Prebético Externo, y el Prebético Interno.

Pero es más, la especial situación del área prebética externa de las regiones estudiadas, que se sitúa en la intersección con las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica, ha tenido consecuencias muy importantes desde el punto de vista estructural. Así, no sólo es necesario distinguir como grandes unidades el Prebético externo del Prebético interno. El mismo Prebético externo se subdivide (en el área estudiada) en dos unidades importantes, de Este a Oeste, en función de las diferentes directrices estructurales de sus pliegues y escamas. Según los pliegues y fallas se adaptan a las di-

romboedros dispersos en la matriz de micrita (1).

Estas calizas microcristalinas, por su microfacies, son propias de un ambiente marino restringido a marino-lagunal. Algunos de sus niveles sólo contienen oogonios y talos de Charáceas, Ostrá--codos Melobesias y Gasterópodos, entre ellos del tipo Planorbis sp. -- Sin embargo lo más frecuente es encontrar estos restos orgánicos -- asociados también a fragmentos de Lamelibranchios y de Equinodermos, espículas, frecuentes Miliólidos, Algas, Microdium sp., Termequella sp., Marssonella sp., Lithoporella sp., Rotalina sp., Cuneolina sp., pequeños Lituólidos, Rotalina cayeuxi (de Lapparent), Nummofallotia sp., Ataxophragmidos, Textuláridos y Valvulínidos. Esta microfacies, es típica y común con la de las series del Sector oriental, donde existe además Lacazina sp., que dataría el Senonense.

Por su microfacies y posición estratigráfica relativa, -- además de la correlación a escala regional, estas calizas pertenecerían al Senonense.

V. III. 2. C LA SERIE EN LAS ESCAMAS COMPREN--DIDAS ENTRE LA SIERRA DE PEÑAS RUBIAS Y EL RIO SEGURA.

Se considerará aquí, la serie de conjunto de los materia-- les mesozoicos y prebéticos externos que quedan delimitados entre la aldea de Picorzos al NO, la de Almazarán al S., junto al río Segura, y el lugar denominado Cabeza del Alcalde (fig. 13).

En estos lugares, tanto los materiales mesozoicos co-- mo los del Mioceno inferior se encuentran extraordinariamente des-- labazados y comprimidos, constituyendo apilados haces de "escamas-- tectónicas".

Los distintos términos de la serie, cuando llegan a es-- tar representados, se presentan con características muy análogas a las demás series inmediatas que se han definido. Por esto, a pesar -- de lo complicado de la tectónica, el reconocimiento y correlación de los distintos tramos sólo ofrece la dificultad de una cartografía de -- detalle en tales condiciones.

Así pues, en el área mencionada se puede componer la siguiente serie, cuya localización y corte gráfico se expresan en el esquema de la fig. 13 B.

C1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.
Afloran únicamente los términos del Dogger, en sus

(1). - En ningún caso se han llegado a distinguir niveles dolomíticos -- intercalados en estas series en toda la región aquí estudiada. Sin embargo, en la región de Crcera pudimos observar en una serie equivalente a esta, en excursión conjunta con A. C. López Garrido, J. A. Verna y F. Jérez, verdaderos niveles de dolomías intercalados entre las calizas microcristalinas.

recciones béticas ENE-OSO, o por el contrario a direcciones ibéricas NO-SE, se distinguen respectivamente la Unidad bética del Prebético externo y la Unidad beti-ibérica del Prebético externo.

En resumen, en el ámbito del área estudiada se distinguen - las siguientes unidades estructurales, que se distribuyen en el espacio según se indica (Figura 77):

1. PREBETICO EXTERNO, que se subdivide en

A-Unidad beti-ibérica del Prebético externo, integrada por elementos estructurales de directrices ibéricas, o bien con estas directrices fundamentales y otras con inflexiones E-O.

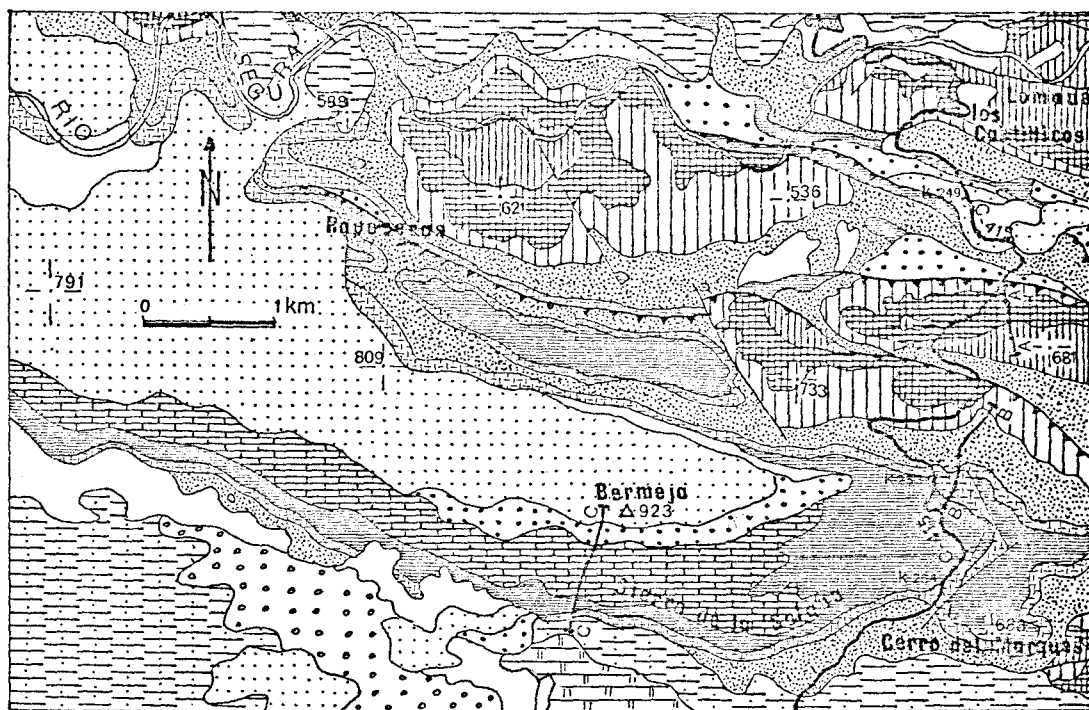
B-Unidad bética del Prebético externo, compuesta por elementos estructurales de directrices béticas.

2. PREBETICO INTERNO, que constituye una gran Unidad indivisible en sí misma.

3. UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR MORATALLA, corrida sobre el autóctono del Prebético interno, y debajo del Subbético autóctono.

4. FRENTE SUBBETICO, representado únicamente a modo de testigos de su corrimiento (isleos tectónicos) dentro del área cartografiada.

Pocos kilómetros al Sur del área cartografiada, se ha estudiado otra Unidad que se sitúa bajo los planos de corrimiento de las Unidades 3 y 4. Se trata de la Sierra de la Puerta, atribuida por Paquet (1969) a un cuerpo enteramente autóctono, y que yo considero cuanto menos para autóctono, y posiblemente corrido también hacia el Norte unos pocos kilómetros.



C.-415 Ciudad Real a Murcia por Alcaraz y Caravaca

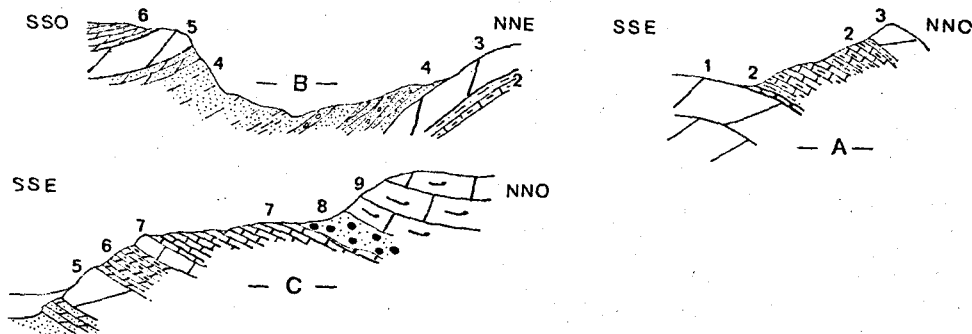


Fig. 16.- Mapa geológico y perfiles de cortes estratigráficos en la Sierra de la Solana e inmediaciones septentrionales (Prebético externo).

Explicación: 1, dolomías (Dogger); 2, calizas nodulosas (Oxford. sup.) y calizas y margas (Kimmeridgiense inf.-medio); 3, dolomías (Kimmeridgiense medio); 4, arenas y arcillas versicolores (Cretácico inferior); 5, dolomía masiva y estratificada arenosa en la base (Cenomanense y paso del Albense superior al Cenomanense inferior), respectivamente); 6, dolomías estratificadas (Cenoman.-Turonense); 7, calizas (Senonense); 8, conglomero rojo silíceo y calizas bioclásticas (Mioceno inferior sinorogénico, Aquitaniense-Burdigaliense si se sigue a Bolli o Aquit. a Langhiense inferior si se sigue a Blow); 9, calizas bioclásticas (Mioceno inferior post-orogénico, Burdigaliense-Helvético si se sigue a Bolli, o Langhiense-Helvético si se sigue a Blow); 10, calizas y margas lacustres y, 10', idem con indentaciones fluviales de limos, arenas, (Mioc. sup.); 12, travertinos; 13, coluiones y aluviones.

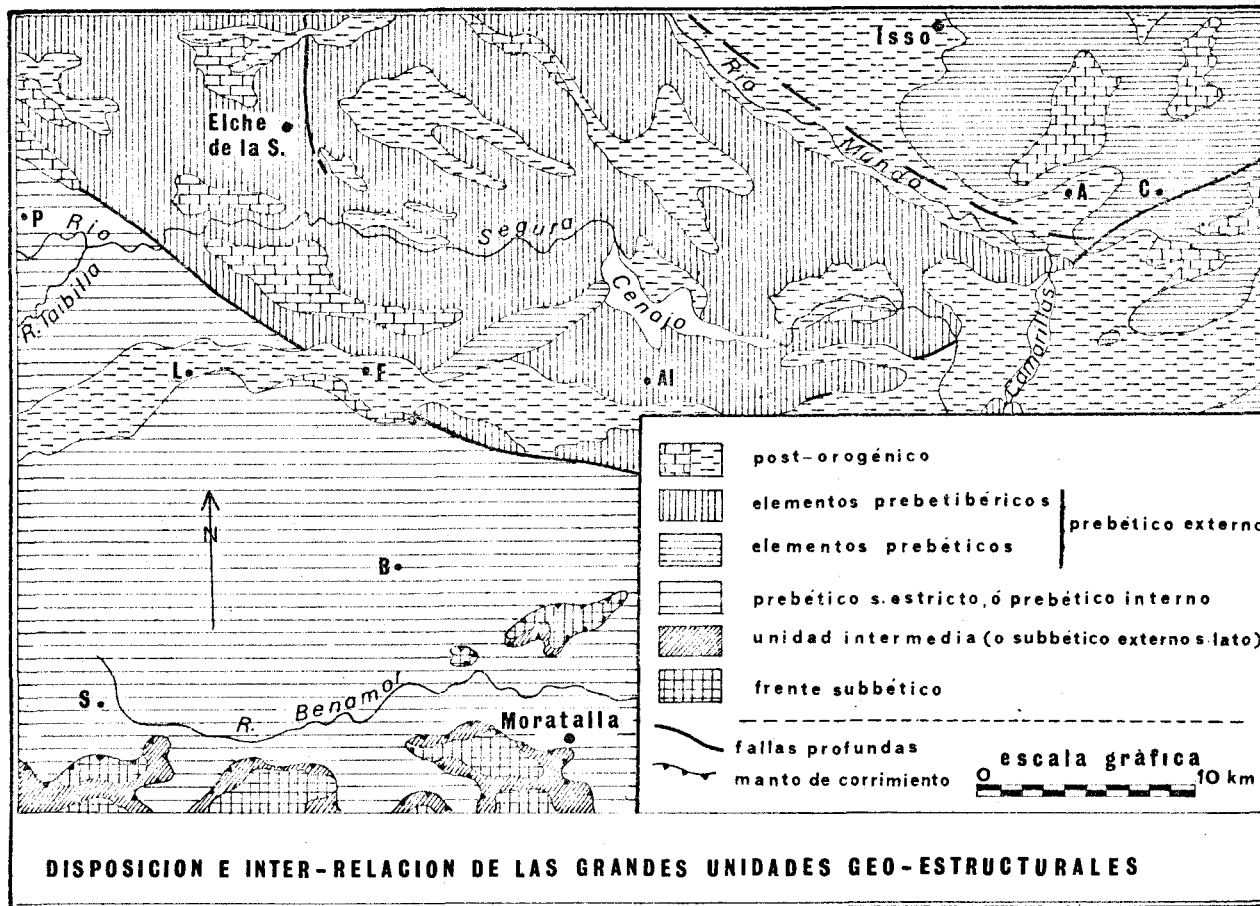


Figura 77.- Subdivisión estructural de la región estudiada

250 metros superiores como máximo, y en facies dolomías granudas. El espesor real debe ser mayor.

C2) OXFORDIENSE SUPERIOR. Extrema base del conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

Las "balizas nodulosas" del Oxfordiense inferior, afloran pocas veces, y en condiciones de observación muy poco favorables debido a la complicación tectónica, a su reducido espesor, y al recubrimiento coluvial. No difieren, ni en espesor ni en microfacies, de las definidas poco más al Norte, en el flanco sur de la Sierra de Peñas Rubias.

C3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

El resto de la secuencia calizo-margosa representaría el Kimmeridgiense inferior-medio, y no difiere esencialmente, ni en su espesor ni en su facies, de la serie que definíamos con anterioridad en la Sa. de Peñas Rubias.

C4) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

El hecho más frecuente, en el área dentro de la cual se define esta serie, es el de no localizar las dolomías masivas del "conjunto intermedio" del Kimmeridgiense. En efecto, se pone de manifiesto una discordancia cartográfica y erosiva, mediante la cual ya superficialmente vienen muy frecuentemente en contacto los terrígenos "Weald-Utrillas" directamente sobre el conjunto calizo-margoso inferior del Kimmeridgiense. No obstante, esto ocurre siempre sobre los niveles más superiores de dicho conjunto calizo-margoso, y las arenas del Cretácico inferior no se llegan a apoyar sobre términos más bajos de la serie jurásica, al contrario de lo que se ha visto en las inmediaciones de Fuente del Taif y de Monte Garzón, en la serie más septentrional de este Sector.

Sin embargo, en ocasiones, el "conjunto dolomítico intermedio" se ha conservado de la erosión, especialmente en la parte sur del área considerada. Tal ocurre en el flanco sur de un pequeño núcleo braquianticlinal, que se sitúa al Norte de Almazán y del Río Segura, entre este lugar y Cabeza del Alcalde. El flanco Norte del pequeño braquianticlinal está muy fallado, pero en el flanco sur se observa la serie más o menos recubierta pero completa desde el techo del Dogger a las dolomías del Cenomanense. En este lugar, las dolomías del tramo intermedio del Kimmeridgiense cuentan con un espesor del orden de 20 metros.

Se trata de dolomías cristalinas, masivas, de grano medio y grueso, que se intercalan entre el conjunto calizo-margoso



inferior del Malm y bajo las arenas "Weald-Utrillas".

C5) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

El Cretácico inferior, representado en la facies "Weald Utrillas", se encuentra generalmente implicado en la tectónica de es camas. Por esta razón, en ocasiones, sus arenas y arcillas están muy comprimidas y laminadas, con lo que su espesor original se reduce a veces a una decena de metros. No obstante, también exis ten lugares menos comprimidos, y a pesar del recubrimiento par cial se puede apreciar un espesor real del orden de 150 metros.

Sus terrígenos, arenas y arcillas versicolores, resul tan totalmente azoicos. Pero como se verá más tarde, en el límite con esta serie e inmediatamente al Sur de Almazarán, ya en domi nio Prebético interno, las arenas del Cretácico inferior comienzan a intercalar niveles carbonatados para-arrecifales, con Rudistas y Orbitolinas, a la par que aumenta enormemente el espesor de la serie.

C6) CRETACICO SUPERIOR

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

Al Norte de Almazarán, en el flanco sur del braquian ticlinal al que me vengo refiriendo, aflora bien el complejo dolo mítico del Cretácico superior.

En la base del mismo, y siguiendo en la serie a las facies "Weald-Utrillas", se diferencia un pequeño tramo que no exis tía en las series antes descritas. Se trata de unos pocos metros de calizas dolomíticas muy arenosas, con porcentajes de hasta el 30% de arena y limo de cuarzo, bien estratificadas y con frecuentes "sombras" de Orbitolinas. Este trámite, es correlativo al que se ve rá con un espesor poco mayor en la misma posición estratigráfi ca de la serie de la Sierra de la Solana. También sería correlativo de la serie caliza del Sifón Socovos, ya en el Domini o Prebético In terno, donde es mucho más potente y las calizas se encuentran pla gadas de Orbitolinas y sólo algo dolomitizadas en sus niveles más superiores.

Por correlación con la serie del Sifón de Socovos, el tramito de calizas dolomíticas arenosas marcaría la transición entre el Albense superior y el Cenonense inferior (Fig. 46).

Inmediatamente encima vienen 30 metros de dolomías masivas, cristalinas y de grano medio, Este tramo, que inmedia mente al Norte den la Sierra de Peñas Rubias no superaba los 15 metros de espesor, ha aumentado de potencia de forma progresiva hasta el lugar donde ahora se define Pero inmediatamente al Sur de Almazarán, el mismo tramo pasa bruscamente de 30 metros a 150 metros de potencia, siguiendo la norma de aumento brusco de espesores, a partir del límite que separa de forma casi tajante

T E C T O N I C A

P R E B E T I C O E X T E R N O

en estas latitudes los dominios externo e interno de la Zona Prebética.

En el muro del tramo masivo de dolomías cristalinas se reconocen también "sombras" de Orbitolinas.

Sobre el tramo masivo anterior, viene una secuencia de dolomías microcristalinas en todo análoga a la que se viene describiendo en las demás series. Pero en estas latitudes estaría en parte erosionada, y otras veces por motivos tectónicos no afloraría completa. En el caso más favorable no se observan más de 20 metros de espesor.

b) Conjunto calcáreo del Coniaciense-Senonense.

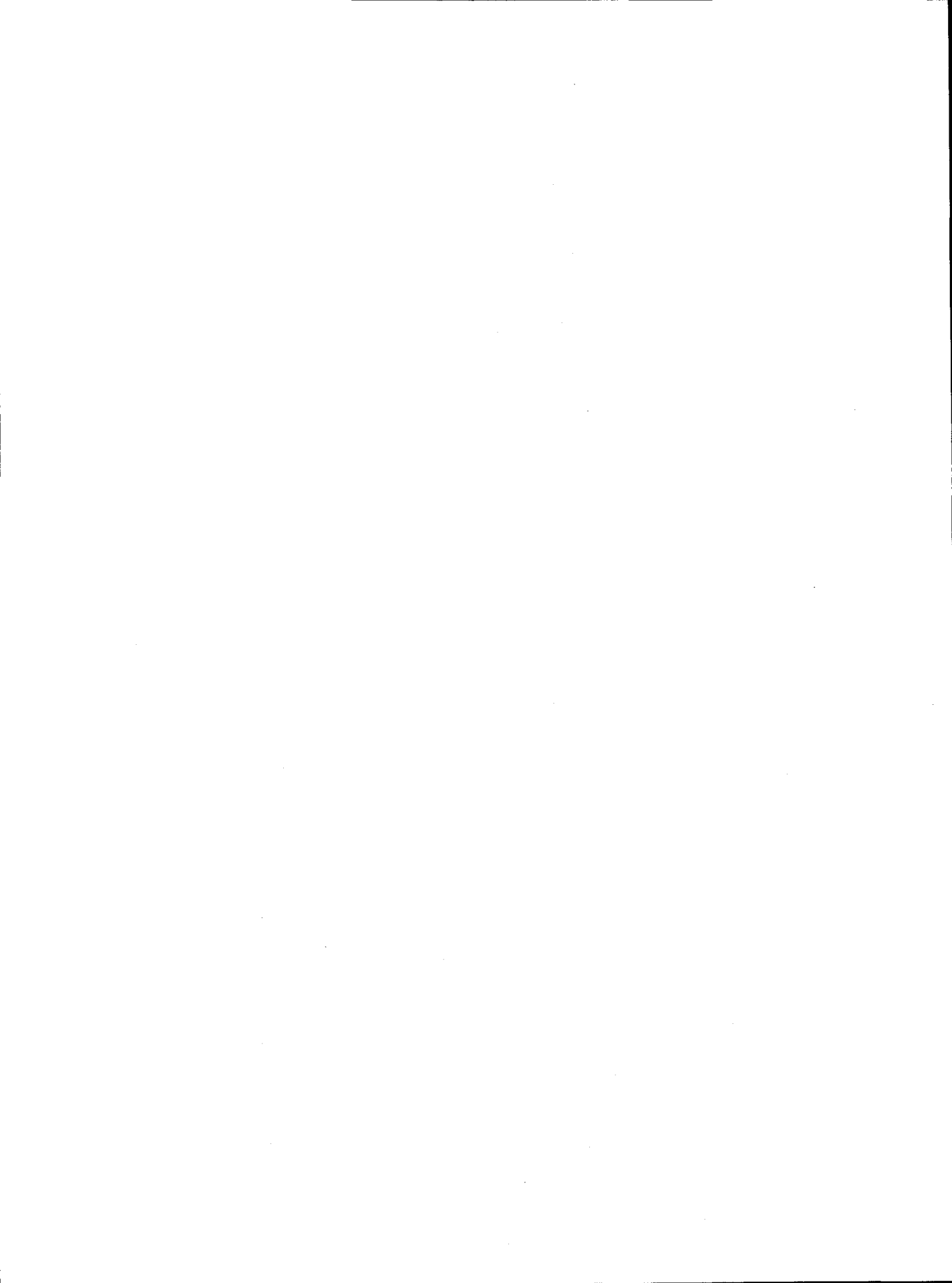
Se encuentra muy escasamente representado en el área donde se han definido los distintos tramos de la presente serie mesozoica.

Al N. de la localidad de Peñarrubia y del Caserío. Prado de Peñarrubia se alza una alineación montañosa coronada por calizas del Mioceno interior. Al S de la cota 844, afloran 2 ó 3 metros de calizas blancas, cristalinas, con textura de intraesparitas. Contienen restos de Equinodermos, Lamelibranquios, Miliólidos, Pithonella sphaerica (Kaufmann), Cuneolina sp., Bacinella sp. y algunos Briozoos. Su facies es análoga y común a la que se suele encontrar al muro del Senonense, tanto en las series prebéticas internas como externas, y que por los motivos que se irán viendo más adelante atribuimos al Coniaciense.

Aparte del punto considerado, no se localiza otro afloramiento de éstas calizas.

Resulta más frecuente, tanto sobre las calizas anteriores como en otros lugares, encontrar retazos más o menos tectonizados de las calizas senonenses, con características análogas a las definidas en Fuente del Taif. En el caso óptimo, el espesor máximo observado en éstas calizas no supera los 30 metros.

Las calizas, microcristalinas, con textura de micritas, intramicritas y dismicritas, a veces con esparita, y eventualmente pelesparitas con micrita, presentan una microfauna comparable a la de Fuente del Taif. Contienen: Cuneolina sp., Rotalina sp., Rotalina cayexuri de Lapparent, Dicyclina sp., Ostrácodos oogonios de Charáceas, Textitularia, Nummofallotia, Valvulínidos, Ophthalmídeos, Lockhartia sp., Gasterópodos y eventualmente restos de Equinodermos y Lamelibranquios (Inoceramus sp.).



V. III. 2. 2. D LA SERIE ENTRE EL RIO SEGU-
RA Y LA SIERRA DE LA SOLA-
NA.

Entre la Sierra de la Solana, que se sitúa al N. de Férrez y de la Abejuela, y el Río Segura, afloran también los distintos términos de la serie mesozoica.

Sus materiales se encuentran implicados en una tectónica que se complica progresivamente hacia el N., pasando sucesivamente de pliegues sencillos a pliegues falla y escamas cuyo frente pasa por Cabeza del Alcalde Vicorto y la Sã de la Solana de la Abeja.

Lógicamente se eligen los flancos de las estructuras más meridionales, menos complicadas, para definir la serie.

El Jurásico se puede definir bien al N. de la Sã de la Solana, en un núcleo braquianticlinal que cruza por su flanco sur el Río Segura, y también en el flanco norte del pliegue anticlinal que cruza la carretera de Albacete a Aguilas por Caravaca a la altura del Km. 250,5 entre Elche de la Sierra y Férrez.

En el esquema de la fig. 16 se expresa la geología del sector y la situación del corte donde se define la serie.

D1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

No llegan a aflorar las facies del Lías.

El Dogger, en "facies dolomías granudas", permite la observación únicamente en su parte superior. Por comparación con series próximas, debe superar los 300 metros de potencia.

D2) OXFORDIENSE SUPERIOR. Extrema base del conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

Cuenta con un espesor muy reducido, del orden de 1,5 metros, de "calizas nodulosas", microcristalinas, con textura de biomicritas. Contienen Protoglobigerinas, Espongiarios y restos de Ammonites. Estos se presentan mal conservados, lo que no ha permitido su clasificación. No obstante, la microfacies permite la correlación regional con el resto de las calizas nodulosas con Ammonites del Oxfordiense superior.

D3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR MEDIO. Conjunto calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

Sobre las calizas nodulosas vienen unos 100 metros de calizas y margas, constituyendo una serie muy semejante a la que se veía en el flanco sur de la Sã de Peñas Rubias. Como allí,

VII. 1-1. - PREBETICO EXTERNO

VII. 1-1-1. - GENERALIDADES

A) CARACTERISTICAS MECANICAS DE LA COBERTERA

La cobertera prebética externa cuenta con un espesor de conjunto relativamente moderado en sus términos mesozoicos y neógenos, que son los que componen el armazón fundamental de la mayor parte de las estructuras.

Este primer factor, unido a la naturaleza litológica de los distintos episodios sedimentarios en los que predominan las formaciones mecánicamente competentes sobre las incompetentes, parecen haber sido los principales condicionantes para obtener un estilo tectónico muy diferente al de la Unidad Prebética interna.

El nivel de despegue fundamental de la cobertera con respecto al zócalo rígido (se supone el Paleozoico de la Meseta más su caparazón permotriásico), lo constituye el Keuper. Gracias a la presencia del mismo, la cobertera no sería solidaria con respecto al zócalo.

La naturaleza plástica del Keuper, va íntimamente ligada a su composición de margas, ricas generalmente en niveles yesíferos. De aquí, que precisamente en el extremo noroccidental del Prebético externo del área estudiada, donde el Keuper resulta menos yesífero y más arcilloso-arenoso, parece haberse atenuado en cierta medida su plasticidad.

El espesor del Keuper, al parecer muy importante, habría facilitado sin duda la misión lubricante.

El complejo dolomítico basal de la cobertera, constituido por dos importantes paquetes competentes, de gran espesor, representados por las dolomías estratificadas del Lías y las masivas del Dogger, intercala entre ambos unos niveles de margas débilmente yesíferas que rompen la rigidez del conjunto. A pesar del espesor moderado de estas margas, por otra parte alternando con niveles dolomíticos que disminuirían su incompetencia, la función como nivel de despegue relativamente importante se manifiesta bien en la realidad. En numerosas ocasiones, ha resultado suficiente para provocar la independencia mecánica del paquete dolomítico del Dogger con respecto al del Lías.

El Malm diferencia en su base un conjunto incompetente de calizas y margas con un espesor medio de 100 metros, más un paquete masivo competente dolomítico o calizo, en su parte media; y en las regiones surorientales también un conjunto superior de calizas y margas. Presenta así una cierta heterogeneidad vertical en la distinta competencia mecánica de sus materiales.

los niveles de margas adquieren más importancia al muro y al techo del conjunto, reduciéndose a nivelitos muy delgados en la parte media.

Las calizas son siempre de grano fino, microcristalinas, con textura general de micritas, micritas arcillosas, y eventualmente intramicritas.

Algunos niveles calizos contienen manchas y gránulos de pirita oxidada. Menos frecuentemente contienen glauconita. Y entre las margas existen algunos "tubos" de limonita.

Abundan relativamente los Ammonites en los primeros metros más margosos de la base, sobre las calizas nodulosas, pero sus restos están muy alterados y han resultado inclasificables. Por su posición relativa en la serie estos niveles podrían corresponder a las margas del Kimmeridgiense inferior del afloramiento de la Solana de la Abeja, donde se han datado.

El conjunto calizo margoso, resulta además relativamente pobre en microfauna con respecto a otras series. Se han librado Cstrácodos, Serpúlidos, esquirolas, finas y cortas, pequeños Lagénidos, piezas de Micrododium sp., Téxtularia sp., Valvulínidos, pequeños Ammodiscus sp., frecuentes pero poco abundantes - Lituólidos, Trocholina sp., Epistomina sp., y restos de Gasterópodos.

La microfauna resulta común con distintos episodios - del Jurásico superior, pero la litología y facies, así como la posición estratigráfica y correlación de este conjunto calizo-margoso - con respecto a las series más orientales, perminten atribuirlo al Kimmeridgiense inferior-medio.

D4) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Cuenta con un espesor del orden de 25 a 30 metros como máximo.

Se compone de dolomías masivas, cristalinas, de grano medio a grueso. Pero hacia el extremo oriental del flanco norte - del sinclinal de la Sierra de la Solana, y hacia el techo de este tramo masivo, las dolomías diferencian localmente, y en un corto intervalo lateral, unas calizas con oolitos y oncolitos. Este hecho - resulta análogo al que se generaliza en algunas series del sector - oriental para todo el tramo, como se verá más adelante.

D5) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Las facies "Weald-Utrillas" se superponen a las dolomías anteriores sin discordancia de tipo erosivo. Pero existe una "peniconcordancia" deducida por la ausencia en estas latitudes, -

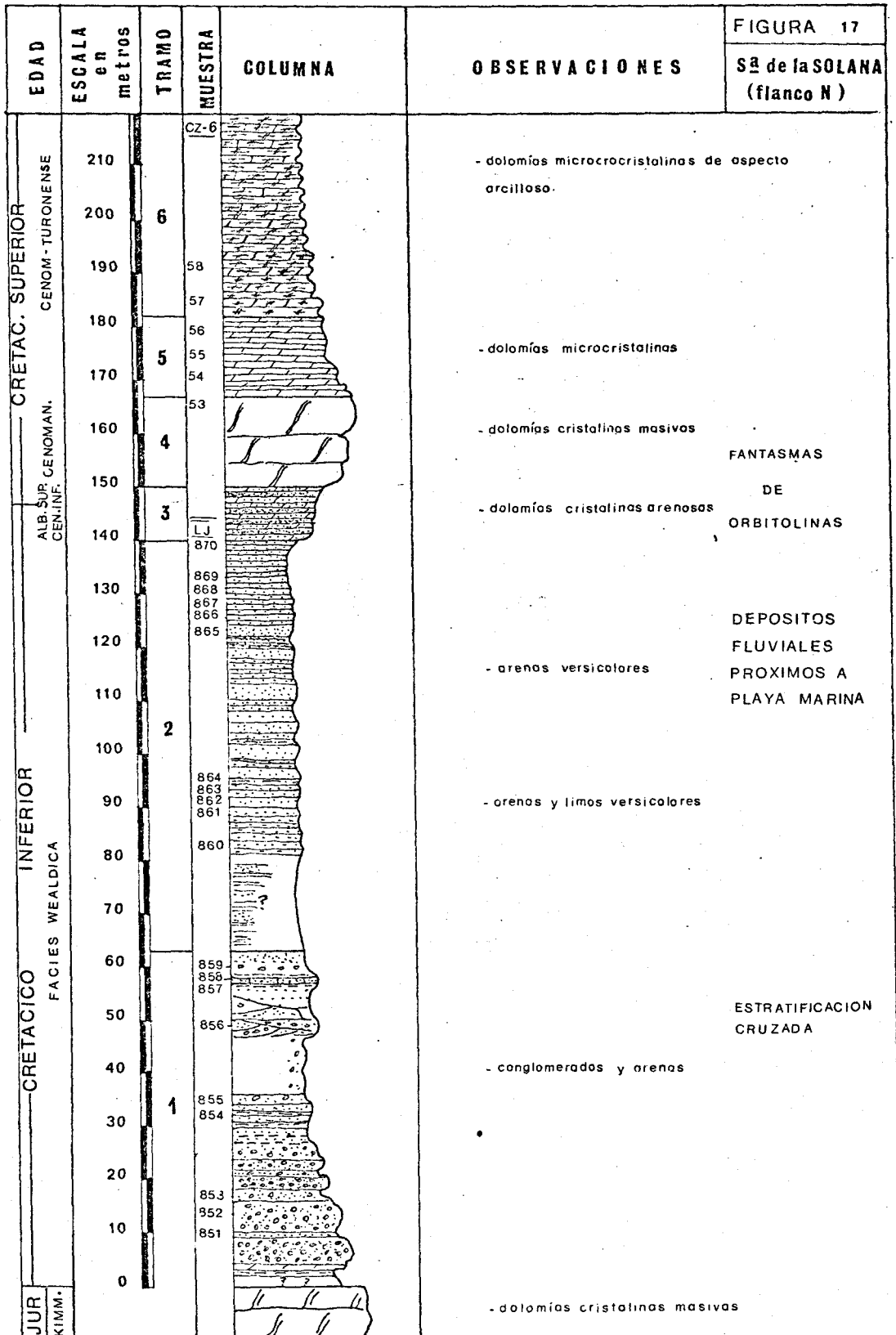
El Cretácido inferior, arcilloso-arenoso y de espesor relativamente moderado, ha ejercido no obstante un papel mecánico en las estructuras de pequeñas dimensiones, análogo en cierto grado al del Keuper en las estructuras mayores. Sin embargo, los materiales "Weald-Utrillas" no parecen haber sido nunca causa directa del despegue mecánico, sino que habrían favorecido el desarrollo del mismo una vez que se inició una falla inversa en niveles más inferiores. En los sectores menos comprimidos, el papel plástico de esta formación se reduce extraordinariamente, participando entonces en estructuras de plegamiento más amplias y menos complicadas.

El complejo dolomítico del Ceromanense-Turonense, masivo generalmente en su extrema base, intercala importantes niveles de "margas dolomíticas" en su conjunto que han aminorado la rigidez relativa. De esta manera ha respondido, en general, de forma favorable al plegamiento y a las fracturas sencillas. No obstante, en ciertos sectores más comprimidos ha participado también en la tectónica de escamas.

El Senonense, constituido de calizas en general bien estratificadas sin margas alternantes, se ha comportado con cierto grado de rigidez y competencia mecánicas, fracturándose intensamente en los pliegues apretados. No obstante, en las estructuras amplias, responde al plegamiento con relativa docilidad.

El Mioceno inferior aparece en este dominio constituido fundamentalmente por calizas masivas de espesor relativamente moderado. Apoyado sobre la serie mesozoica en discordancia erosiva y angular, fue plegado en su mayor parte junto con los materiales más antiguos y cobijado frecuentemente por los mismos. Se encuentra así implicado en las más complicadas escamas y pliegues-falla. No obstante, la parte superior de este Mioceno inferior, discordante sobre la inferior y también sobre el Mesozoico, se encuentra generalmente subhorizontal, y no parece haber intervenido en estructuras provocadas por esfuerzos tangenciales.

En resumen, parece ser que los despegues mecánicos se producen en el área prebética externa a distinto nivel de la serie, según las dimensiones de las estructuras: en las de mayores dimensiones, a partir de los niveles plásticos o semiplásticos más inferiores de la serie mesozoica; pero en las estructuras de menores dimensiones, que se agrupan precisamente en los sectores más comprimidos, se producen los despegues aprovechando todos los tramos incompetentes de la serie. En estos últimos casos, los pliegues apretados evolucionaron, mediante estadios intermedios de pliegues-falla, a apretados "haces" de escamas tectónicas, proporcionando al conjunto una gran complicación estructural.



B) RASGOS TECTONICOS DEL CONJUNTO

El Prebético Externo bordea la Meseta; además, hacia el Norte su límite con la Cordillera Ibérica no podría precisarse. Por el contrario, hacia el Sur el límite con el Prebético interno queda claramente definido en la región estudiada, por una línea o sector muy estrecho y alargado a partir de la cual cambian bruscamente el estilo tectónico, las directrices estructurales, y las características litológicas de la cobertura.

La tectónica de este ámbito regional resulta muchísimo más complicada de lo que cabía esperar; enormemente más que la del Prebético interno. Se caracteriza por la diversidad de estructuras que presenta: escamas tectónicas, pliegues-falla, anticlinales y sinclinales de dimensiones muy variables, sistemas de fallas normales en ocasiones sobreimpuestos a pliegues y fallas inversas, etc...

Los cambios de dirección y rumbo de las estructuras son muy frecuentes, y en ocasiones muy bruscos.

No obstante, a pesar de las frecuentes desviaciones o inflexiones de las estructuras, estas se agrupan a escala regional en dos grandes conjuntos o Unidades:

- UNIDAD BETI-IBERICA del Prebético Externo, y
- UNIDAD BETICA del Prebético Externo

Ambas Unidades quedan bien delimitadas a lo largo de una línea NO-SE, bajo el curso del Río Mundo, entre los Embalses de Talave y Camarillas. Las dos Unidades convergen bruscamente, con rumbos estructurales muy distintos, a un lado y a otro del límite expresado.

LA UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO, ocupa la mayor parte del área prebética externa estudiada. Se extiende al Oeste del límite definido por el curso del Río Mundo. (Ocupa la mitad SO de la Hoja de Isso y la mayor parte de la Hoja de Elche de la Sierra). Se prolonga además hacia el Norte y hacia el Oeste, fuera del área cartografiada, hacia las Hojas de Liétor, Alcazar y Yeste. Los rumbos estructurales dominantes son ONO-ESE, con tendencia frecuente hacia el NO-SE, y con frecuentes inflexiones E-O que se mantienen durante mayor espacio que en la Unidad oriental. Eventualmente, existen también ciertas desviaciones N-S y, una de ellas, hacia el NE-SO. Esta última inflexión hacia directrices béticas, se produce en las inmediaciones con el Prebético interno, donde domina ampliamente el rumbo NE-SO.

como en las series anteriores, del conjunto calizo-margoso superior, del Kimmeridgiense superior-Portlandiense, que se verá después - bien representado en series más orientales.

Se pueden describir muy bien aquí los aspectos de de talle de esta serie terrígena, por existir condiciones de observación bastante buenas.

Se realiza el corte en el flanco norte del Sinclinal de la Sierra de la Solana, en las proximidades de la carretera de Elche de la Sierra a Férez, cuyos resultados se expresan gráficamente en las figuras 17 y 18-A-B.

Sobre las dolomías del Kimmeridgiense, vienen los siguientes episodios:

Tramo 1. - 60 a 70 metros. Fundamentalmente constituido por conglomerados de cantos redondeados, de cuarzo y cuarcita, intercalando niveles de arenas. Los primeros dominan hacia la base del tramo, mientras las arenas tienden a prevalecer, gradualmente hacia el techo del mismo. En detalle, el tramo viene constituido por los siguientes episodios:

- 2 metros. Recubierta.
- 0,5 metros. Arcillas verdes y rojas.
- 1 metro. Dolomía ocre amarillenta, de aspecto limoso arenoso, con pajuelas dispersas de lignito. Es tratificada en banquitos de 0,05 a 0,1 metros.
- 4 a 5 metros. Conglomerado, constituido por grava gruesa de cuarzo y cuarcita, y matriz de arena blanca.
- 1 metro. Arena rosada, con manchas verdosas y blancas.
- 5 metros. Conglomerados semejantes a los anteriores y arenas hacia el techo, mal clasificadas y con abundante grava salpicada de cuarzo y cuarcita.
- 1,5 a 2 metros. Arenas silíceas con grava salpicada de cuarzo y cuarcita. Color rosado, con zonas blancas.
- 2 metros. Conglomerado de matriz arenosa, semejante a los precedentes. Muy mal clasificado.
- 9 a 10 metros. En la base, arenas silíceas y gravas con cantos de cuarzo y cuarcita (semirecubierta); hacia el techo arenas blanco rosadas, con intercalaciones delgadas de lutitas y argilitas.
- 1 a 2 metros. Arenas blanco grisáceas con pajuelas de lignito. Contienen guijarros aislados de hasta 6 -

LA UNIDAD BETICA DEL PREBETICO EXTERNO se sitúa al ENE, y se prolonga más ampliamente hacia el NE fuera ya del área estudiada. Sus estructuras se orientan fundamentalmente según rumbos NE-SO, pero con frecuentes inflexiones tendentes hacia el E-O. No obstante estas inflexiones, el rumbo habitual se recupera rápidamente. Hacia el límite con la Unidad Beti-Ibérica, el rumbo NE-SO cambia en corto espacio a la dirección NNE-SSO. Esta rápida inflexión viene acompañada por el desplazamiento hacia el Sur de un cierto número de escamas tectónicas.

Una característica común a las dos Unidades del Prebético exter-
no es el predominio de las vergencias de los pliegues y desplazamiento de los materiales con componente hacia el Norte (NNO y NNE respectivamente). No obstante, existen abundantes ejemplos de escamas desplazadas hacia el Sur y, en ocasiones, hacia el Este y Oeste.

Los materiales de la cobertera implicados en las estructuras de ambas Unidades, son los mismos: desde los términos del Keuper a los del Neógeno, cuyas características mecánicas se han descrito con antelación.

El número de estructuras es muy grande, y como consecuencia predominan las de pequeñas dimensiones, y entre éstas las escamas tectónicas.

El acortamiento que ha sufrido la cobertera prebética externa en estas regiones es muy considerable. Si bien la envergadura del desplazamiento de cada una de las estructuras por falla inversa no parece superar en mucho los 500 metros, el gran número de fallas inversas, con apilamientos muy apretados de escamas; el fuerte buzamiento de los flancos de los pliegues; la pequeña anchura de los mismos, se ocupan de acortar las distancias originales.

No obstante, el acortamiento de la cobertera resulta bastante mayor en la UNIDAD BETI-IBERICA u occidental, que en la UNIDAD BETICA. Las distancias originales de la parte de cobertera implicada en la primera Unidad, parecen haberse reducido al orden de la mitad, considerando la dirección perpendicular al rumbo medio de las estructuras que sería NNE-SSO. En todo caso, no resulta posible un cálculo exacto del acortamiento con los datos disponibles en superficie. La complejidad tectónica del conjunto; la variabilidad y desconocimiento apropiado de la envergadura real de las fallas inversas, etc. . . . son factores que se escapan al control de detalle.

C) RELACIONES ENTRE LAS DOS UNIDADES PREBETICAS EXTERNAS, Y DE ESTAS CON LA UNIDAD PREBETICA INTERNA

Si bien la relación estructural entre las referidas Unidades viene condicionada desde la etapa preorogénica de las Cordilleras, y será trata

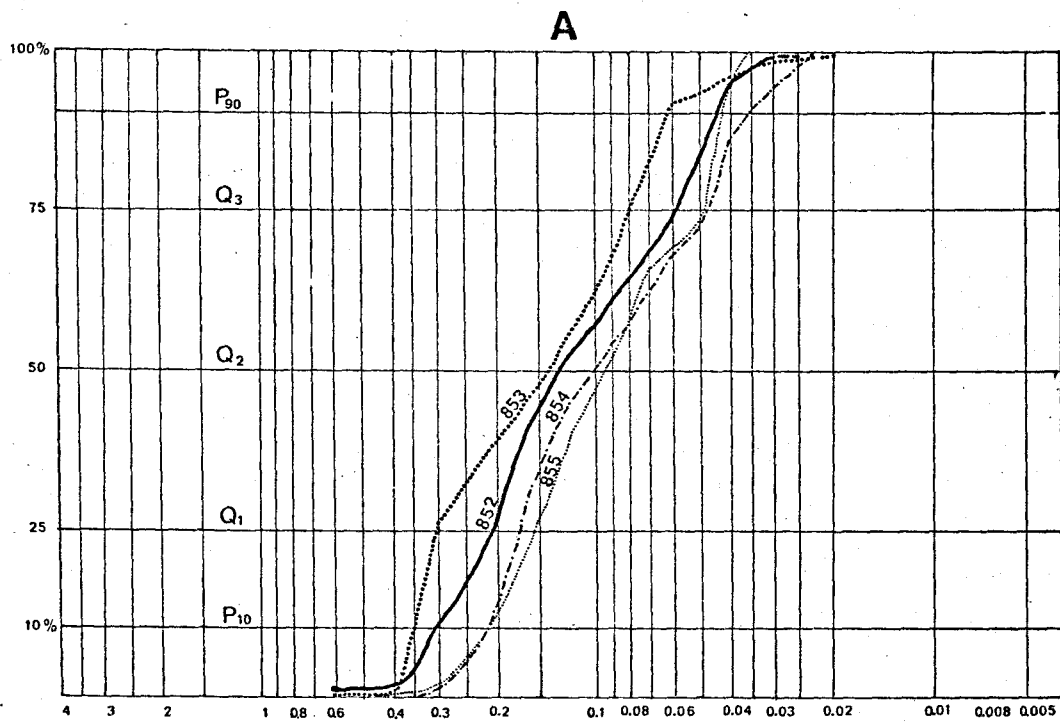
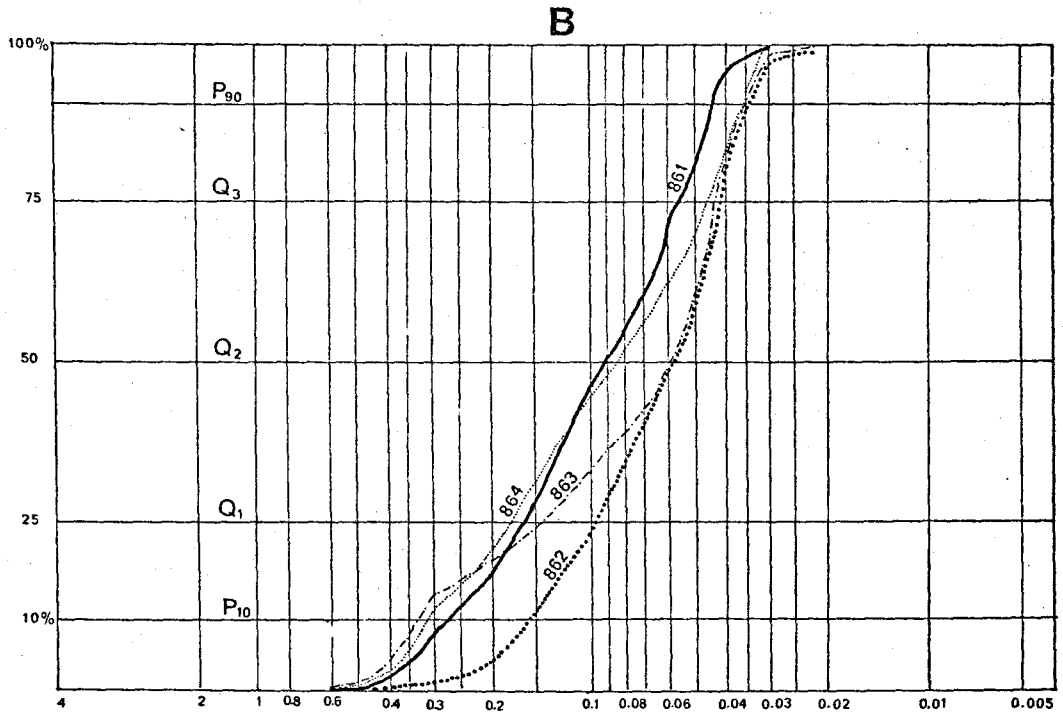


fig. 13.- curvas acumulativas de las muestras correspondientes a los tramos 1 (A), y 2 (B), expresados en la figura 17.

tada más ampliamente en el capítulo de Paleografía e Historia Geológica, considero conveniente esbozar aquí estas relaciones:

C₁) RELACION ESTRUCTURAL ENTRE EL PREBETICO EXTERNO Y EL PREBETICO INTERNO

La relación entre los dos grandes conjuntos prebéticos, se establece mediante una importante falla a nivel del zócalo, que en el área estudiada se orienta de NO a SE (Fig. 77). Esta falla se habría constituido, cuando más moderna, durante el Aptense inferior. Su acción se ha manifestado, además, prácticamente durante todas las etapas de sedimentación subsiguientes del Mesozoico. La verosimilitud de la existencia de esta falla, se fundamenta en el cambio brusquísimo de espesor que experimentan las series mesozoicas, particularmente durante el Cretácico inferior, a un lado y a otro de los dos grandes dominios sedimentarios.

Esta falla de zócalo sería el condicionante previo más importante de los diferentes estilos tectónicos marcados en la cobertera prebética - externa e interna. En efecto, el estilo tectónico iría íntimamente ligado a la intensidad de los esfuerzos y éstos a la naturaleza litológica y espesor de la cobertera. Pero los últimos factores se relacionarían con la subsidencia diferencial, provocada por la existencia de esta importante falla de zócalo.

Una vez iniciada la etapa orogénica, el zócalo del área prebética externa estaría ya mecánicamente independizado (en el sentido expresado), con respecto al zócalo subyacente del Prebético interno. La respuesta de los esfuerzos ante los diferentes empujes, pudo actuar en cada dominio con cierta independencia del dominio vecino.

C₂) RELACIONES ESTRUCTURALES ENTRE LAS UNIDADES BÉTICA y BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO.

Se ha definido el límite entre ambas Unidades a lo largo de la línea NO-SE que sigue el Río Mundo entre los embalses de Talave y de Camarillas.

Conviene llamar la atención sobre el hecho de que esta línea se sitúa en la misma dirección y sobre la zona axial de un importante umbral paleográfico. Este umbral se delata en el ambiente de sedimentación propio del Kimmeridgiense inferior medio, que refleja un entrante de la zona costera hacia el SE.

- centímetros de diámetro máximo, de cuarzo y cuarcita.
- 10 a 12 metros. Arenas y conglomerados de as - pecto semejante a los precedentes. Semirecubierto.
 - 3 metros. Lentejones de arenas ocre amarillentas, en estratificación cruzada con otros de conglomerados y cantos muy gruesos y matriz arenosa. Los componentes son de cuarzo y cuarcita.
 - 5 metros. Arenas ocre blanco amarillentas. Semirecubierto.
 - 8 metros. En la base, arenas blancas y ocre amarillentas; hacia la mitad areniscas y lutitas verdes y ocre; hacia el techo, arenas blancas.

Tramo 2. - 75 a 80 metros. Constituidos exclusivamente por arenas y arcillas de colores vistosos y diversos. De muro a techo, en su detalle:

- 18 metros. Recubrimiento parcial. El conjunto parece constituido (observación lateral) fundamentalmente por arenas blancas.
- 6 metros. Arenas de colores intensos, amarillo y rojo, alternando en capas de 0,5 a 1 metros de espesor.
- 8 metros. Arenas de colores blancos y rojo intenso, alternando en capas más delgadas que las precedentes, del orden de 0,05 a 0,5 metros.
- 1 a 1,5 metros. Limos o arcillas blancas y arena amarillo intenso alternando en capas delgadas del orden de unos centímetros de espesor,
- 30 metros aproximadamente. Recubrimiento parcial sobre una alternancia de arenas rojas y amarillo intenso.
- 5 metros. Arenas de colores, blancos, violáceos y amarillentos.
- 2 metros. Arena blanco amarillenta.
- 1 a 2 metros. Arena de color rojo.
- 2 metros. Arenas de color ocre anaranjado y amarillo intenso.
- 4 metros. Arenas blancas, rosadas y ocre.

La ruptura y cambio brusco de las directrices estructurales a un lado y a otro del límite expresado, y en cierto grado el aparente arrastre del que pudieran derivar las inflexiones de los ejes béticos hacia el NNE-SSO justo hacia el límite con la UNIDAD BETI-IBERICA, me sugieren la existencia de un importante desgarre a nivel del zócalo (Fig.).

Al contrario que la anterior, esta nueva fractura de zócalo no manifestaría su existencia hasta la etapa orogénica. Pero en este caso también, como en el anterior, la independización de los respectivos bloques habría posibilitado la acción de empujes de distinta dirección, y la reacción de distintos esfuerzos rompiendo la solidaridad lateral de la cobertera.

Se puede considerar que la acción del Keuper, por sí sola, no habría podido provocar el agrupamiento de las estructuras en dos Unidades tan netamente diferentes. Más que agrupar, el juego del Keuper parece haber tendido a diversificar más los rumbos de las estructuras, pero sin conseguir romper completamente la unidad de cada conjunto.

D) CRITERIOS DE SUBDIVISION EMPLEADOS PARA LA DESCRIPCION SISTEMATICA DE LAS UNIDADES PREBETICAS EXTERNAS.

La variada gama de estructuras en cada una de las unidades prebéticas externas, aconseja agrupar las mismas según sus afinidades y evitar en lo posible la repetición al describir elementos tectónicos. No obstante, esta misión resulta penosa, por la extraordinaria dislocación y la presencia de un número incontable de estructuras.

El criterio de subdivisión se fundamenta en el mayor o menor grado de complicación estructural, en la amplitud mayor o menor de las estructuras, en la relación de las mismas con los fenómenos dispíricos, etc.

Puesto que en el área estudiada la UNIDAD BETI-IBERICA ocupa mayor extensión, y cuenta con una mayor complejidad, se realiza primero una división de la misma en Sectores, subdividiendo éstos en sistemas de pliegues y fallas. Por el contrario, la UNIDAD BETICA se dividirá simplemente, en sistemas de pliegues y fallas, distinguiendo también una alineación diapírica.

En resumen, los conjuntos en que se dividen y subdividen cada una de las dos Unidades prebéticas externas (Fig.), son los siguientes:

D6) Ensayos de granulometrías y minerales pesados de los -
tramos 1 y 2 correspondientes a las facies Weald-Utrillias.

Las muestras ensayadas se localizarán en la columna de la figura 17 .

GRANULOMETRIAS.

Se ensayan las siguientes muestras:

TRAMO 1

<u>Muestra</u>	<u>Valores</u>	<u>Ambiente de depósito</u>
- 852	Qdx = 0,95	Fluvial
.....	Hé = 0,7	" (máximo)
- 853	Qdx = 0,975	Fluvial (casi máximo)
.....	Hé = 0,85	" (máximo)
- 854	Qdx = 0,95	Fluvial
.....	Hé = 0,8	" (máximo)
- 855	Qdx = 0,875	Fluvial
.....	Hé = 0,75	" (máximo)

TRAMO 2

<u>Muestra</u>	<u>valores</u>	<u>Ambiente de depósito</u>
- 861	Qdx = 0,8	Fluvial
.....	Hé = 0,7	" (máximo)
- 862	Qdx = 0,625 ...	Fluvial (próximo quizás a playa marina)
.....	Hé = 0,5	idem idem.
- 863	Qdx = 0,9	Fluvial (próximo quizás a playa marina)
.....	Hé = 0,45	Fluvial a playa marina.
- 864	Qdx = 0,975	Fluvial
		Fluvial(máximo).

De estos resultados se constata un predominio del ambiente de depósito "fluvial" o de gran influencia fluvial, con fluctuaciones - hacia ambiente playero, y recurrencias del ambiente fluvial.

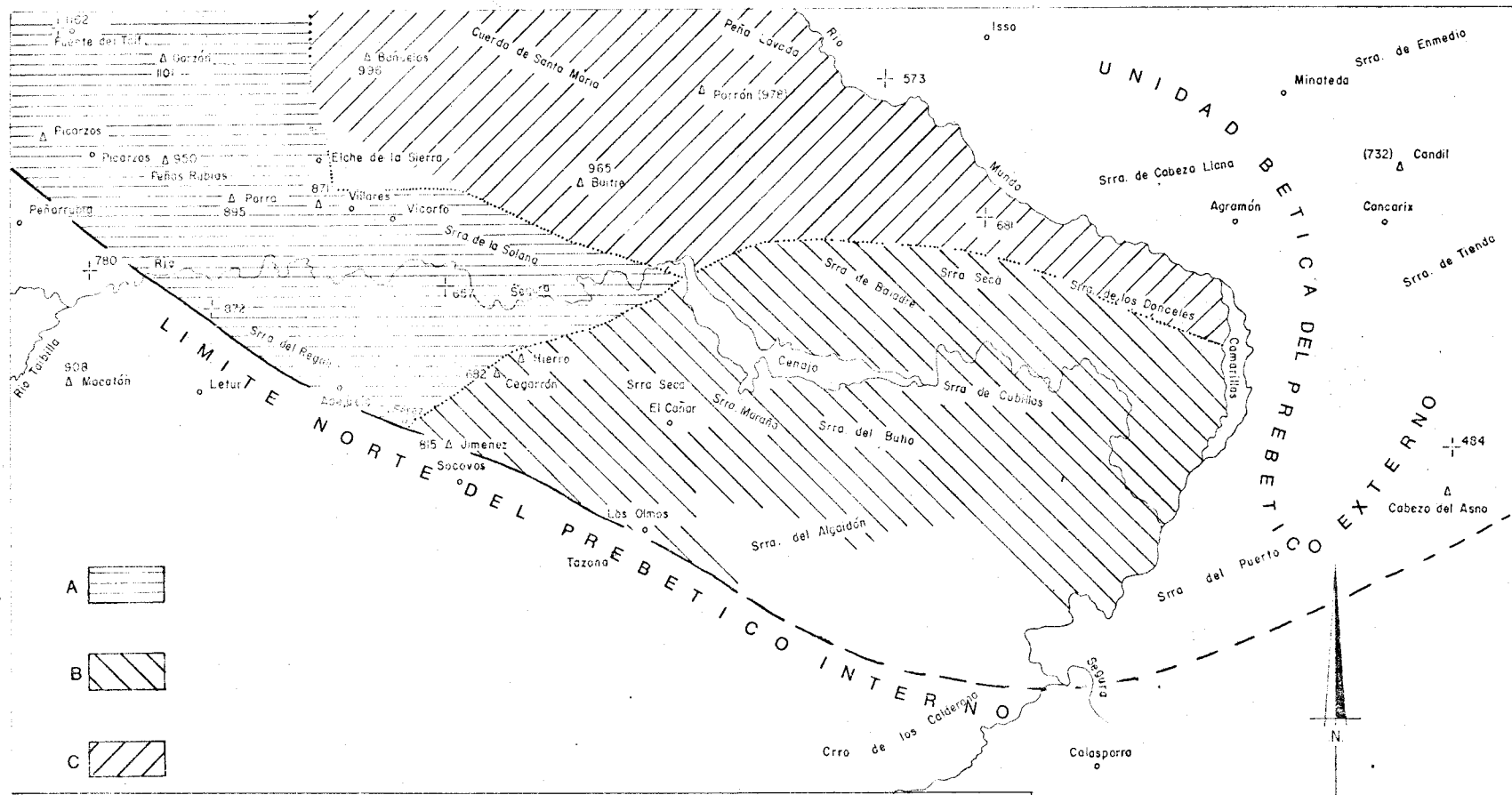


FIGURA 78. — SUBDIVISION EN «SECTORES» PARA LA UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO

Escala gráfica
0 1 2 3 4 5 Kms.

Las curvas acumulativas correspondientes a los ensayos resultan suficientemente expresivas (figura 18-A para el tramo 1; y 18-B para el tramo 2).

MINERALES PESADOS

Se ensayan tres muestras, localizadas respectivamente hacia el muro (851), parte media (860) y techo (870) de la serie.

<u>Muestra</u>	<u>Resultados</u>
- 851	Mena metálica (trazas, 1%)
.....	Turmalina (raro 1-5%)
.....	Granate (trazas, 1%)
.....	Corindón (raro 1-5%)
.....	Mica negra (raro 1-5%)
.....	Glauconita (raro 1-5%)
<hr/>	
- 860	Mena metálica (70-80%)
.....	Turmalina (10-20%)
.....	Zircón (5-10%)
.....	Anatasa (5-10%)
.....	Rutilo (raro, 1-5%)
.....	Corindón (trazas, 1%)
.....	Estaurolita (trazas, 1%)
<hr/>	
- 870	Mena metálica (70-80%)
.....	Turmalina (10-20%)
.....	Zircón (raro, 1-5%)
.....	Anatasa (trazas, 1%)
.....	Corindón (trazas, 1%)
.....	Estaurolita (trazas, 1%)
.....	Glauconita (trazas, 1%)

Se observa un aumento rápido e importante de la mena metálica a partir de la parte media de la serie. Lo mismo sucede con la Turmalina; mientras el zircón aumenta y vuelve a disminuir, al igual que la Anatasa y el Rutilo en fracciones menos importantes.

1 - UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO.

A) Sector comprendido entre Picorzos-Fuente del Taif-Elche de la Sierra-Vicorto-Cortijo de Hijas y Férez.

(A, Fig. 78)

Se caracteriza por la densidad que adquieren los apilamientos de escamas tectónicas, que se agrupan en haces apretados. Su conjunto tiende a mantenerse en rumbo NO-SE, pero hacia la parte media del Sector se acusa una inflexión casi general hacia el E-O, recuperándose después de cierto espacio el rumbo original de las estructuras. Se distinguen en el mismo los siguientes sistemas:

- a₁) Sistema de escamas entre Picorzos y el Caserío de Tobillas, cuyo rasgo más característico consiste en el sentido opuesto de las cobijaduras en sus dos extremos. Las estructuras se orientan NO-SE.
- a₂) Sistema de escamas y pliegues entre el Caserío de Tobillas-Vicorto-Cortijo de Híjar y Férez, cuyas estructuras se orientan ONO-ESE, con una inflexión E-O antes de enlazar con el sistema anterior.
- a₃) Sistema de pliegues entre la Sierra de Peñas Rubias-Cabe del Alcalde-El Alamillo-Elche de la Sierra y Loma Carrasca, cuyos ejes oscilan entre NO-SE y E-O. Los pliegues más meridionales vergen hacia el SO y S.
- a₄) Sistema de fallas normales e inversas entre Fuente del Taif y la Carretera de Elche de la Sierra a Lietor, con pliegues relativamente suaves, y fallas normales muy abundantes que reflejan una fuerte distensión del área que ocupan.

B) Sector comprendido entre Elche de la Sierra, el Río Mundo, y el Embalse del Cenajo (Fig.78B).

De mayor extensión, y con estructuras de mayores dimensiones que las del Sector precedente. Se caracteriza por la generalización casi total de sus cabalgamientos hacia el Sur y Suroeste. Casi todas las fallas inversas y pliegues presentan un rumbo NO-SE, salvo en el meridiano de Elche de la Sierra. Dentro del Sector se distinguen:

- b₁) Inflexiones N-S de las escamas y pliegues, según el meridiano de Elche de la Sierra, donde las estructuras sufren una inflexión de más de 90 grados con respecto a las directrices ibéricas que mantienen inmediatamente al Este.

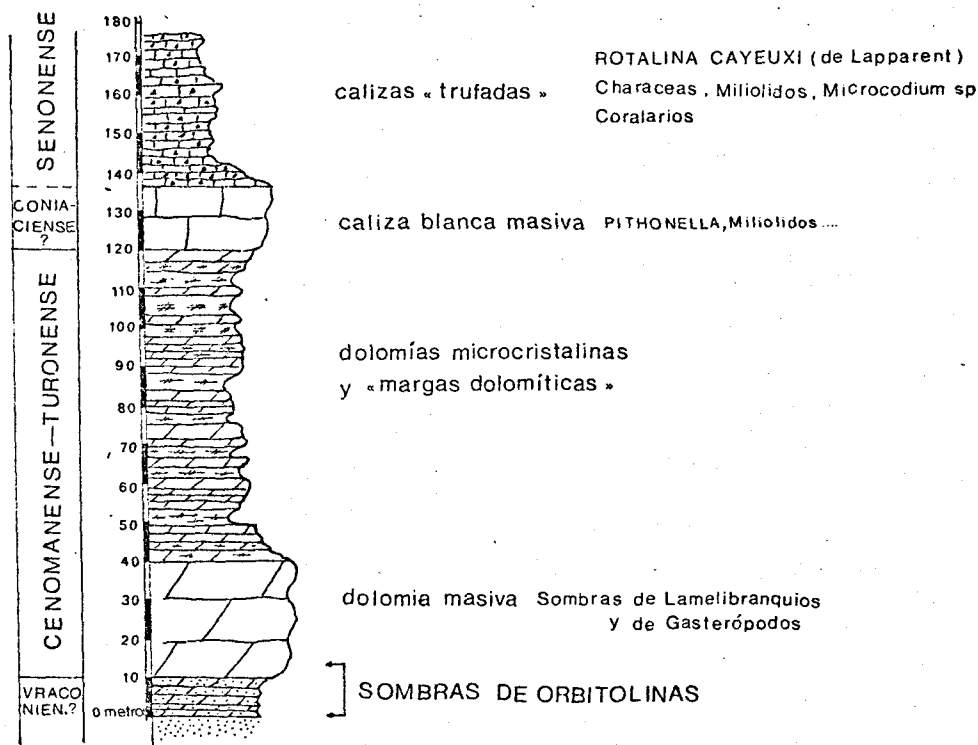


Fig. 19.- Columna estratigráfica del Cretácico en la vertiente sur de la Sierra de la Solana, equivalente al perfil C de la figura 16.

D7) ALBENSE SUPERIOR-CENOMANENSE. Dolomías arenosas con abundantes sombras de Orbitolinas.

Tramo 3. - 8 a 10 metros. Dolomías cristalinas, con fantasmas de Orbitolinas, en bancos delgados de espesor variable entre 0,2 y 0,5 metros. Aspecto arenoso. Parcialmente recubiertas por coluvial, pudieran interestratificar algunos niveles de arenas.

El presente tramo parece ser equivalente a las calizas bioespartíticas del Sifón de Socovos (Corte de la figura 46), que datan del Vraconiense.

- b₂) Sistema de escamas y pliegues entre Camelleja-Cuerda de Santa María-Los Porrónes-Río Mundo-Cerros del Campillo y cola del Embalse del Cenajo. Sus estructuras se orientan NO-SE salvo en el extremo noroccidental del sistema donde, antes de enlazar con las inflexiones precedentes N-S, los rumbos giran hacia el E-O.
- b₃) Sistema de escamas y pliegues entre los Cerros del -- Campillo y la cola del Embalse del Cenajo. De estilo tectónico semejante al anterior.
- c) Sector comprendido entre Ferez-Sierra de los Donceles y el Embalse de Camarillas (Fig.78,C)

Ocupa el triángulo comprendido entre la parte SE de la Hoja de Elche de la Sierra, y el cuadrante SO de la de Isso. Su principal característica resulta ser la marcada independencia y gran heterogeneidad en los rumbos estructurales y sentido de las cobijaduras. Se distinguen en este Sector los siguientes sistemas:

- c₁) Sistema de pliegues y fallas entre Monte Hierro - Sierra Maraña - Sierra Seca y Sierra del Buho. Sus pliegues -- tienden a mantener un rumbo E-O, con inflexiones ONO-ESE y OSO-ENE, indecisas entre las directrices béticas e ibéricas. Estas estructuras se alzan entre depresiones ocupadas por el Keuper y por el Mioceno de facies lacustre.
- c₂) Sistema de escamas entre la Sierra de Cubillas, Sierra del Baladre y Sierra de los Donceles. Constituido por -- numerosos y apretados haces de escamas tectónicas de pequeñas dimensiones en general. Los rumbos y los sentidos del cabalgamiento parecen variar caprichosamente, resultando el sistema más caótico, desordenado y comprimido de entre todos los considerados.
- c₃) Diapirismo entre Almiraz-Sierra del Baladre-Collado de -- los Colorados y Presa de Basili. Este sistema, entretejido entre los pliegues y fallas de los dos anteriores, parece en gran parte responsable de la extremada complicación tectónica de los mismos. En realidad esta alineación diapírica se prolonga hacia el NE en la UNIDAD BÉTICA del Prebético externo.
- d) Pliegues por acomodación a bloques subyacentes en el Mioceno superior lacustre.

Donde se analizan las estructuras no implicadas en la tectónica de compresión de la UNIDAD BÉTICA-IBÉRICA.

D8) CRETACICO SUPERIOR.

Se puede estudiar en buenas condiciones de observación en el sinclinal de la Sierra de la Solana. En el flanco sur del mismo se presenta la serie más completa. El acceso se facilita siguiendo el camino que desde la aldea de la Abuela, remonta hacia el Norte de la Sierra de la Solana.

El corte de la sucesión estratigráfica se expresa gráficamente en la fig. 19. La situación topográfica del mismo, fig. 16 C.

Al techo de la formación "Weald-Utrillas", tanto en el flanco sur como en el norte, vienen unos 10 metros de calizas dolomíticas muy arenosas, muy bien estratificadas y con "fantasmás" de Orbitolinas y sombras de oolitos. Los porcentajes de cuarzo, en tamaños de limo y arena fina, alcanzan proporciones de hasta el 20%.

Estos niveles serían correlacionables con las calizas de la serie del Sifón de Socovos, que se definirán más adelante en el Prebético interno. Se situarían en la transición del Albense superior al Cenomanense inferior, admitiendo esta correlación. Justamente se ha datado allí el Vraconiense.

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

Sobre las calizas dolomíticas arenosas de base, vienen las dolomías masivas con un espesor que llega a contar ya con unos 30 metros en el flanco sur de la Sierra de la Solana, y algo menos en el flanco norte.

Inmediatamente al Sur de la S^a de la Solana, se produce la transición al Prebético interno muy rápidamente. De este modo, al Sur de F^érez las dolomías masivas cuentan ya con un espesor del orden de 150 metros. La distancia de Norte a Sur, en la que se produce este cambio de potencia, es de poco

2 - UNIDAD BÉTICA DEL PREBÉTICO EXTERNO

- a) Sistema de pliegues y fallas en la Sierra de Cabeza Llana, caracterizado por las inflexiones hacia el NNE-SSE de sus pliegues, y por la existencia de importantes escamas movidas hacia el Sur.
- b) Sistema de pliegues y escamas entre Quijonate y la Sierra del Candil, de estructura complicada y rumbos NE-SO.
- c) Sistema de pliegues y fallas entre la Sierra de Enmedio, - Sierra de las Cabras y Sierra del Candil, que resulta una prolongación del anterior, pero diferente en su orientación E-O y en su estructura menos complicada.
- d) Alineación diapírica entre Quijonate y el Morrón de Jumilla, de dirección SO-NE. No está representada en el área cartografiada más que su extremo SO en Quijonate. Pero se extiende hacia el NE ampliamente. Puede suponerse también una prolongación de la antes citada entre Almirez-Sierra del Baladre-Collado de los Colorados y Presa de Basili.

más de 2 kilómetros. En este corto intervalo, las dolomías quedarían ocultas por los materiales miocenos y cuaternarios, discordantes sobre ellas.

Las dolomías son cristalinas y de grano medio. En su base, ocasionalmente se observan algunas "sombras" de Orbitolinas.

Sobre este tramo de textura masiva vienen unos 80 metros, de dolomías de grano muy fino por lo general. En apariencia alternan con niveles más arcillosos, que examinados con detalle y al microscopio, parecen corresponder por lo general a dolomías de grano extremadamente fino, muy alteradas. Sus características son muy semejantes a las de los tramos análogos descritos con más detalle en la serie de Elche de la Sierra.

En la mayor parte de los niveles no aparecen vestigios de fauna, lo que puede deberse a la recristalización y dolomitización de los mismos. En otros niveles se encuentran "sombras" de restos de Lamelibránquios y de Gasterópodos. En ocasiones, moldes más claros de los mismos.

Las dolomías de grano fino, con texturas de dolomitizadas a veces con microesparita, contienen también pequeños porcentajes de limo de cuarzo, en proporciones que oscilan entre el 2% y el 5%. Asimismo, es frecuente observar pequeñas manchas de óxidos de hierro.

b) Conjunto calcáreo del Coniaciense-Senosense.

Se diferencian dos términos.

El más inferior, se compone de 12 a 15 metros de calizas muy blancas, masivas, de aspecto algo marmóreo por recristalización. Su textura consiste en micritas y microesparita. Eventualmente, contienen restos de Equinodermos, Lamelibránquios, Miliólidos y Pithonella sp.

Estas calizas serían correlacionables con otras semejantes de las series prebéticas internas, que se sitúan bajo unas margas del Santoniense, por lo que se atribuirán al Coniaciense.

El término superior cuenta con unos 40 metros de espesor, y su serie podría estar incompleta por erosión de sus niveles más superiores. Se compone de calizas microcristalinas, algunas con aspecto "trufado" en los niveles medios y superiores, ocasionado por la existencia entre la matriz microcristalina de un alto porcentaje de intradastos de colores negros, grises y rosados. El espesor de los bancos oscila entre 0,1 y 0,3 metros.

Algunos niveles del término superior son muy pobres en restos orgánicos, pero el conjunto de los mismos contiene una

T E C T O N I C A

unidad beti-ibérica

del

Prebético Externo

variada fauna de ambiente marino-lagunal, con Charáceas, otras Algas, Microcodium sp., Ostrácodos, Ophthalmidium sp, Miliólidos, frecuentes Rotalina sp., y Rotalina cayeuxi de Lapparent, pequeños Discórbidos y restos de Equinodermos, Coralarios, Gasterópodos y Lamelibrancios (Exogyra sp.).

V.III.2.2.E RASCOS GENERALES SOBRE EL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR OCCIDENTAL. (fig 29)

E1) LIAS-DOGGER.

Los términos del Lías afloran únicamente al NO., con facies semejante a la de la serie definida en los Cerros del Campillo, esto es, de dolomías de grano fino, con niveles arcillosos de colores verde y rojo carmín hacia el techo. El afloramiento es incompleto.

El Dogger, que contaría con un espesor mínimo de 300 metros, aflora también incompleto, y se presenta en la facies antes descrita como "dolomías granudas".

Para más información, véase el capítulo dedicado a la descripción del complejo dolomítico del Jurásico basal y las conclusiones del capítulo V.III.2.3.1 apartado 11, que pueden hacerse extensivas para las facies del Lías-Dogger.

E2) OXFORDIENSE SUPERIOR.

Queda representado en los niveles de "calizas nodulosas", que parecen existir siempre al S. del paralelo que pasaría por la cresta de la Sierra de Peñas Rubias. Más al Norte su existencia es dudosa, o todo lo más estaría escasamente representado en ciertos "residuos" que se atribuyen con duda a las mismas calizas nodulosas.

En la parte SE. del Sector tampoco ha podido ser datado, pero la existencia frecuente en estos lugares de un reducido espesor de "calizas nodulosas", de microfacies y aspecto general semejante a las datadas en otros cortes próximos, permite establecer la correlación con las reservas del caso.

El espesor máximo de las calizas nodulosas, en todo el sector considerado, no supera los 6 metros. El aumento relativo del mismo se efectuaría hacia el SO.

La textura microcristalina de las "calizas nodulosas" sugiere un ambiente de depósito con bajo nivel de energía. Esto junto a la coexistencia de faunas pelágicas y bentónicas, indicaría aguas poco agitadas, lejanía de costa, y profundidad relativa, pero en todo caso no excesiva. El carácter noduloso de las cali-

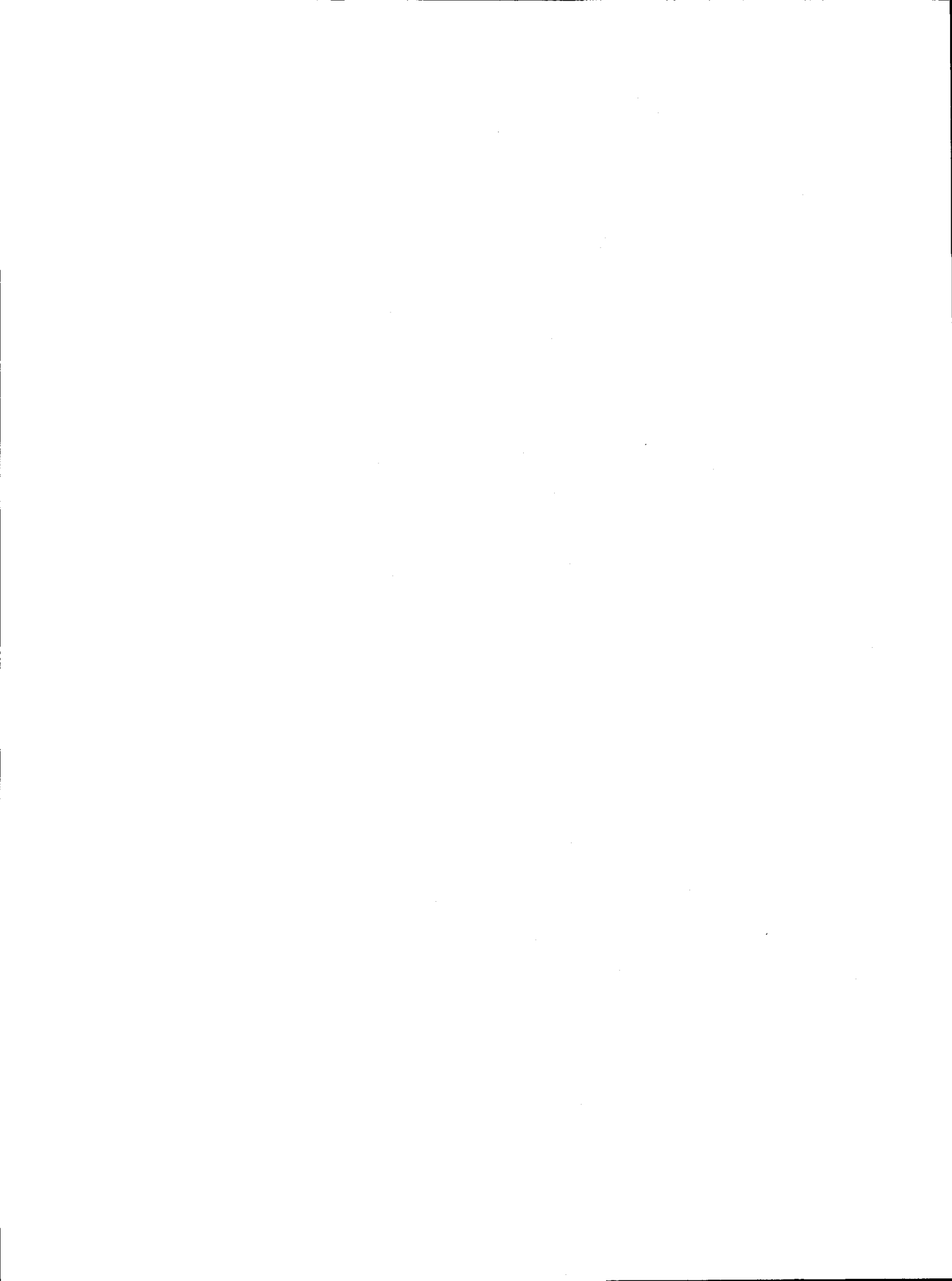


Fig 20 — Síntesis de la serie mesozoica del Sector occidental. Prebético externo.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	TERMINOS	
KEUPER	LIAS-DOGG	OXFORD SUP	KIMMERIDG. INF. - MED.	KIMM. MED.	KIMMER SUP PORTLAND.	CRETACICO INFERIOR	VRACONIEN-CENOM INF	CENOMAN-SE	TURONEN-SE	CONIACIEN-SE	SENONEN-SE	EDAD	
imprevisible	500-600m	0-6 m	0-100	0-20m	-0-	0-150m	0-15 m	0-35 m	0-100 m	0-12 m	0-150m al NE-300m	POTENCIA min. y máx.	
LITOFACIES Y ESTRATIGRAFIA RELATIVA		AMMONI-TÉS y microfácies	microfácies y correlación	comparación series orient.		comparación series internas	correlación con serie de SOCOVOS	POR ESTRATIGRAFIA RELATIVA A ESCALA REGIONAL		analogía con series internas	microfácies	CRITERIO DE DATACION	
													LITOLOGIA
	dolomericita	doloeparita	biomicrita intramicrita pelmicrita intraesparita micrita	dolomicroesp doloeparita		muy alto	doloespar arenosas silíceas	masiva dolomicroesparita	dolomicrita	masiva microespar. micrita	micrita, intramicr. intraesp. micrita, biomicr.	TEXTURAS	
		débil pero muy persistente	débil (teniendo a alto hacia el NO)	medio?		alto	alto	¿medio?	muy débil	DEBIL a medio	VARIABLE entre muy bajo, y moderado constante	NIVEL DE ENERGIA	
marino? salobre	marino costero? restringido	PLATA-FORMA	PLATAFORMA INTERIOR?	por equivaler a calizas de oncolitos hacia el Este, COSTERO?		FLUVIAL Al S. próximo a playa marina	nerítico zona costera	marino. nerítico en la base	restringido ¿marino-lagunal?	marino	marino-lagunal	AMBIENTE DE DEPOSITO	
		local al NO (regional del Oxford-Inf.?)	locales al NO	locales	deducida por comparación series del E	locales al N	extensiva hacia el N	muy locales al NO		posible al NO	local posiblemente	LAGUNAS ESTRATIGR	
						erosiva sobre 2-5 al N		sobre 2 al NO			local sobre 2-7	DISCORD.	
		sobre 2	posible sobre 2			sobre 5						PENICON-CORDANCIA	
	muy fuerte	moderadísima	relativam. fuerte	moderada	¿emersión?	aumenta progresivamente hacia el S	moderada	débil al N moderada al S	generalm. fuerte, al NO, moderada	moderada	generalm fuerte; localm. débil	SUBSIDENCIA	
	HARD GROUND					estratific. cruzada	SOMBRAS DE ORBITOLINAS				brechas sin sedimentarias	OTROS DATOS	

PREBÉTICO EXTERNO

LEYENDA GENERAL DE LOS MATERIALES REPRESENTADOS EN LOS CORTES ESTRUCTURALES-

Siglas del jurásico:

- 1¹⁻² , dolomícritas (Lías inferior)
- 1²⁻³ , margas y dolomías (Lías)
- j' , dolomías masivas (Dogger)
- j"2-4' , calizas y margas (Oxford. sup. +Kimeridgiense inferior-medio)
- J"2-4 s ,idem, con intercalaciones de calizas arenosas
- j "4-5' dolomías masivas (Kimeridgiense medio)
- j" 4-5 s, idem, arenosas silíceas . ,
- J" 4-5 c, pesos laterales a calizas de oncolitos
- j"4^{G1} , calizas (Kimeridgiense medio +Kimeridg. sup. Portlandiense + Neocomiense) Representación eventual)

Siglas del Cretácico:

- G_w 1-4, arenas con eventuales intercalaciones de calizas y dolomías (Cretácico inferior, facies de paso del Prebético externo al Prebético interno).
- G_w , arenas areniscas y conglomerados silíceos (Cretácico inferior en facies "Weald-Utrillas")
- g 4-cl , dolomías con fantasmas de orbitolinas (correlacionadas con las calizas vracenienses del Prebético interno)
- cl , dolomías masivas (Cenomanense ?)
- cl-2 , dolomícritas y "margas dolomíticas" (Cenomanense-Turonense),?)
- C³⁻⁶ ,facies calizas de ambiente marino-lagunal (Senonense)

Siglas del Terciario:

- m¹⁻² cg, conglomerado silíceo rojo (base del Mioceno inferior marino)
- m₁₋₂ , calizas (Anquitaniense-Burdigaliense)
- m2-3 , calizas (Burdigaliense-Helvetiense), y eventualmente margas en la base
- M4-5 , facies lacustres del Mioceno superior

Siglas del Cuaternario: q ,recubrimiento cuaternario

Sigla del Keuper , t_k margas yesíferas, y eventualmente arenosas

NOTA: Los cortes estructurales del Prebético interno figuran sólo en la documentación complementaria, dada su regularidad estructural y a fin de abreviar el volumen del texto del presente trabajo.

zas, que recuerda el del mismo Oxfordiense de la Zona Subbética, pudiera estar relacionado con la Inestabilidad del fondo de la cuenca, que en un intervalo de tiempo relativamente corto pasaría de la emersión-submersión durante el Oxfordiense inferior, a un ambiente relativamente profundo y lejano de costa durante el Oxfordiense superior; y de aquí a los ambiente marinos semirestringidos de los distintos episodios del Kimmeridgiense. La falta de sedimentos del Oxfordiense inferior y la existencia de un "hard-ground" a nivel del Oxfordiense superior, así parecen confirmarlo. Resulta improbable que en la génesis del carácter noduloso de estos sedimentos hayan participado supuestas corrientes submarinas, dado el fuerte grado de inmadurez de las rocas carbonatadas en cuestión. Por otra parte, el carácter noduloso no parece estar relacionado con la profundidad del depósito, ni con la mayor o menor lejanía de costa, una vez que no es exclusivo del Oxfordiense superior, sino que se presenta también en ambientes de distinta profundidad, más neríticos, tales como en las series del Cretácico inferior del Dominio Prebético Interno.

E3) KIMMERIDGIENSE.

La parte superior del conjunto calizo margoso que se inicia con el Oxfordiense superior, comprende el Kimmeridgiense inferior y parte del Kimmeridgiense medio.

Las dolomías que culminan la serie calizo-margosa, corresponderían también al Kimmeridgiense medio, si se admite la correlación con las mismas dolomías de las series surorientales del Sector oriental.

El Kimmeridgiense superior y Portlandiense no han sido datados faunísticamente en este Sector. Lo más probable es que falten, como parece deducirse al comparar estas series con las del Sector oriental, más completas, y por el proceso de erosión que se manifiesta en la discordancia entre las facies "Weald-Utrillas" y el techo de las dolomías que se atribuyen al Kimmeridgiense medio. Aunque no puede confirmarse, no creo en la posibilidad de que el Kimmeridgiense superior y el Portlandiense estuvieran representados en el nivel dolomítico descrito al techo de la serie Kimmeridgiense de este Sector. Más probable, aunque también inseguro, sería que el Kimmeridgiense superior y Portlandiense quedaran en este Sector incluidos en las facies "Weald-Utrillas", dado que en las series de los sectores inmediatos más meridionales (Sector oriental del Prebético externo, y serie de la Muela del Prebético Interno), las facies calizas del Portlandiense incluyen ciertos episodios ricos en arena silíceas.

Las calizas y margas del Kimmeridgiense inferior-medio resultan monótonas en su espesor y facies, al contrario que



en el sector central. Su espesor máximo no supera los 100 metros por lo general, y los 50 metros en las series que se sitúan al Norte de la Sierra de Peñas Rubias. Su litología es comparable a las series del Sector oriental, pero difiere de las del central. La textura de las calizas es siempre microcristalina, propia de un ambiente sedimentario restringido, con bajo nivel de energía, de aguas tranquilas, más profundas que las del Sector central.

Las dolomías masivas del Kimmeridgiense medio no superan en este Sector los 25 a 30 metros de potencia. El ambiente de depósito de las mismas se puede suponer semejante al de las calizas de "Oncolitos", equivalente por paso lateral, de las series nororientales del Sector oriental. Más adelante se tratará esta cuestión.

E4) CRETACICO INFERIOR.

Se presenta en todo el Sector considerado, en facies continental, del tipo "Weald-Utrillas".

Su espesor, que no supera los 40 metros al Norte del paralelo de la Sierra de Peñas Rubias, supera inmediatamente al Sur de la misma los 150 metros. El eje de esta Sierra habría supuesto pues, cierto "escalón" paleogeográfico de esta cuenca continental, reflejando un aumento relativamente rápido de la subsidencia, como testimonio moderado y previo del cambio brusquísimo de espesores que se produce poco más al Sur, al pasar al Cretácico inferior del Dominio Prebético Interno.

Los terrígenos que componen esta facies se habrían depositado en un ambiente entre fluvial y deltaico, próximo a playas marinas.

E5) ALBENSE SUPERIOR-CENOMANENSE INFERIOR.

En las series más meridionales del Sector, marcando el paso entre las facies "Weald-Utrillas" y el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, aparecen unos niveles de calizas dolomíticas arenosas plegadas de "fantasmas" de Orbitolinas en ocasiones. Admitiendo la correlación de estas calizas dolomíticas con las calizas de Orbitolinas de la serie del Sifón de Socovos, bien datadas, estos niveles marcarían el tránsito del Albense superior al Cenomanense inferior. Justo el Vraconiense.

Admitiendo la correlación expresada, las calizas dolomíticas arenosas con abundantes fantasmas de Orbitolinas, procederían de calizas análogas a las del Sifón de Socovos, inmediatamente al Sur, en el Prebético interno, donde poseen textura de esparitas más o menos oolíticas y donde también incluyen hacia el techo algunos niveles dolomitizados. Es decir, procederían de rocas carbonatadas maduras, depositadas en un ambien-

VII.I-1-1.- UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO

VII.I-1-1-A.- SECTOR COMPRENDIDO ENTRE PICORZOS - FUENTE DEL TAIF - EL CHE DE LA SIERRA - VICORTO - CORTIJO DE HIJAR Y FEREZ --
(Fig. 78, A y Fig. 79).

La extensión superficial de este Sector, en el área de la cartografía, oscila entre 150 y 200 kilómetros cuadrados; ocupa aproximadamente el tercio centro-occidental de la Hoja de Elche de la Sierra.

Sus límites quedan comprendidos por las líneas que unen los -- puntos y localidades mencionados en el título. Además, el límite SO coincide en este caso con la línea de separación del PREBETICO EXTERNO con el PREBETICO INTERNO, entre las inmediaciones septentrionales de Peñarrubia y Ferez. Las estructuras del Sector se prolongan fuera de la cartografía, hacia el N y NO.

Las estructuras tienden a mantener rumbos próximos al NO-SE, pero acusan una inflexión E-O hacia la parte media del Sector.

El acortamiento de la cobertera resulta muy considerable en el conjunto del Sector. No obstante, varía de uno a otro de los sistemas -- componentes. Así, los sistemas más comprimidos aparecen constituidos por escamas muy apretadas; otros, algo menos comprimidos, por escamas y pliegues-fallas; y por último, uno de los sistemas se ve afectado por una gran distensión, con gran cantidad de fallas normales sobreimpuestas a pliegues sencillos, y sólo una falla inversa.

La vergencia de los pliegues y el sentido de cabalgamiento de -- los materiales varía también de un sistema a otro, y aún dentro de cada sistema.

Las dimensiones de las estructuras son muy variables, desde escamas difícilmente representables a escala 1:50.000, hasta pliegues relativamente ámplios alargados.

Las características de los distintos sistemas que constituyen este Sector son las siguientes:

te marino relativamente costero, que habrían sufrido una dolomitización secundaria. Este medio sedimentario, de aguas agitadas, recibió mayor o menor cantidad de aportes terrígenos procedentes de la Meseta.

E6) CENOMANENSE-TURONENSE.

Constituye el complejo dolomítico de base del Cretácico superior.

Se le supone una edad de conjunto, Cenomanense - Turonense, por su posición estratigráfica relativa.

Presenta apenas variaciones, en sentido lateral, a escala regional en todo el Dominio Prebético Externo, resultando muy monótono y pobre en restos orgánicos, casi siempre banales, con excepción de la extrema base de las dolomías masivas con que se inicia el complejo, con frecuentes sombras de Orbitolinas en las series meridionales del Sector.

El espesor de las dolomías masivas de base aumenta de forma gradual hacia el Sur, en dirección hacia el Prebético interno donde la potencia es, como se verá más adelante, muy considerable. Por el contrario, el resto del complejo dolomítico, esto es las dolomías microcristalinas y "margas dolomíticas" bien estratificadas, resulta más potente hacia el Norte del Sector en la serie de Eliche de la Sierra. A grandes rasgos, el espesor de las dolomías estratificadas de grano fino no varía del Dominio Prebético externo al interno, e incluso, en ocasiones, presenta series menos potentes hacia el Sur, en el Dominio Prebético interno.

El conjunto de las dolomías parecen de origen secundario. Posiblemente las dolomías de grano medio, las masivas de base, con fantasmas de Lamelibranchios, Gasterópodos y Orbitolinas, proceden de calizas depositadas en un ambiente marino nerítico. Por el contrario, las dolomías microcristalinas superiores, procederían de calizas más inmaduras, propias de ambiente más restringido, depositadas posiblemente en condiciones similares a las de las facies marino-lagunales del Senonense del Dominio Prebético externo.

E7) OONIACIENSE-SENONENSE.

El conjunto calcáreo superior del Cretácico superior, queda en la mayor parte de las series afectado por procesos de erosión al techo, previos al depósito de las facies del Mioceno inferior, y hasta la actualidad. Posiblemente por este motivo no supera los 50 metros de espesor en la mayor parte de las series del Sector, salvo en Fuente del Taif, donde alcanza localmente más de 100 metros.

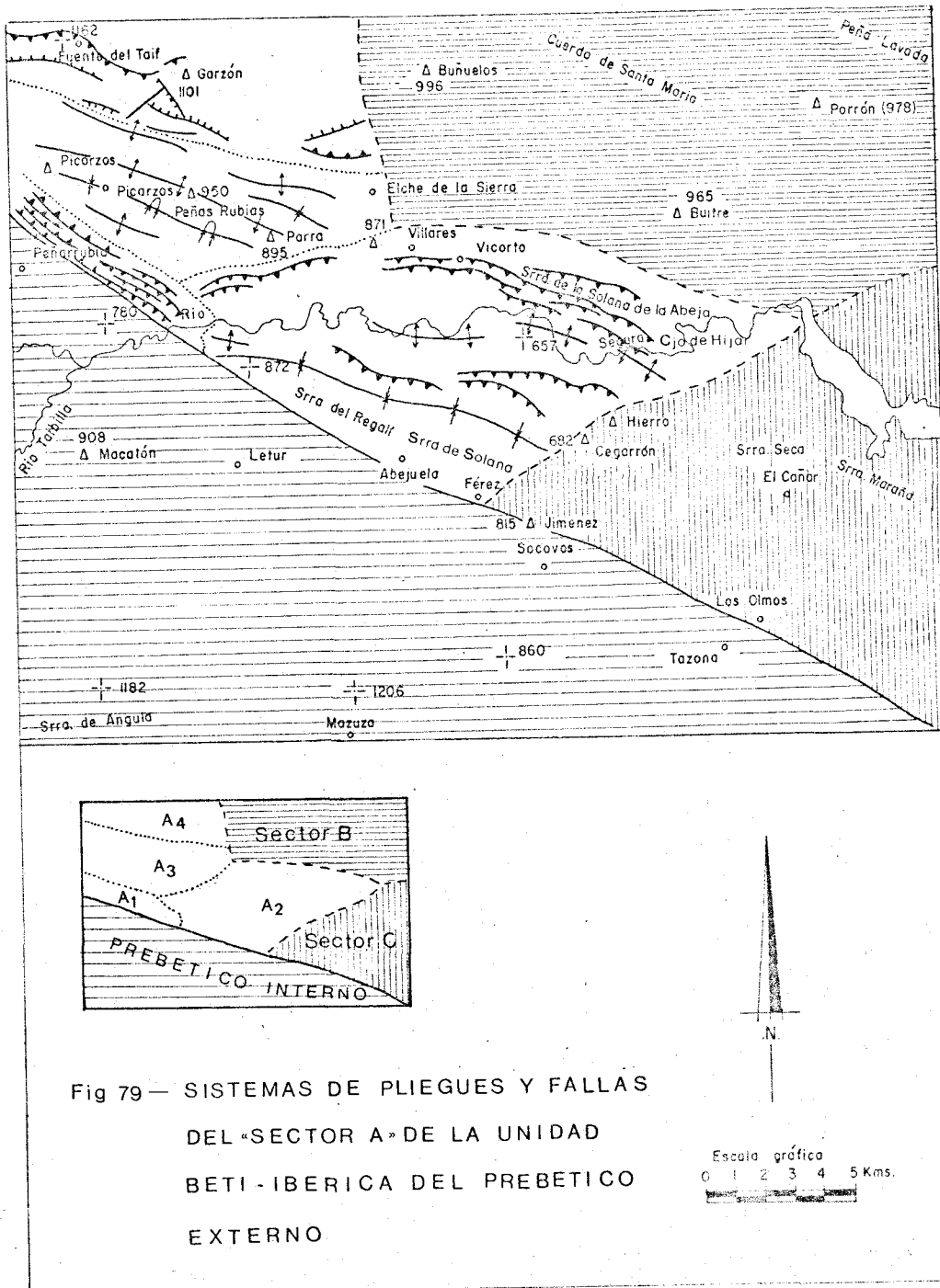


Fig 79— SISTEMAS DE PLIEGUES Y FALLAS
DEL «SECTOR A» DE LA UNIDAD
BETI-IBERICA DEL PREBETICO
EXTERNO

Escala gráfica
0 1 2 3 4 5 Kms.

Presenta dos términos litológicos netamente diferentes. El inferior, no representado en todas las series, está constituido por calizas masivas blancas, que por su analogía de facies y posición estratigráfica equivalente a las mismas calizas de los sectores del Prebético interno, representaría el Coniaciense. El término superior, más potente, se compone de calizas microcristalinas, propias de un ambiente marino-lagunal, que por su microfacies resultan correlacionables con las series análogas del Sector oriental, donde la presencia de Lacazina sp. dataría el Senonense.

Las calizas de base, masivas y de grano fino, parcialmente recristalizado, contienen restos de fauna bentónica, por lo que sugieren un medio sedimentario marino, relativamente restringido dada la inmadurez de las rocas carbonatadas, con bajo nivel de energía.

Las calizas marino-lagunales del Senonense, sugieren fluctuaciones intermitentes de comunicación e incomunicación con el mar abierto, y fueron depositadas seguramente en un ambiente restringido, también de bajo nivel de energía, pero en condiciones netamente diferentes a las del depósito de las calizas masivas del Coniaciense, con gran inestabilidad del fondo de la cuenca

En el capítulo de Paleogeografía y Geología Histórica, se ampliará la discusión de los ambientes sedimentarios de estas series, en el contexto general de las regiones estudiadas.

A₁) SISTEMA DE ESCAMAS ENTRE PICORZOS Y EL CASERIO DE TOBILLAS(Fig.80).

Este sistema ocupa una pequeña y estrecha franja de materiales, extraordinariamente comprimidos. Cuenta con unos kilómetros de longitud, y se alarga NO-SE según el mismo rumbo de las capas y fallas inversas.

Esta pequeña franja es la que se sitúa, precisamente en el estrecho límite de separación de las dos grandes Unidades prebéticas, el PREBETICO EXTERNO y el PREBETICO INTERNO, perteneciendo sus materiales a las series de la primera Unidad.

Se inicia al NO, en las elevaciones montañosas comprendidas entre la localidad de Peñarrubia y el vértice geodésico Picorzos (1.227 m), equidistante aproximadamente de estos dos puntos. Al SE, desaparece - bajo los materiales discordantes del Mioceno superior lacustre, situados al S del Caserío de Tobillas y de Almazarán, junto al curso del Río Segura.

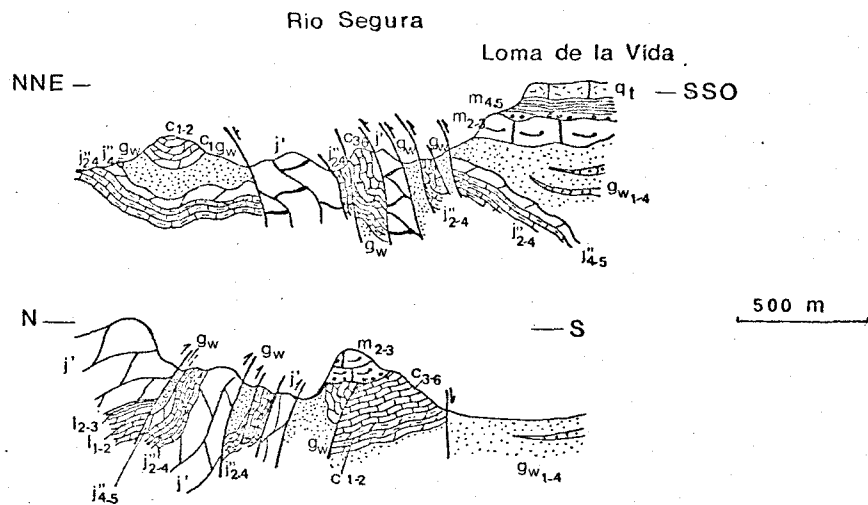


Figura 80.- Perfiles geológicos en el sistema de escamas comprendido entre Picorzos y el Caserío de Tobillas, perteneciente a la Unidad Bético-ibérica del Prebético externo. (A₁, fig. 79)

La característica más importante resulta ser el doble sentido de las cobijaduras de las escamas, en cada uno de los extremos del sistema.



En el extremo NO los materiales son cobijados hacia el SO; mientras que en el extremo SE son cobijados hacia el NE. Es decir, los esfuerzos máximos corresponden a elipsoides igualmente orientados, pero el esfuerzo de más intensidad tiene diferente sentido en cada extremo del sistema.

Los planos de fallas inversas son muy poco tendidos. En realidad corresponden a planos alabeados, que oscilan entre la vertical y 50 grados al S y al N. Algunos de los planos de falla (v. gr. Km 49,5 de la Carretera de Elche de la Sierra a Yeste), presentan además estriás de "desgarre" de componente horizontal máxima.

La suma de esfuerzos de sentido opuesto, parece haber imprimido al sistema cierta acción de giro, con traslación opuesta en los materiales de cada extremo del mismo.

Los materiales implicados en el sistema y que llegan a aflorar, son: las dolomías del Dogger, las calizas y margas del Kimmeridgiense, las arenas de facies wealdica, las dolomías y margas dolomíticas del Cenomanense y las calizas de grano fino del Senonense. Sellando las estructuras, vienen las calizas superiores del Mioceno inferior y, sobre éstas, las calizas lacustres del Mioceno superior.

Cinemática de las estructuras:

Resulta difícil asegurar el mecanismo previo a la constitución de estas escamas. Considerando la situación del sistema en el límite de las dos grandes dominios de las ZONA PREBÉTICA, podrían existir fracturas previas, quizás cicatrizadas en parte, en los términos de la cobertera -- más rígidos desde el Lías al Kimmeridgiense. La causa habría sido la fuerte subsidencia del área situada inmediatamente al Sur, el Prebético interno, durante la etapa de sedimentación del Jurásico.

Contando quizás con estas fracturas previas, y originándose posiblemente otras nuevas, estos planos habrían jugado como fallas inversas con componentes de desgarre durante las fases de compresión. La insolidaridad de las dos áreas prebéticas a nivel del "substratum" del zócalo, pudo motivar sobre este límite la doble acción de fuerzas. Unas de compresión, de componentes perpendiculares al límite, y otras fuerzas tangentes al mismo. Las primeras habrían provocado respuestas según esfuerzos máximos perpendiculares, responsables de las fallas inversas. Las segundas, pudieron originar los desgarres reflejados en las estriás subhorizontales. El doble sentido de las cobijaduras, estaría subordinado al sentido de los esfuerzos máximos dirigidos hacia las áreas de menor resistencia a la ruptura, distintas en cada extremo del sistema.

Datación de las escamas:

Al no estar implicados en estas escamas los materiales más inferiores del Mioceno inferior, no es posible precisar la datación. En todo caso, las escamas se habrían constituido después del Senonense y antes de finalizar el Burdigaliense, cuyos términos superiores sellan las estructuras.

JURASICO Y CRETACICO

Prebetico externo

sector central

Posiblemente, la compresión máxima tuvo lugar, al igual que en la mayor parte del Prebético externo, durante el Burdigaliense.

A₂) SISTEMA DE ESCAMAS Y PLIEGUES ENTRE EL CASERIO DE TOBILLAS-VICORTO-CORTIJO DE HIJAR Y FEREZ -- (Fig. 81)

Este sistema ocupa una franja ovalada a un lado y a otro del curso del Rio Segura en la parte central de la Hoja de Elche de la Sierra. Su longitud máxima, ONO-ESE, resulta algo superior a 15 km; su anchura máxima, NNE-SSO, cuenta con algo más de 15 km.

Las estructuras también tienden a mantener rumbos ONO-ESE y -- NO-SE salvo en la parte O y borde NO del conjunto donde se orientan E-O.

La vergencia de los plieques, y el sentido de traslación de los materiales implicados en las escamas y pliegues-falla, es en general hacia el NNE y N. No obstante existen excepciones locales, como la del flanco sur del anticlinal de la Loma de los Castillicos, de vergencia sur e invertido en un corto intervalo, y afectado localmente por pequeñas cobijaduras también hacia el sur. Otra excepción se observa en la trinchera de la carretera de Vicorto, inmediatamente al Suroeste de la aldea, en una pequeña falla inversa en la que las dolomías del Cenomanense-Turonense biselan hacia el S las capas subyacentes del Senonense.

El acortamiento sufrido por la parte de la cobertera correspondiente a este sistema resulta muy considerable. El acortamiento máximo se ha producido en la parte septentrional y en los extremos ONO y ESE de la -- franja ovalada que ocupa el sistema. El acortamiento del conjunto, parece superar la mitad de las distancias originales.

La parte septentrional del sistema está constituida toda ella por escamas tectónicas, en inmenso número, sumamente estrechas y de muy diferentes dimensiones, relevándose unas a otras continua y lateralmente. Las dimensiones de las escamas son tanto menores hacia el Oeste, y el conjunto de las mismas se dispone según un arco convexo hacia el NNE. Se integran en este arco las escamas situadas al Sur del Cerro de Cabeza del Alcalde, al Norte del Cerro de la Represa, Sur de las pedanías de Villares y Vicorto, Sur de la Sierra de la Solana de la Abeja, y hasta el Cortijo de Hajar.

La porción central del sistema resulta, en relación con la anterior, relativamente menos comprimida y constituida por pliegues y pliegues-falla. Por lo general se trata de anticlinales rotos por falla inversa en su flanco -- norte, que cabalgan en este sentido el sinclinal inmediato. El acortamiento entre dos anticlinales-falla contiguos llega a ser tal, que a veces el sinclinal intermedio queda totalmente cobijado. En esta parte central se localiza también una estructura "braquianticlinal", esto es el pliegue más ancho y corto



del sistema considerado, y también el más sencillo. Su flanco norte se ve afectado por algunas fallas normales.

La parte meridional del sistema resulta la menos comprimida. Está constituida por pliegues sencillos: un anticlinal estrecho y alargado entre dos sinclinales, de los cuales el más meridional es muy amplio y suave de los pliegues del Sector. Se trata del sinclinal de la Sierra de la Solana, que se sitúa al Norte de Férez.

Los planos de las fallas inversas son tanto más tendidos en los pliegues-falla que en las escamas, por lo general. No obstante, el buzamiento de estos planos en las escamas varía desde algo más de 30 grados hasta 70 y 80 grados, predominando los menos tendidos.

La orientación de los esfuerzos máximos se dispone muy variablemente de un lugar a otro. Predominan los de orientación NNE-SSO, sobre los NE-SO; siguen en importancia los de orientación N-S; y eventualmente se orientan también NNO-SSE en el extremo occidental del conjunto. La mayor intensidad de los mismos, resulta casi siempre la de los esfuerzos de componente hacia el Norte.

V. III. 2. 3. LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

Las series Jurásico-cretácicas en el sector central se presentan por lo general más incompletas que en los demás -- sectores.

El Cretácico superior falta casi siempre, salvo en los límites con el sector occidental y oriental. En el primer caso en Elche de la Sierra, se pueden definir muy bien sus distintos -- términos en una de las series más completas que presentaría el Cretácico superior del dominio prebético externo. Pero inmediatamente al Este de dicha localidad, se pierden casi por completo, para volver más tarde a encontrar la serie bien representada en el sector oriental.

Las series más septentrionales apenas tienen representados otros materiales que los del complejo dolomítico basal del Jurásico, salvo en Elche de la Sierra. Y hacia el Sur van siendo cada vez más completas.

A continuación se describirán las siguientes series -- del Jurásico y Cretácico del Sector Central, que resultan las más representativas del mismo:

- A) en Elche de la Sierra
- B) entre Monte Buñuelos y el Cerrón de la Gamella
- C) en las escamas comprendidas entre Vicorto, la Sierra de la Solana de la Abeja, y el Río Segura.
- D) en Monte Hierro.
- E) en el Collado de los Lobos.
- F) en la Sierra de Cabeza Llana.
- G) en las Sierras Seca y de los Donceles
- H) en la Sierra del Baladre.

En el gráfico de la figura 21, se expresa la situación geográfica de las respectivas series del Sector Central, indicando las mismas con las letras (A, B, C. . . . , H) con que se describen en el texto.

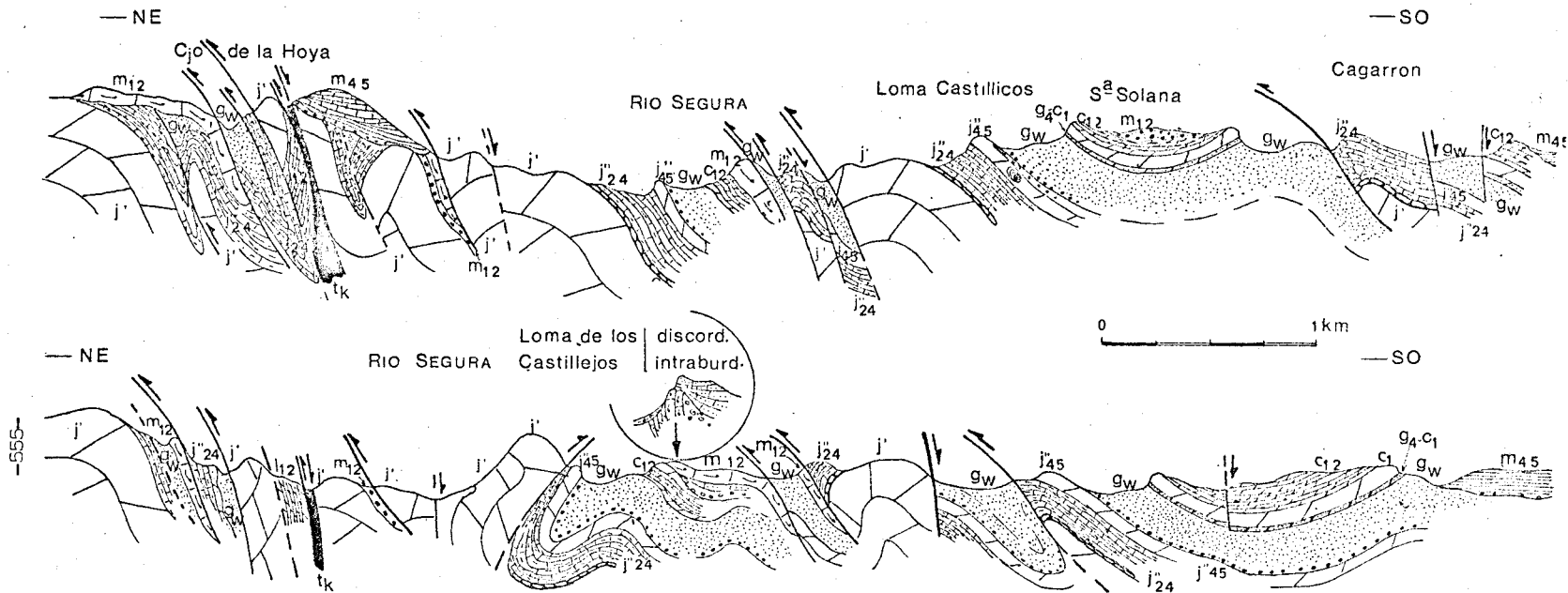


Fig. 81.- Perfiles estructurales representativos del sistema de escamas y pliegues comprendido entre el Caserío de Tobillas, Vicorto, Cortijo de Híjar y F6rez (A₂, de la figura 79)

V.III.2.3.A. LA SERIE EN EL CHE DE LA SIERRA (con serie tipo para el Cretácico superior).

Con antelación (págs. 98 y 99) fueron definidas las facies del complejo dolomítico basal del Jurásico en las inmediaciones de Elche de la Sierra, donde veíamos se daban frecuentes pasos laterales a calizas en las dolomías del techo del Dogger.

Se atiende aquí a la descripción del resto de la serie mesozoica en las inmediaciones de esta localidad.

Los términos del Malm se describen al Este del meridiano de Elche de la Sierra, donde comienzan a aflorar en la facies propia del sector central.

Por el contrario, el Cretácico superior se definirá inmediatamente al ONO de Elche de la Sierra, donde se encuentra bien representado en espesor pero con microfaunas banales.

En el esquema de la fig. 22 se expresa gráficamente la geología del lugar donde se ha levantado la serie que se describe a continuación.

Los materiales del Malm se encuentran implicados en una tectónica de escamas, en las inmediaciones del Cortijo del Cerrón, entre las cotas 726 y 709 que se sitúan poco más de 1 km al Este de Elche de la Sierra, al Sur de la Cra. de Hellín.

A1) OXFORDIENSE SUPERIOR-KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo-margoso, con un episodio calizo arenoso, de la parte inferior de la serie del Malm.

a) Oxfordiense superior.

Cobijadas por las dolomías del Dogger, al Este de la cota 709, afloran escasamente unos decímetros de calizas rosadas, con textura de biomicritas, que han librado restos de Esgonarios y de Protoglobigerinas entre otros. Estas calizas rosadas corresponden, en series más completas, al nivel con que se inician las calizas nodulosas del Oxfordiense superior. La presencia de Protoglobigerinas así lo confirma, por microfacies.

Las escasas dimensiones del afloramiento, no me han permitido localizar restos de Ammonites.

En ningún punto de las inmediaciones de Elche de la Sierra se han llegado a encontrar verdaderos niveles de "calizas nodulosas", ni siquiera en el que se acaba de expresar. No obstante la presencia de "residuos" de estas calizas, en este y otros

Los materiales implicados en las estructuras, comprenden toda la serie mesozoica, desde el Keuper al Senonense, además de la parte inferior del Mioceno inferior. No obstante, el Keuper sólo llega a aflorar en casos aislados de las escamas más septentrionales. Los despegues más importantes de la parte de las estructuras observable en superficie (en profundidad podría ocurrir lo contrario), se producen a nivel de las calizas y margas del Kimmeridgiense, y de las arenas y arcillas en facies "Weald-Utrillas". No obstante, es muy posible que el papel del Keuper como despegue entre las mismas escamas se vea muy acentuado en profundidad.

Cinemática de las estructuras:

El proceso de constitución de las escamas parecería reflejado en las estructuras componentes del sistema, con todos los estadios -- intermedios: pliegues sencillos, pasando a pliegues con uno de los flancos muy vergente; ruptura del flanco de máxima vergencia con pliegues-falla, sometido a un máximo esfuerzo este flanco, y despegando a nivel de uno de los tramos incompetentes; ruptura también del flanco meridional de un pliegue-falla, pasando a escama. En aquellas porciones de covertera más comprimidas, sometidas a mayores esfuerzos, las estructuras habrían evolucionado hasta el estadio final, repetidamente, constituyendo los "haces" de escamas. En las porciones menos comprimidas tendríamos los pliegues más sencillos.

La diferente orientación de los sistemas de esfuerzos, sugiere la implicación de más de un sistema de fuerzas en la génesis de las estructuras. Ahora bien dos sistemas de fuerzas distintos pudieron actuar coincidiendo en una misma fase de compresión, aunque además haya existido más de una fase. El doble sistema de fuerzas podría estar relacionado con las fracturas de zócalo antes mencionadas, las que separarían a nivel del substrato las distintas Unidades prebéticas.

Datación de esfuerzos:

Los materiales del Mioceno marino implicados en las escamas tectónicas (apartado V.V-2-2-C₃) quedarían comprendidos entre las zonas G. Insueta y base de la G. barisanensis de Bolli. Según la zonación de Bolli la edad de esta fase sería Burdigaliense inferior. Según la zonación de Blow, Langhiense inferior.

Ahora bien, la base continental del Mioceno inferior se apoya a su vez en discordancia erosiva y angular sobre los distintos materiales mesozoicos. Se deduce pues la existencia de una fase previa, que podría situarse en el Aquitaniense inferior al igual que en el DOMINIO PREBÉTICO INTERNO.

A₃) SISTEMA DE PLIEGUES ENTRE LA SIERRA DE PEÑAS-RUBIAS-CABEZA DEL ALCALDE - EL ALAMILLO - EL-CHE DE LA SIERRA - Y LOMA CARRASCA (Fig. 82)

Este sistema ocupa un área de unos cuarenta kilómetros cuadra

dos, situada en la parte central y meridional del cuadrante NO de la Hoja de Elche de la Sierra.

Las características más importantes de este sistema son:

- su relativa tranquilidad y simplicidad tectónica en relación con la de los sistemas antes descritos al Sur y Sureste;

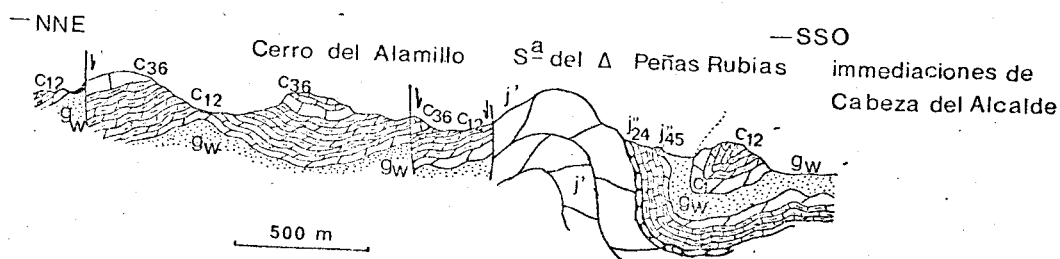


Figura 82.- Sistema de pliegues (A3) entre Cabeza del Alcalde y el Cerro del Campillo. Nótese la vergencia hacia el Sur del anticlinal y sinclinal entre la Sierra del vértice Peñas Rubias y Cabeza del Alcalde.

- su constitución por estructuras anticlinales y sinclinales fundamentalmente, cuyos flancos están frecuentemente afectados por

casos próximos, permiten suponer que llegaron a depositarse esos niveles, aunque fuera con espesor muy reducido. Posteriormente a su depósito, podrían haber sido prácticamente barridos por la erosión.

b) Kimmeridgiense inferior-medio.

El hecho más frecuente es que sobre las calizas o dolomías con textura de intramicritas, y finos niveles de margas, este tramo estaría recubierto sobre las calizas nodulosas que se han visto junto a la cota 709. Pero al techo de las calizas del Dogger - de la cota 726, si se sigue al contacto, allí mismo un tanto recubierto, hacia el Sur encontramos este primer tramo de calizas y margas. Las calizas han librado frecuentes restos de Gasterópodos, Lamelibránquios, Equinodermos, Ostrácodos, Cayeuxia sp., Sérpula sp., y Eggerella sp. Sólo se observan pocos niveles de este tramo. No obstante, al E. de la cota 709 las calizas de este tramo que están recubiertas deben contar con un espesor máximo de 10 a 15 metros, que es la distancia recubierta entre el pequeño afloramiento de calizas nodulosas y las capas verticales que siguen al mismo y que culminan en la cota 709.

Las capas de la cota 709 constituirían el segundo tramo de la serie. Consta de 15 metros de calizas oolíticas muy arenosas, casi areniscas a veces, con porcentajes de cuarzo en tamaño arena de hasta el 30%, y en pequeñas proporciones feldespato potásico. La textura es de intraesparitas y ooesparitas arenosas, y se presentan muy bien estratificadas. Estos niveles arenosos han librado un gran Ammonites inclasificable. Contiene además restos de Eraquiópodos, Equinodermos, Lamelibránquios, Gasterópodos y Algas. Ocasionalmente, pequeños Lituólicos y Protopaneroptis sp.

Inmediatamente encima de las calizas arenosas, se llegan a observar unos decímetros de calizas microcristalinas arcillosas y margas, que corresponderían a un tramo recubierto en su mayor parte por terreno coluvial. Las calizas contienen, en las estudiadas, numerosos "nódulos" calizo margosos, y calcificaciones de Algas, especialmente Charáceas y Cianofíceas.

A2) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Apenas estaría representado, pues por lo general las facies "Weald-Utrillas" parecen apoyarse directamente sobre el conjunto calizo-margoso, que estaría a su vez más o menos erosionado.

importantes fallas normales. Solo eventualmente se diferencian algunas cobijaduras;

- el rumbo de los pliegues, oscilando repetidamente entre el NO-SE y E-O, a semejanza del sistema anterior;
- la vergencia diferente de los pliegues, hacia el SO y S en su mayoría, y sin prioridad aparente en los demás casos.

Entre los pliegues con vergencia hacia el Sur figuran los siguientes:

- un sinclinal en dolomías cenomanenses-turonenses al Norte del lugar denominado Cabeza del Alcalde, con flanco norte invertido en cierto trayecto y buzando fuertemente en otro espacio. El flanco sur buza muy suavemente hacia el N. Una falla normal de dirección NO-SE, corta el sinclinal en su extremo O y SO.

- un anticlinal muy estrecho y alargado de Este a Oeste, del orden de 10 km de largo y 1 km de ancho. Su zona axial ocupa los vértices de San Blás (871 m), Parra (895 m) y Peñasrrubias (950); y cierra periclinalmente al E del vértice Picorzos (1227 m). Por el contrario, su extremo oriental no cierra periclinalmente, sino que constituye un escarpe sobre la depresión de Villares-Vicorto. Esta interrupción parece relacionada con una importante falla N-S, pues en la depresión quedan hundidos los materiales del Senonense bajo el recubrimiento. El núcleo anticlinal está ocupado por las dolomías del Dogger. Las calizas y margas del Malm afloran ampliamente en el flanco sur, unas veces verticales, y ocasionalmente invertidas y cobijadas hacia el S por las dolomías del Dogger.

- un braquianticlinal al S de la aldea de Picorzos, con núcleo en dolomías del Dogger que cobijan hacia el SO las calizas y margas kimmeridgienses de su flanco sur.

- unos pequeños pliegues al N de Elche de la Sierra, anticlinal y dos sinclinales vergentes hacia el sur, cuyo borde meridional cobija en este sentido los materiales del Mioceno inferior.

Otros pliegues más sencillos se extienden entre los anteriores y al N de los mismos: un sinclinal bajo el Mioceno del vértice Picorzos y bajo la aldea de Picorzos; un braquianticlinal, que constituye un repliegue en la terminación NO del anticlinal que pasa por el vértice Peñasrrubias; pliegues anticlinales y sinclinales relativamente suaves, con centro en el lugar denominado El Alamillo al N del vértice Parra (895 m). Por último, el anticlinal de Loma Carrasca, en el límite noroccidental del sistema, al N de los kilómetros 228 a 233 de la Cra. de Orcera a Almansa, del que aflora bien el núcleo constituido por dolomías de Dogger. El flanco sur quedaría oculto bajo el Mioceno superior lacustre, junto con el sinclinal que debe separar esta estructura del anticlinal meridional de la Sierra de Peñasrrubias.

Relaciones del sistema con los inmediatos:

Los ejes de los citados pliegues de El Alamillo se hunden hacia el Este a la altura de Elche de la Sierra, interferidos allí por un eje sinclinal N-S, esto es, casi perpendicular a las estructuras anteriores. Dicho eje forma parte de las inflexiones N-S que experimentan, de forma general, las estructuras del sistema oriental integrado en el SECTOR B.

Al Norte del sistema el flanco septentrional del anticlinal de Loma Carrasca se ve afectado por una importante falla normal, que pone en contacto las dolomías del Dogger del núcleo anticlinal con los diferentes materiales mesozoicos situados al N. Esta falla es la más meridional de un denso campo de fallas normales que afecta al sistema situado inmediatamente al Norte.

La orientación de los esfuerzos máximos, oscila repetidamente entre el NE-SO y N-S. La mayor intensidad de los esfuerzos máximos resulta la de los dirigidos hacia el Sur. Conviene resaltar este contraste con -- respecto al sistema situado inmediatamente al SE. No obstante, la intensidad media de los esfuerzos máximos resulta en este caso considerablemente menor que en el sistema meridional, por lo que los pliegues, aunque muy apretados, no llegan a constituir escamas tectónicas importantes. Los esfuerzos verticales tuvieron aquí cierta importancia durante la distensión -- posterior al plegamiento.

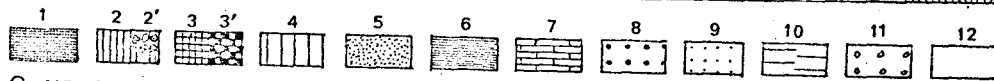
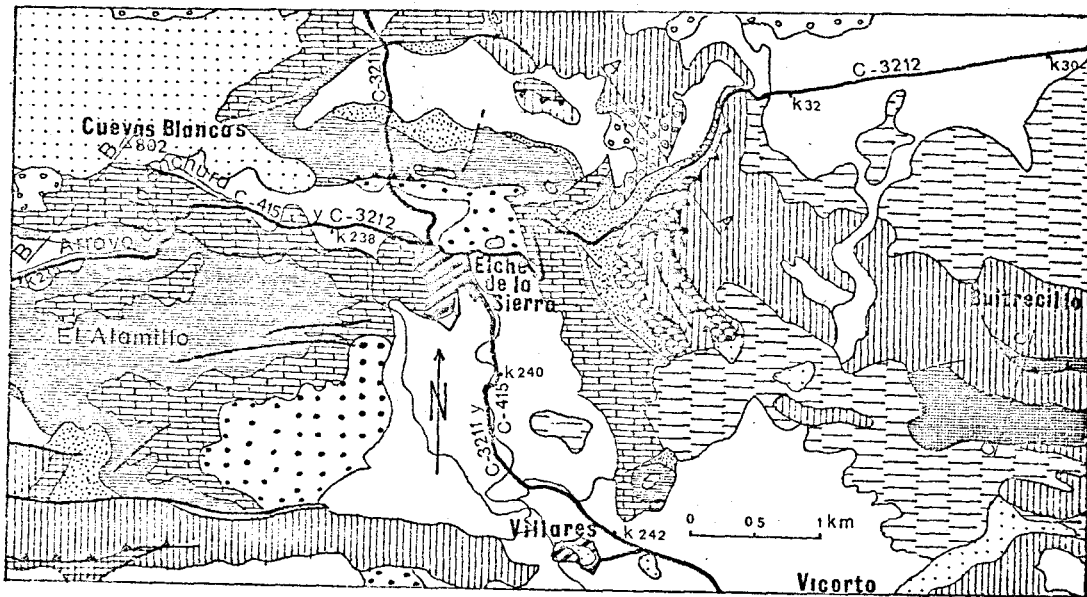
La cinemática estructural resulta relativamente simple, con una -- evolución tectónica que se mantiene en los primeros estadios del proceso -- que afecta muy desigualmente a los distintos sistemas del área prebética externa.

Datación de esfuerzos:

No han podido ser datados con precisión los materiales miocenos -- implicados en la tectónica del sistema, ni los que sellan en discordancia las estructuras. No obstante, la similitud de los hechos y de los materiales implicados, permitiría considerar que sobre este sistema actuaron las mismas fases que en los sistemas inmediatos. Sin embargo, dadas las características de las estructuras, las fases de compresión debieron actuar con menor intensidad sobre este sistema.

A₄) SISTEMA DE FALLAS NORMALES E INVERSAS ENTRE FUENTE DEL TAIF Y LA CARRETERA DE ELCHE DE LA SIERRA A LIETOR (Fig. 83)

Este sistema ocupa un área pequeña de la cartografía, del orden de unos 25 km², situada en el extremo NO de la Hoja de Elche de la Sierra.



C-415. Ciudad Real a Murcia por Alcaraz y Caravaca

C-3211 Albacete a Aguilas por Caravaca

C-3212 Orcera a Almansa por Hellin

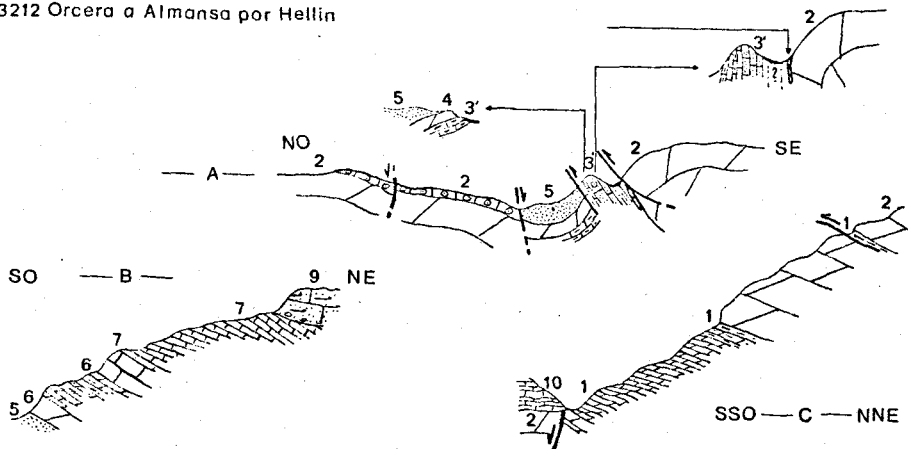


Fig. 22.- Mapa geológico de las inmediaciones de Elche de la Sierra y perfiles geológicos donde se derivan los términos jurásicos (A y C) y del Cretácico (B). C, corresponde al Jurásico de la figura 9.

Explicación: 1, dolomicritas (Lías); 2, dolomía granuda (Dogger); 2', caliza oolítica (techo del Dogger); 3, calizas y margas (Oxford.-a Kimmeridg.); 3', calizas arenosas, areniscas, calizas y margas (Kimmeridg. inf.-medio) y "residuos" de calizas nodulosas en la base (Oxford. sup.); 4, dolomía (Kimmeridg. medio); 5, arenas versicolores (Cretácico inferior); 6, complejo dolomítico (Cenomanense-Puronense); 7, calizas (Senonense); 8, conglomerado silíceo y caliza bioclastica (Mioceno inferior sinorogénico, Aquitan.-Burdigaliense si se sigue a Bolli; Aquitan. a Langhiense si se sigue a Blow); 9, caliza bioclastica (Mioc. inf. postorogénico, Burdig.-Helvetiense si se sigue a Bolli; Langhiense-Helvetiense si se sigue a Blow); 10, calizas y margas lacustres (Mioceno superior); 11, conglomerado poligénico (Plioceno-Cuaternario); 12, coluviones y aluviones.

La característica más importante, resulta ser la superposición de un importante campo de fallas normales sobre las estructuras previamente plegadas.

Los anticlinales y sinclinales, cuyos flancos buzan por lo general moderadamente, aparecen muy desdibujados en la cartografía, una vez que se encuentran "descuartizados" entre la densa red de fracturas.

El Keuper se encuentra ligado a las fracturas normales, pero en este caso su acción diapírica apenas se manifiesta. Recuérdese la constitución especial de este Keuper noroccidental, muy arenoso-arcilloso y débilmente yesífero, en relación con otros sectores. Esta constitución habría disminuido su acción halocinética.

No obstante el predominio casi absoluto de las fallas normales, existe también en este sector una importante falla inversa de más de 4 km de longitud, de plano relativamente tendido en superficie. El cabalgamiento se realiza hacia el N y NNe según los puntos, montando las dolomías del Dogger sobre distintos materiales del Cretácico y del Malm.

Las fallas más importantes, son paralelas o subparalelas a -- los rumbos de los estratos, orientados NO-SE. Otras fallas normales

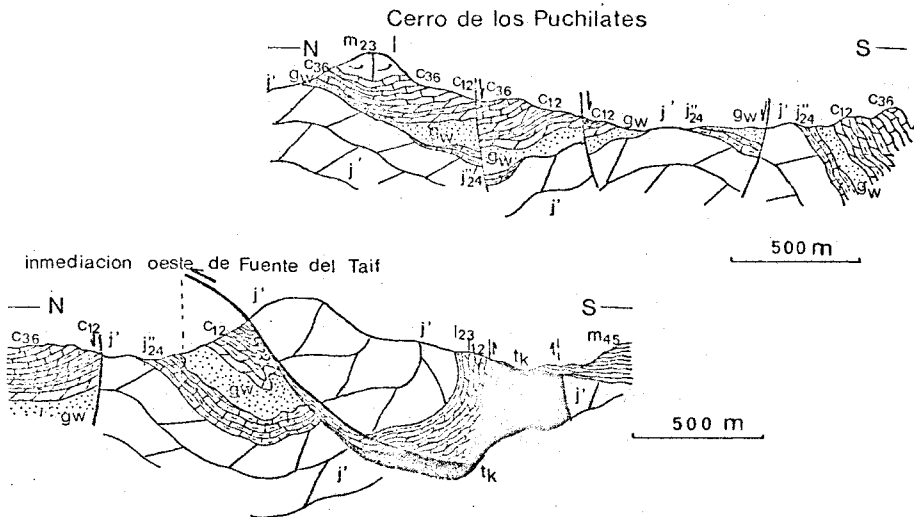


Figura 83.- Sistema de fallas normales e inversas entre Fuente del Taif y la Cra de Elche de la Sierra a Liétor (3 A, Fig.69)

No obstante, inmediatamente al SE del Km. 34 de la Cra. de Hellín a Elche de la Sierra, bajo los terrígenos del Cretácico inferior afloran unos 10 metros de dolomías, que parecen constituir el techo del conjunto calizo-margoso antes definido. Esto último no puede asegurarse debido al recubrimiento a que antes se aludía sobre las últimas calizas microcristalinas, y porque dada la complicación tectónica del lugar podría existir una falla bajo tal recubrimiento. En éste último caso, las dolomías en cuestión podrían corresponder al mismo Dogger, ya que entre las mismas no existe más diferencia que la del muy distinto espesor.

A3) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas"

Está constituido por arenas y arcillas versicolores, y eventualmente por gravas de cuarzo y cuarcita (que llegan a confundirse a veces con las que constituyen en estos parajes el conglomerado de base de las calizas del Mioceno inferior).

Corresponde pues a la facies "Weald-Utrillas", que resulta azoica.

Al Norte de Elche de la Sierra, en los casos más favorables de observación, no parece superar los 30 metros de espesor. No obstante el recubrimiento intenso impide precisarlo.

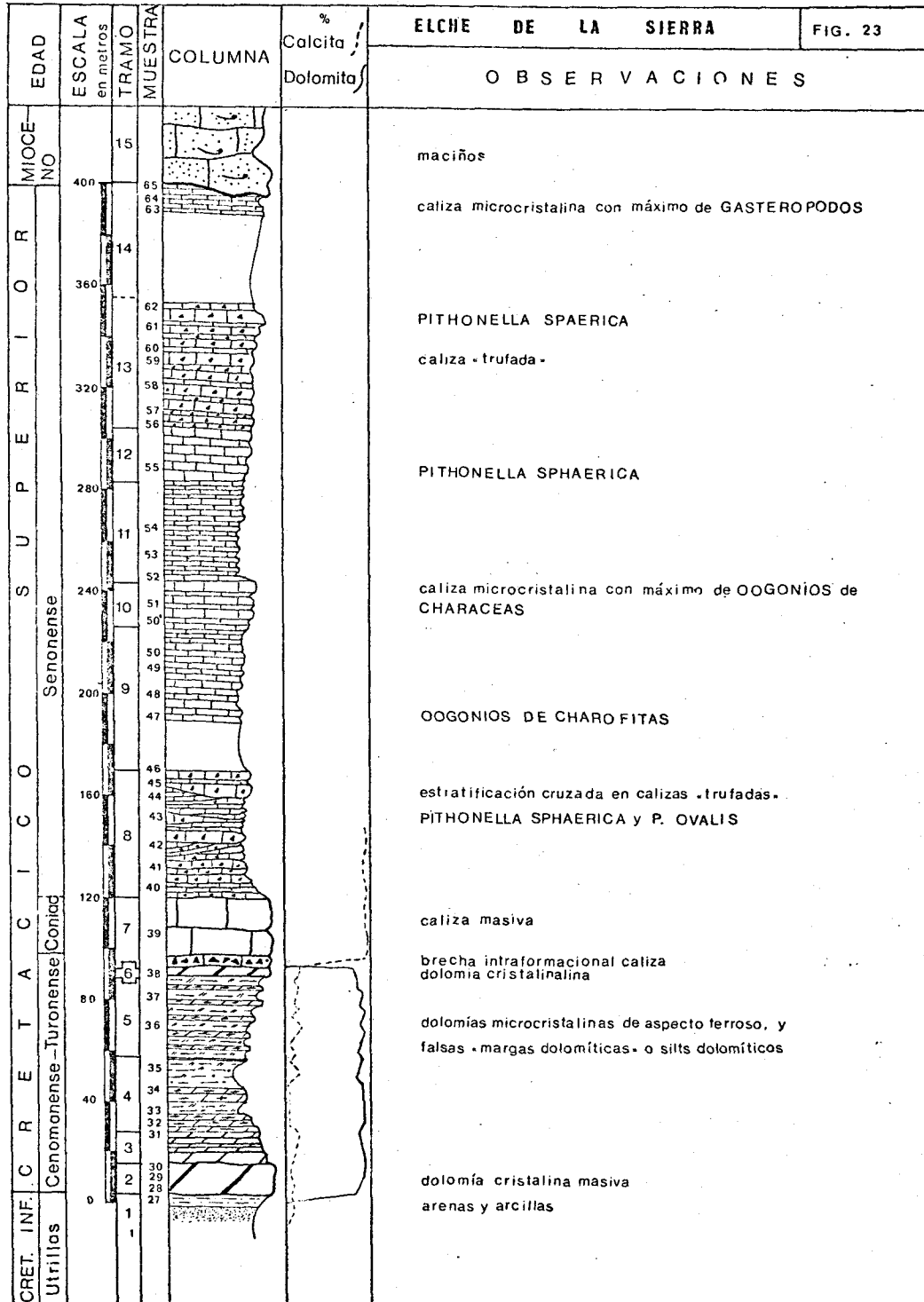
A4) CRETACICO SUPERIOR. (Fig 23)

Al Este de Elche de la Sierra donde se acaba de definir la serie del Jurásico superior, el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense no llega a superar los 40 metros de espesor. Por su parte, las calizas del Senonense parecen también disminuir de espesor, aunque la existencia de una falla que las pone en contacto con las arenas del Cretácico inferior no permite confirmarlo. Poco más al Este, entre los kms. 33 y 34 de la Cra. de Hellín a Elche de la Sierra, se encuentra también un retazo de estas calizas senonenses cobijado por las arenas versicolores del Cretácico inferior y por las dolomías del Dogger.

Inmediatamente al Norte de Elche de la Sierra, el Cretácico superior está algo mejor representado, pero también su espesor de conjunto es relativamente moderado.

Por el contrario, donde verdaderamente adquiere importancia y desarrollo la serie del Cretácico superior es inmediatamente al Este del meridiano de Elche de la Sierra.

Así pues se estudia a continuación y en su detalle dicha serie, al Sur del vértice geodésico de Cuevas Blancas, al Este de Elche de la Sierra, y en el corte que nos ofrece a su paso el que se denomina Arroyo de la Anchura.



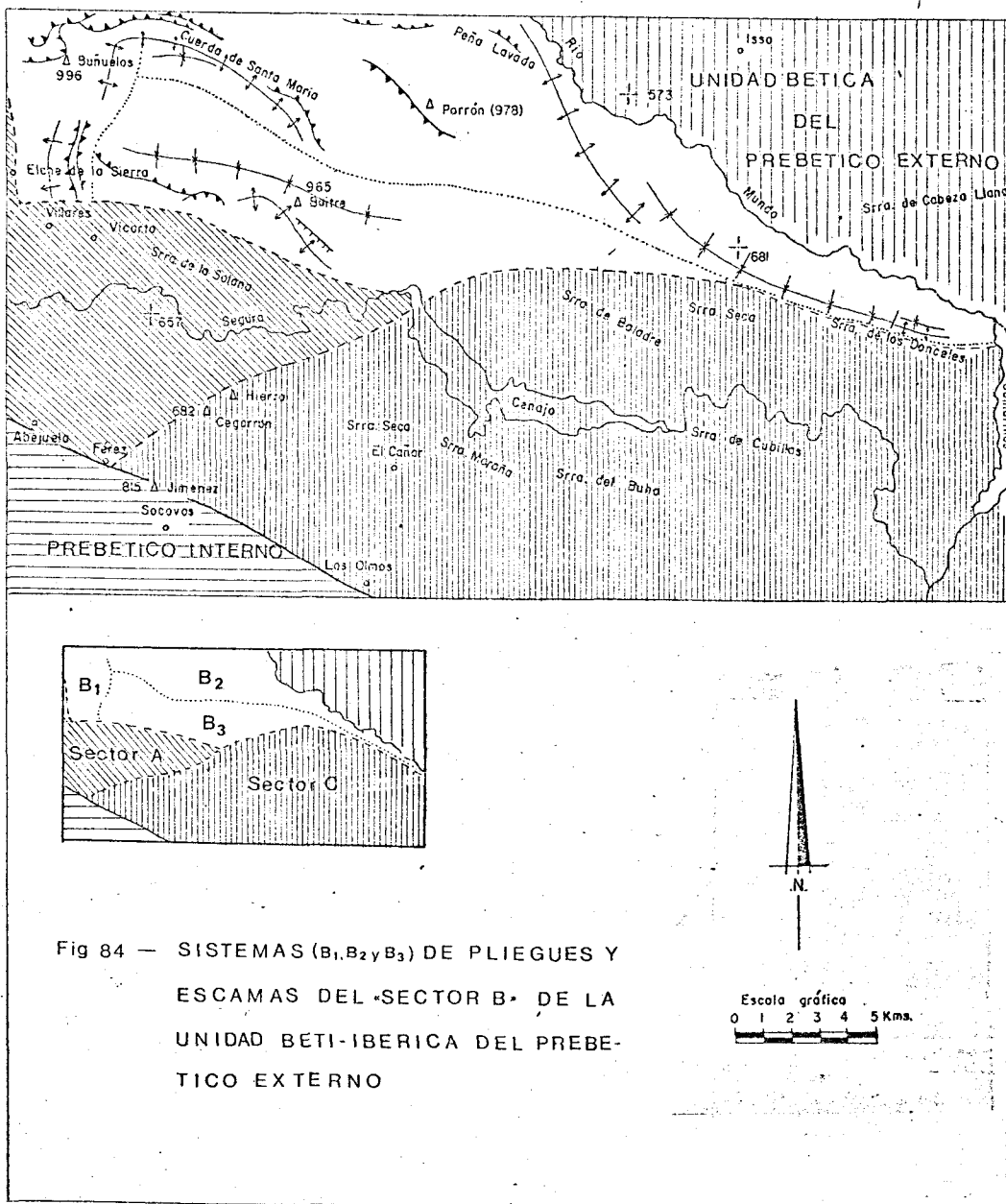


Fig 84 — SISTEMAS (B₁, B₂ y B₃) DE PLIEGUES Y ESCAMAS DEL «SECTOR B» DE LA UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO

de saltos más o menos importantes se entrecruzan con rumbos NE-SO y NO-SE, oscilando también los mismos al NNE-SSO. Esta oscilación va ligada a la de los rumbos de los estratos hacia el ONO-ESE.

La orientación de los esfuerzos de compresión máxima sería en este caso similar a la del sistema anterior, predominando los dirigidos NE-SO. Ahora bien, la intensidad de los mismos resulta generalmente más homogénea hacia el NE y SO, con respecto al sistema meridional. Es más, en caso de desigualdad fué más intenso el esfuerzo hacia el NE, al contrario que en el sistema, meridional.

Los esfuerzos verticales máximos se manifiestan fundamentalmente después de las fases de plegamiento, pero no obstante, dentro de este sistema, parecen haber existido también esfuerzos verticales importantes durante el Cretácico inferior y en parte durante el Cretácico superior. Estos esfuerzos verticales habrían provocado la discordancia del Cretácico inferior, de las dolomías del Cenonense-Turonense, y de las mismas calizas del Senonense, de forma progresiva y ascendente en la serie, sobre las dolomías del Dogger en Monte -- Garzón (Fig. 115). También al ENE de Fuente del Taif, el Senonense parece haberse depositado directamente sobre las facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior, si bien en este lugar el recubrimiento impediría en cierta medida desechar la posibilidad de una falla más moderna en el contacto entre ambas formaciones.

Estos esfuerzos verticales paleogeográficos a nivel de la covertera, parecen acompañar a la importante distensión que tuvo lugar más al Sur a nivel del zócalo durante el Cretácico inferior, en el límite de separación del PREBETICO EXTERNO y PREBETICO INTERNO. Debe anticiparse también la referencia de que, durante el Cretácico superior, parte del área prebética interna se vió también sometida a esfuerzos verticales que ocasionaron la constitución de umbrales.

VII.I-1-1-B.- SECTOR COMPRENDIDO ENTRE EL CHE DE LA SIERRA EL RIO MUNDO Y EL EMBALSE DEL CENAJO (Fig. 84)

El límite meridional del Sector se alarga unos 30 km entre -- Elche de la Sierra al NO, y el vértice Donceles (608 m) situado al S del Rio Mundo en la Hoja de Isso, al SE. La anchura máxima en el -- área de la cartografía viene a ser del orden de 15 km, entre la Sierra de la Solana de la Abeja al SO y el Porrón de Liétor al NE.

Las estructuras de este Sector limitan bruscamente al ESE -- con las de la UNIDAD BETICA del Prebético externo, a lo largo del -- curso del Rio Mundo.

Los resultados del estudio, con expresión de las curvas por ensayos de calcimetrías y complexometrías, se expresan en la columna de la fig 23. Se distinguen los siguientes conjuntos y tramos:

a) Complejo dolomítico del Ceromanense-Turonense

Tramo 1. - Se sitúa en este tramo el techo de la facies Weald-Utrillas, que se compone arcillas verdes y arenas blancas que afloran -- mal.

Tramo 2. - 10-12 metros de dolomías masivas en dos bancos de -- algo más de 2 metros de espesor. Su textura recuerda la de las potentes dolomías de base del mismo complejo en el Dominio Pre--bético Interno.

Los ensayos por complexometría han dado en el muro -- un 76% de dolomita y 3,2% de calcita. Y el techo un 79,5% y 5,2% respectivamente de dolomita y de calcita.

El color es marrón oscuro, y el grano de medio a grueso.

Tramo 3. - 15 metros de dolomías cristalinas de grano fino a medio, bien estratificadas en bancos de 0,2 a 1 metro. Color análogo a las anteriores.

La complexometría (muestra 31, columna de la fig. 23) dió un 82,9% de dolomita y un 15% de calcita.

Tramo 4. - 30 metros de dolomías microcristalinas con bancos muy deleznales con apariencia de "margas dolomíticas", y otros semicom-pactos de aspecto terroso.

Estos niveles se han ensayado por calcimetría, resultando para las "margas dolomíticas" (muestra 33 de la columna) un 72,1% de CO_3Ca , y para los bancos semicom-pactos (muestra 34) un 71,1% de CO_3Ca .

El color es muy amarillento.

Tramo 5. - 35-40 metros en el que alternan niveles semejantes, a los del tramo 4, pero en proporción más equilibrada entre las "margas dolomíticas" y las dolomías terrosas.

Un ensayo por complexometría de uno de los niveles -- de margas dolomíticas (muestra 37 de la columna) ha proporcionado un 86,5 de dolomita y un 12,5% de calcita.

De lo que se deduce que la proporción de arcilla y limo de cuarzo en estas falsas "margas" dolomíticas no superaría el 1%. Se trata pues de silts dolomíticos sueltos quizás por meteorización diferencial.

No obstante, emplearemos la denominación de "margas dolomíticas" en sentido figurado en esta y otras series para -- niveles semejantes.

La diferencia más fundamental con respecto al conjunto del Sector anterior, consiste en el predominio del sentido de los cabalgamientos y cobijaduras hacia el SO y S. Otra diferencia importante es la de la mayor continuidad lateral de las estructuras.

Las estructuras se orientan con rumbos NO-SE en su mayor parte, con excepción de la extremidad NO del Sector donde los rumbos de las mismas se orientan N-S, mediante una brusca y rápida inflexión de más de 90 grados. En este caso las cobijaduras se producen doblemente, hacia el E y hacia el O.

El acortamiento de la cobertera en este Sector resulta también importante, si bien menor que en el Sector antes descrito. Es interesante comprobar que el máximo acortamiento se produce aquí hacia el S, y precisamente en las estructuras enfrentadas al área de acortamiento máximo hacia el N del Sector inmediatamente meridional.

Las características de las estructuras del Sector son las siguientes:

B₁) INFLEXIONES NORTE-SUR DE LAS ESCAMAS Y PLIEGUES SEGUN EL MERIDIANO DE ELCHE DE LA SIERRA (Fig. 85)

Este conjunto no constituye un sistema independiente, sino más bien la prolongación y giro de los extremos occidentales de las estructuras del Sistema oriental inmediato con rumbos NO-SE.

La franja de materiales afectados por la inflexión es muy estrecha, y se alarga entre el vértice Buñuelos (996 m) al N, las inmediaciones occidentales de la Rambla de Vicorto al E, y el meridiano de Elche de la Sierra al O.

Bajo el meridiano de Elche de la Sierra se citó anteriormente -- (VII-I-2-1-A; A₄) un sinclinal de eje N-S, que sería la estructura más occidental de la inflexión del conjunto.

Otro pliegue, anticlinal en este caso y que responde a la inflexión general, se sitúa al N de la Casa de los Rojos y del Km 32 de la Cra de Hellín a Elche de la Sierra. En el núcleo del anticlinal afloran los términos del Lías. Su parte septentrional se dispone oscilando de SO-NE a E-O; su parte central y sur tiende a orientarse N-S. Todo esto ocurre en el corto intervalo de apenas 1 km.

Tramo 6. - 2 metros de dolomía de textura masiva, cristalina, análoga a la del tramo basal 2.

Un ensayo de complexometría (muestra 38 de la columna) ha proporcionado un 81,2% de dolomita y un 11% de calcita.

Este tramo recordaría las dolomías del Turonense de las series orientales de Sumilla y Yecla (Fourcade, 1970), donde el espesor del paquete masivo superior llega a contar con más de 200 metros por sí solo, en una secuencia litológica semejante a la de la presente serie dolomítica.

b) Conjunto calcáreo del Coniaciense-Senonense.

Tramo 7. - 35-40 metros de calizas blancas, masivas, con textura de micrita parcialmente recristalizada en microesparita.

En la base poseen un aspecto conglomerático de "falsas brechas", sin sedimentarias. Este aspecto es frecuente en muchas de las series del Senonense marino-lagunal, particularmente en los Sectores próximos a fallas o accidentes de profundidad manifiestos por la evolución litostratigráfica del conjunto mesozoico.

Se observan restos de Rudistas, Equinodermos y Pithonella sp.

Tramo 8. - 60 a 65 metros de calizas de aspecto "trufado", originado por su textura "microbrechoide" de intramicritas.

Esta textura varía entre intramicritas, intrabioesparitas alternadamente, pasando gradualmente a pelmicrita hacia el techo. Abunda relativamente la esparita.

Los intraclastos angulosos son ligeramente más arcillosos que la matriz.

Los niveles más microcristalinos unas veces sólo contienen coprolitos dudosos; otras veces pequeños Foraminíferos, (Rotalina sp.,) Pithonella sphaerica (Kaufmann), Pithonella ovalis -- (Kaufman), Gasterópodos, Ostrácodos, Algas, Lamelibránquios (restos).

Las pelmicritas del techo, contienen escasos Miliólidos, pequeños ocgonios y Pithonella sp.

Hacia la parte media, en dos ocasiones se ha observado "estratificación cruzada" en estas calizas. Unos bancos más gruesos a la par -- que reducen lateralmente su espesor, biselan estratigráficamente a otros bancos subyacentes más delgados.

El color varía entre gris, beige y rosado tanto para los intraclastos como para la matriz.

Las demás estructuras son fallas inversas con planos relativamente tendidos. El sentido de las cobijaduras viene a ser muy variable entre puntos muy próximos, para una misma falla y para distintas fallas, cuyos planos parecen así relativamente alabeados.

A la altura del km 32,5 de la Cra de Hellín a Elche de la Sierra, las dolomías del Dogger cobijan las calizas senonenses. Poco más al S, bajo el mismo plano de falla, aparecen cobijadas las arenas -- "Weald-Utrillas" y las calizas y margas del Kimmeridgiense. El senti

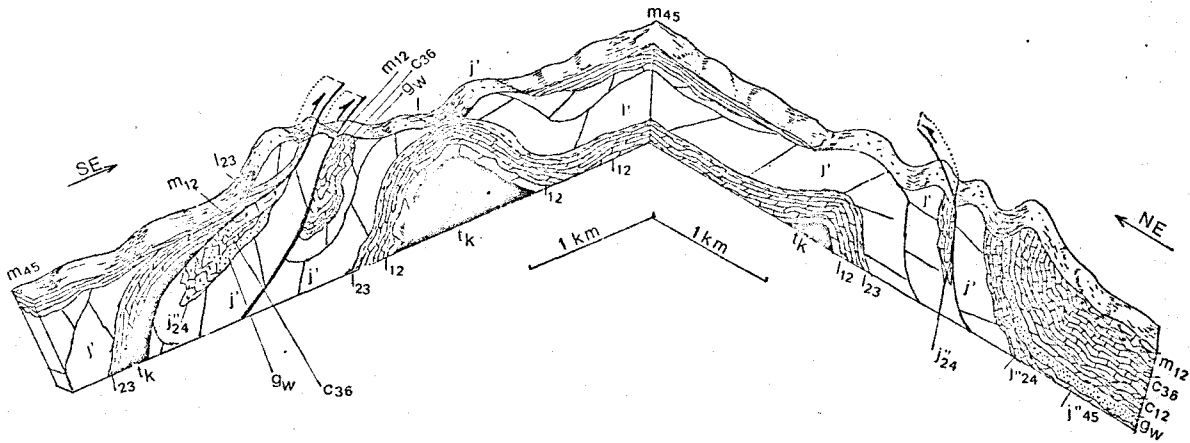


Figura 05.- Perfiles estructurales de dos secciones enfrentadas sobre el área de las inflexiones Norte-Sur que sufren los pliegues y escamas según el meridiano de Elche de la Sierra.

do del cabalgamiento es hacia el O y NO en estos puntos. Pero siguiendo hacia el S este plano de falla, a la altura de la cota 735 se observa lo si

El diámetro de los intraclastos angulosos varía desde décimas de milímetro hasta más de 1 cm.

El espesor de los bancos disminuye hacia el techo, desde el orden de 1-2 m. al orden de 0,1 a 0,5 m.

Tramo 9. - 35-40 metros de calizas blanquecinas y gris claro, muy bien estratificadas en niveles de 0,05 a 0,4 m. Algunos de ellos estratificados en láminas más finas.

Textura de biomicritas, algunas de ellas parcialmente recristalizadas en grano romboédrico; otras, con partes de esparitas o de microesparita. Lás menos débilmente arcillosas.

Se reconocen Discorbis sp., Rotalina sp., Pithonella ovalis (Kaufmann), P. sphaerica (Kaufmann), oogonios de Charofitas, Ostrácodos, Nummofallotia sp., Textularidos, Cuneolina sp., Heterohelix sp., Rotálidos, Cibícidos sp., Gasterópodos, Algas, grandes cantidades de oogonios de Charáceas en ciertos niveles, Discorbis -sp., Ophthalmídeos y Miliólidos.

Tramo 10. - 15 a 16 metros de calizas blancas plagadas de motas -- oscuras, a manera de pecas, que corresponden en realidad a un enorme contenido en oogonios de Charáceas.

Textura de biomicritas, débilmente arcillosas en ocasiones, y parcialmente recristalizadas en grano romboédrico.

Los bancos, más gruesos que los precedentes y siguientes en general, varían entre 1-1,5 m. y 0,05-0,5 m., alterrando los gruesos con los finos.

Además del sarpullido de oogonios, contienen fragmentos de Lamelibránquios, Gasterópodos turriiformes, Ostrácodos, Rotalina sp. y Discorbis sp.

Tramo 11. - 40 a 45 metros de calizas blancas y gris-claro, muy bien estratificadas en niveles de 0,05 a 0,4 m.

Textura de biomicritas arcillosas, con algo de esparita; impregnaciones de óxido de hierro eventualmente, y grandes cantidades de Rotalina sp., y de oogonios de Charáceas, junto con fragmentos de Lamelibránquios y Equinodermos, Rotálidos, Ostrácodos, Pithonella sphaerica (Kaufmann), Gasterópodos, Miliólidos y Ophthalmídeos.

Tramo 12. - 20 a 25 metros de calizas en bancos gruesos de 1 a 3 metros de espesor. Parcialmente recubierto el techo.

Textura de biomicrita débilmente arcillosa con algunos oogonios de Charáceas, Ostrácodos, Rotalina sp., Textularidos, Pithonella sphaerica (Kaufmann), fragmentos de Equinodermos, radiolas y fragmentos de Lamelibránquios.

Tramo 13. - 45 a 50 metros de calizas "trufadas" análogas a las del tramo 8, bien estratificadas en bancos de 0,5 a 2 metros. Los intraclastos angulosos son grises y negros, y en menor proporción beige y rosado.

Textura de intramicritas e intrabiomicritas en la base, y biomicritas con frecuente esparita en el resto.

Contienen restos de Lamelibránquios y Gasterópodos, oogonios de Charáceas, radiolas, Pithonella sphaerica (Kaufmann), placas de Equinodermos, Ostrácodos.

Tramo 14. - 40 a 50 metros (recubiertos en su mayor parte), que al techo se componen de calizas blancas arcillosas con abundantísimos Gasterópodos, oogonios de Charáceas, Rotalina sp. P. Sphaerica (Kaufmann), fragmentos de Equinodermos y Lamelibránquios, Miliólidos y Ostrácodos.

Las calizas del tramo 7 se atribuyen al Coniacense por sus características semejantes a las que en el Domínio Prebético interno se sitúan bajo un Santoniense bien datado.

Las calizas de los tramos 3 a 14 inclusive correspondían a un Senonense en sentido lato. A pesar del muestreo no se pueden dar más precisiones.

guiente: la primera falla se amortigua, y es relevada hacia el Sur por otra falla inversa; en contraste con la anterior, el cabalgamiento de las dolomías del Dogger sobre los materiales del Malm se produce en esta ocasión hacia el E.

Otras fallas inversas interesantes se localizan al S del vértice Buñuelos (996 m). Los planos de las mismas son también muy alabeados y varían en "zig-zag" y en corto espacio entre los rumbos -- NE-SO, NO-SE, E-O y N-S, tendiendo a esta última dirección. Mediante estas fallas las dolomías del Dogger despegaron a nivel de las arcillas del Lías, y cobijan pequeños retazos de margas y calizas del Mioceno marino, arenas "Weald-Utrillas", y calizas senonenses.

La orientación de los esfuerzos máximos, muy variable, tiende no obstante a prevalecer en la dirección E-O. La máxima intensidad, corresponde unas veces al esfuerzo con sentido hacia el E y otras hacia el O. Predomina sin embargo la máxima intensidad en los esfuerzos con sentido hacia el E y SE.

Cinemática de las estructuras: los materiales fuertemente comprimidos en distintas direcciones y sentidos se habrían roto a nivel de los términos más competentes del Dogger, y despegado después a nivel del Lías arcilloso; en niveles más superiores al Dogger, habría continuado el despegue a nivel de las margas del Mioceno, arenas del Cretácico inferior, margas del Malm etc.

Ahora bien, el verdadero problema radicaría en la causa profunda de esta inflexión general tan brusca y rápida, que rompe el aire estructural al O y al E de esta estrecha franja de terreno. Conviene resaltar que estas inflexiones N-S a lo largo del meridiano de Elche de la Sierra han sido localizadas también más al N en la Hoja de Liétor (comunicación personal de Tomás Rodríguez Estrella). El origen de esta inflexión brusca podría tener una causa semejante a la propuesta para explicar hechos análogos en los límites de las grandes Unidades (véase VII-I-2-1-A1). Es decir, un posible desgarre a nivel del zócalo, que ocasionara la participación más o menos concomitante de más de un sistema de fuerzas: las propias del desgarre a nivel del zócalo, y las de compresión general de la cobertera de NE a SO y de SO a NE. Pero estas últimas fuerzas estarían relacionadas también con las grandes Unidades.

Datación de esfuerzos:

Las margas del Mioceno inferior cobijadas por las dolomías del Dogger al S del vértice Buñuelos, corresponden a las zonas G. Insueta y G. barisanensis de Bolli. Según esta zonación la fase de compresión responsable habría dado durante el Burdigaliense inferior. Según la zonación de Blow, durante el Langhiense inferior.

B₂) SISTEMA DE ESCAMAS Y PLIEGUES ENTRE LAS ELEVACIONES DEL CERRON DE LA GAMELLA, CUERDA DE SANTA MARIA, LOS PORRONES - PEÑALAVADA, LOMA FAJARDE, COLLADO DE LA PEÑA, Y EL RIO MUNDO (Fig. 86)

Este sistema ocupa aproximadamente la mitad NO del Sector B, en el cual se integra. Se extiende al N de la Cra de Hellín a Elche de la Sierra en su parte occidental; ya en la Hoja de Isso, se alarga al NO y SE de la misma carretera, y queda limitado al NE por el curso del Rio Mundo.

Sus estructuras se orientan con rumbos NO-SE, sobre todo en la mitad oriental y parte central del sistema. Hacia el extremo occidental,

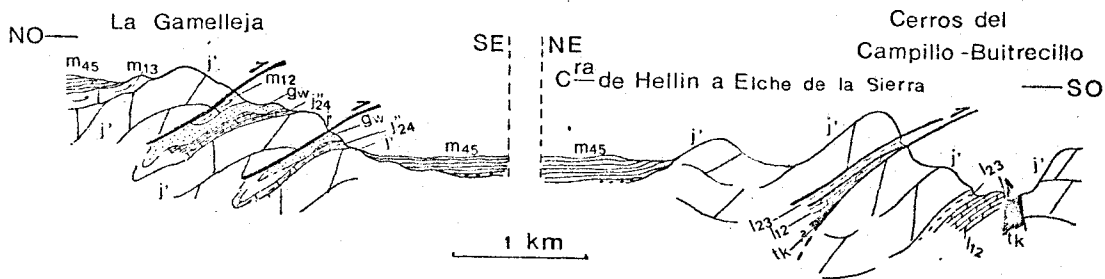


Figura 86.- Cabalgamientos hacia el Sur-Oeste y Sur en el sistema de escamas comprendido entre la Gamelleja y los Cerros del Campillo(vértice Buitre),(B₂,fig. 84).

las mismas estructuras se van inflexionando, primero hacia el E-O (entre la Cuerda de Santa María y Cerrón de la Gamella); posteriormente,

V.III.2.3. B LA SERIE ENTRE MONTE BUÑUELOS Y EL CERRÓN DE LA GAMELLA.

Al NE de Elche de la Sierra, entre Monte Buñuelos y el Cerrón de la Gamella, y en esta alineación montañosa - considerada de O a E hasta la altura del km 21 de la Cra. de He llín a Elche de la Sierra, se localiza una serie de escamas cabalgantes hacia el Sur, cuyos materiales mesozoicos se describen a continuación.

En estas escamas, están implicados fundamentalmente materiales del Jurásico, pero en ocasiones existen también retazos del Cretácico y otros del Mioceno inferior cobijados bajo los planos de cabalgamientos.

Con antelación se han definido las facies del complejo dolomítico del Jurásico basal, con sus numerosos pasos laterales a calizas, fundamentalmente en el Dogger.

En esta ocasión se describe el resto de la serie mesozoica en esta parcela del Sector Central.

En la fig. 24 se muestran varios cortes, en los que se encuentran implicados los materiales que se describen. Su situación viene también en la fig. 21.

B1) OXFORDIENSE SUPERIOR. Extrema base del conjunto calizo margoso inferior del Malm.

No llegan a observarse verdaderos niveles diferenciados de calizas nodulosas, pero sí es frecuente encontrar "residuos" de las mismas en varios puntos al techo de las calizas del Dogger.

Uno de los puntos citados, se sitúa al Oeste del Cerrón de la Gamella, junto a la vereda que en este lugar corona la cresta montañosa. Bajo un retazo de calizas miocenas, que se encuentran cabalgadas por las dolomías del Dogger, y sobre el techo de las calizas del Dogger que afloran bien al Este de la vereda, se localizan vestigios de calizas nodulosas, tan reducidos que llegan a confundirse con las mismas dolomías del Dogger. Cuentan sólo con unos decímetros de espesor, pero su microfacies es típica. En efecto, han librado abundantes Protoglobigerinas, Ostrácodos, restos de Equinodermos, espículas, Epistomina sp., Nubecularia sp., Lagénidos y Lenticulina sp.

Es necesario recordar que las Protoglobigerinas se presentan a escala regional únicamente en las "calizas nodulosas" con Ammonites del Oxfordiense superior en las series más completas de las regiones prebéticas.

antes de enlazar con la brusca inflexión descrita en B₁, los rumbos giran unos 45 grados disponiéndose NE-SO (entre el Cerrón de la Gamella y el vértice Buñuelos). En suma, en la parte occidental los rumbos giran sobre sí mismos 90 grados aproximadamente en sólo unos 5 km de distancia horizontal.

En la parte occidental se observan las siguientes estructuras:

- en el Cerrón de la Gamella, dos importantes fallas inversas de orientación E-O, muy tendidas y con movimiento de los materiales cabalgantes hacia el S. Mediante el plano de la falla inversa más superior, las dolomías del Dogger montan sobre las calizas del Mioceno marino que se apoyan en discordancia sobre las arenas "Weald-Utrillas", y estas en discordancia sobre una serie muy incompleta del Malm. Las mismas dolomías del Dogger montan también sobre las calizas del techo del Dogger de la escama infrayacente. Mediante el plano de falla inversa de la escama inferior, se repite un proceso tectónico análogo. Hacia el pie SE del Cerrón de la Gamella, otras fallas inversas más moderadas, suponen dos pequeñas cobijaduras respectivamente hacia el N y hacia el SO de las arcillas y dolomías arcillosas del Lías sobre las dolomías del Dogger.

- en la Cuerda de Santa María (al O, S, y SE), varios pliegues anticlinales y sinclinales, estrechos y alargados, en cuyo núcleo afloran las dolomías arcillosas y arcillas del Lías ocupando los rebajes -- morfológicos; en los flancos, las dolomías del Dogger realzan el relieve. En el extremo SE, se observa también una importante falla inversa: las dolomías del Dogger despegan hacia el SO mediante las arcillas rojas y verdes del Lías, montando sobre otras dolomías del Dogger del flanco sur del anticlinal más alargado y meridional. El plano de la falla inversa es muy tendido, buzando entre 15 y 20 grados al NE;

- en los Porrónes, las dolomías del Dogger que culminan en el vértice Porrón (979 m) cabalgan hacia el NE sobre las calizas y conglomerados silíceos del Mioceno inferior, que se apoyan discordantes sobre las mismas dolomías del Dogger; el plano de la falla inversa buza unos 45 grados al SO;

- en Peñalavada, 3 km al NE de la anterior, se localiza otra cobijadura importante con sentido de cabalgamiento inverso al del caso anterior, hacia el SO. Los materiales implicados son los mismos. Sobre la cobijadura del Mioceno inferior basal, sellando la estructura, se disponen discordantes los materiales superiores del Neógeno marino. El plano de falla inversa buza en este caso unos 50 grados hacia el NE;

- unos 3 km al NE del vértice Porrón, en la vertiente sur del Embalse de Talave, se observan dos fallas inversas E-O, en relevo. Las dolomías del Dogger despegan en ambos casos a nivel del Lías arcilloso, cabalgando hacia el S sobre otras dolomías del Dogger. Los

Bajando por la vereda antes citada, en dirección Sur desde la cresta montañosa, se observan las facies "Weald-Utrillas" apoyadas sobre nuevos "residuos" de calizas nodulosas, que vuelven a librar Protoglobigerinas, y que se sitúan --- también sobre las calizas del techo del Dogger.

Descendiendo, se verá que la serie anterior se repite, mediante un cabalgamiento de las dolomías del Dogger sobre las calizas del techo del Dogger. Y en esta nueva serie cobijada, también al techo de las calizas del Dogger, unos nuevos "residuos" de calizas nodulosas que se delatan únicamente por la presencia de Protoglobigerinas.

El Oxfordiense superior está pues claramente representado en el Cerrón de la Gamella, pero únicamente en forma de "residuos" de sus calizas, que en ningún caso llegan a alcanzar -- 1 metro de espesor.

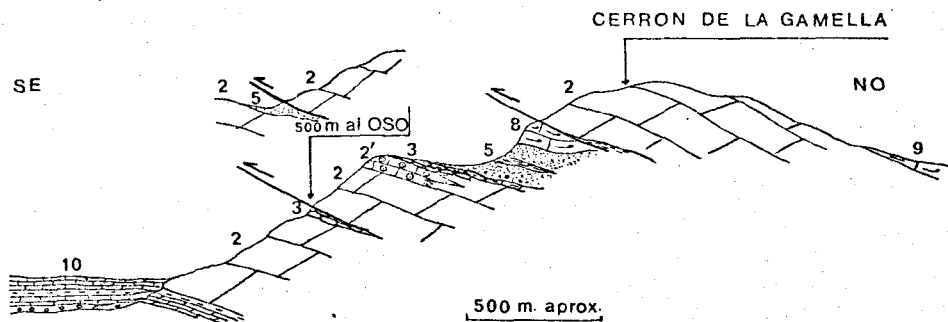


Fig. 24.- Perfil geológico de la serie mesozoica entre Monte Duñuelos y el Cerrón de la Gamella. Números de los tramos según la explicación que acompaña a la figura 22.

B2) KIMMERIDGIENSE.

Por el contrario, en estos parajes no se llega a encontrar el resto de la serie calizo margosa, ni algún otro término litológico que pudiera corresponder al Kimmeridgiense.

La facies "Weald-Utrillas" se apoya, directamente, sobre las dolomías a las calizas del techo del Dogger, o sobre los restos descritos del Oxfordiense superior. Es posible que en estos parajes se encontrasen emergidos al iniciarse el Kimmeridgiense, o bien poco después.

B3) CRETACICO INFERIOR "Facies Weald-Utrillas".

En los puntos donde se encuentran representada, en las condiciones más favorables, alcanza escasamente los 50 metros de espesor.

Bajo el vértice Buñuelos se encuentran las arenas "Weald-Utrillas", laminadas tectónicamente, y con su espesor reducido a unos pocos metros.

En los demás casos se apoya discordante sobre los términos jurásicos antes descritos (discordancia erosiva).

B4) CRETACICO SUPERIOR.

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

No se llegan a encontrar, en esta alineación montañosa, ni siquiera vestigios del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

b) Conjunto calcáreo del Senonense.

En una sola ocasión, están representadas las calizas microcristalinas del Senonense, en su facies marino lagunal. Se encuentran estas calizas, al Sur del vértice geodésico Buñuelos, cobijadas por las dolomías del Dogger, junto a margas y calizas del Mioceno inferior, y junto a las arenas laminadas del Cretácico inferior. Las calizas senonenses constituyen un retazo de unos 15 metros de espesor como máximo; son microcristalinas, y algunos de sus niveles contienen intraclastos que les dan el aspecto "trufado" típico que se observa en otras series. Estas calizas contienen Ostrácodos, Charáceas, Microcodium sp., Gasterópodos, Idalina sp. y Rotalina sp. Por su microfacies, pueden corresponder a cualquiera de los tramos del Senonense más completo de otras series.

planos de falla inversa son muy tendidos hacia el N.

En la mitad Suroriental del Sistema, las estructuras son más amplias y tranquilas, alargadas todas ellas según rumbos NO-SE:

- un anticlinal, entre Peñalavada y Loma Fajarde, que se sumerge al SE bajo el Mioceno superior lacustre de Collado de Cobos. En su núcleo, afectado por fallas normales paralelas al eje del pliegue y otras -- NNE-SSO oblicuas al mismo, afloran los términos dolomíticos y arcillosos del Lías. No se delata prioridad de buzamiento ni distinta vergencia en los flancos de la estructura, constituidos por las dolomías del Dogger;

- un sinclinal, situado al E del anticlinal, que se prolonga más - al SE. Su núcleo, constituido por las dolomías del Dogger, se alarga por los relieves del Collado de la Peña, Collado del Remolinar, y vértice Donceles (808 m). Afloran bien las dolomías y arcillas del Lías en el flanco NE de la extremidad SE de la estructura. Al NO, el sinclinal se oculta bajo los materiales pontienses del Mioceno superior.

Los esfuerzos máximos se orientan en el conjunto del sistema -- fundamentalmente en la dirección NE-SO, salvo en la mitad occidental donde son N-S y hasta NO-SE. La intensidad máxima del esfuerzo suele ser la del sentido hacia el SO, S, y SE respectivamente, y menos frecuentemente la de sentido hacia el NE. No obstante, los esfuerzos máximos del extremo SE del sistema presentan la misma intensidad en ambos sentidos, y su valor medio resulta menor que en el resto del sistema.

El acortamiento máximo de las distancias originales se produjo de este modo en la parte occidental del sistema.

Los materiales implicados en las estructuras son en su mayor parte los del complejo dolomítico del Jurásico basal. Y de forma eventual, - algunos retazos del Mioceno inferior, Cretácico inferior y Oxfordiense-Kimmeridgiense. Estos últimos sólo en la extremidad occidental del Sistema.

Cinemática de las estructuras: fracturados los materiales rígidos y competentes de la parte inferior del Lías y del Dogger, y aprovechando el nivel de despegue de las arcillas del techo del Lías, se habrían producido los cabalgamientos en diferentes sentidos según la distribución de esfuerzos. Es posible, que la estructura sea algo más complicada en profundidad, donde muy probablemente el despegue original se habría producido a nivel del Keuper; dado el gran espesor de la cobertera dolomítica jurásica, y la fuerte compresión, este habría sido laminado y no llegaría a aflorar. En el extremo SE del sistema se habría llegado al límite de ruptura durante la distensión posterior al plegamiento, con esfuerzos verticales relativamente importantes:

Datación de esfuerzos: los materiales del Mioceno marino implicados en las escamas no han podido ser bien datados. No obstante, su facies y la similitud de la discordancia de Peñalavada con otras intramiocenas, permite suponer una edad intraburdigaliense según la zonación de Bøllé.

V.III.2.3.C LA SERIE EN LAS ESCAMAS-
COMPRENDIDAS ENTRE VICOR-
TO, LA SIERRA DE LA SOLA-
NA DE LA ABEJA Y EL RIO SE-
GURA.

La Sierra de la Solana de la Abeja se alza al E. de la pequeña localidad de Vicorto, al SE de Elche de la Sierra.

Al Sur de Vicorto y de la Sierra de la Solana de la Abeja, y al Norte del Rio Segura, se localiza una franja de escamas tectónicas que se apilan cabalgando hacia el Norte.

En estas escamas se encuentran implicados los distintos materiales del Mesozoico y también otros del Mioceno inferior.

En el esquema de la fig. 25 se expresa la distribución de los términos litoestratigráficos que se describen, y alzados de cortes gráficos de los mismos.

C1) LÍAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

Presenta una facies de conjunto muy semejante a la definida con detalle en los Cerros del Campillo, inmediatamente al N. de la Sierra de la Solana de la Abeja.

El Lías aflora eventualmente, muy comprimido. Quizás por este motivo, no se lleguen a distinguir los niveles arcillosos que suelen intercalar sus dolomías en su parte superior. En efecto, cuando entre las escamas aparecen arcillas rojas en contacto con estas dolomías, corresponden sin duda al Keuper, pues dentro de las mismas se llegan a diferenciar verdaderas masas de yeso (1).

El Dogger se presenta únicamente en la "facies dolomías granudas". Cuenta con un espesor mínimo del orden de 300 metros. No llega a aflorar el muro, en contacto normal. Pero en la vertiente Norte de la Sierra de la Abeja, donde las dolomías buzan suavemente hacia el Sur, los niveles más bajos de las dolomías del Dogger, aunque de grano grueso, presentan aspecto "listado", o finamente estratificados. Por semejanza con otras series de detalle, estos hechos permiten suponer que nos encontramos allí muy próximos al muro de la serie. Por tanto, su espesor real no debe superar en mucho los 300 metros.

(1) .- El yeso, cuando se presenta en las arcillas liásicas es a manera de "impregnaciones", nunca constituyendo masas significativas.

B₃) SISTEMA DE ESCAMAS Y PLIEGUES ENTRE LOS CERROS DEL CAMPILLO Y LA COLA DEL EMBALSE DEL CENAJO (Fig. 87)

Se sitúa este sistema al S del anterior, separado del mismo - por una amplia depresión rellena por el Mioceno superior en facies lacustre, que aprovechan en sus trazados las carreteras del Hellín a - Elche de la Sierra y la que se desvía hacia el Embalse del Cenajo.

El estilo tectónico de este sistema es tan semejante al anterior, que la separación se hace únicamente por facilitar la descripción procurando situar al lector en un área geográfica concreta. Por este motivo, se abrevia la descripción del sistema.

Las estructuras más significativas del mismo son las siguientes:

- una importante falla inversa ONO-ESE, de plano tendido muy suavemente hacia el Norte. (Se sitúa, hacia la parte superior de la vertiente sur de los relieves de El Buitrecillo y Cerros del Campillo, 4 km al E de Elche de la Sierra). Las dolomías del Dogger de las cotas altas, despe

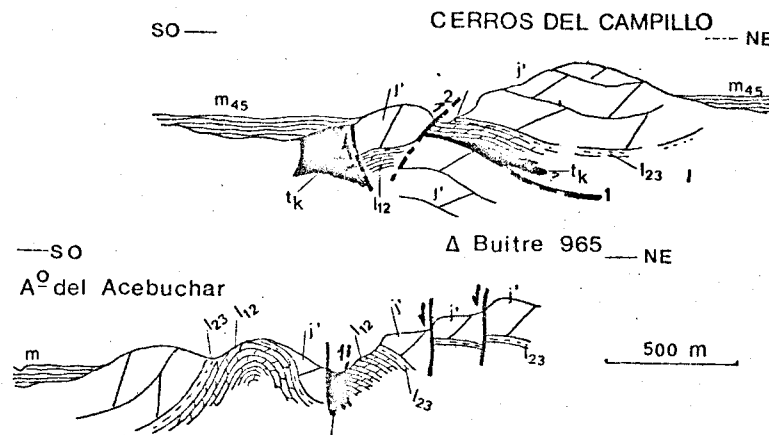


Figura 87.- Pliegues y fallas entre los cerros del Campillo y las inmediaciones de la cola del Embalse del Cenajo. Nótese en la figura de arriba, la cobijadura mediante la falla inversa 2, más moderna, del plano del cabalgamiento 1, más importante y anterior.

gan hacia el S a nivel de las arcillas liásicas, cabalgando sobre las dolo

mías del Dogger del techo de una serie monoclinar muy completa del Ju rásico dolomítico basal. El Keuper, llega a aflorar sólo en el extremo oriental del plano de falla. Poco más al SE, reaparece bajo el recubri miento la misma fractura, pero en este caso se invierte el sentido de la falla hacia el NNE, en superficie. El cambio de sentido se produce - en menos de 500 metros. Dada la envergadura importante de la prime ra falla, el hecho tiene difícil explicación a mi parecer, si no se inter preta del siguiente modo: la falla en su mayor importancia de desplaza miento seguiría siendo hacia el S, en profundidad, aún en su extremo SE. Posterior, e inmediatamente quizás, a la constitución de la prime ra falla, el epitelio superficial de la parte antes cabalgada habría cobijado ligeramente hacia el NNE los otros materiales. Esta cobijadura - en sentido contrario podría provenir, obligada, por los fuertes empujes hacia el N del sistema inmediatamente meridional (apilamientos de escamas hacia el NNE, situados en la vertiente S de la Sierra de la - Solana de la Abeja);

- en las vertientes norte y sur del vértice Buitre (965 m) las dolomías del complejo jurásico responden a un suave y amplio pliegue sinclinal. Su zona axial se prolonga hacia el ONO bajo el Mioceno lacus tre del Cortijo de la Lobera.

- al Sur y Sureste del Buitre, se observa un anticlinal NO-SE con núcleo liásico. Al mismo, se superponen importantes fallas nor males de dirección NNO-SSE y NO-SE; mediante una de ellas llega a fluir el Keuper, muy yesífero.

Las demás características de este sistema pueden suponerse análogas al del anterior.

VII.I-1-1-C.- SECTOR COMPRENDIDO ENTRE FEREZ, LA SIERRA DE LOS DONCELES, EL EMBALSE DEL CENAJÓ, Y EL EMBALSE DE CAMARILLAS (Fig. 88)

Este Sector se alarga unos 30 km entre Ferez al O, y el Embalse de Camarillas al E. Comprende respectivamente gran parte de los cuadrantes SE de la Hoja de Elche de la Sierra, y SO de la Hoja de Isso.

Según se avanzó con antelación, la principal característica de este sistema consiste en la gran heterogeneidad de los rumbos estructurales, y el diferente sentido de los cabalgamientos y cobijaduras. No obstante, en el conjunto predominan las estructuras orientadas NO-SE y ONO-ESE, sobre otras desviaciones hacia el E-O, e incluso hacia el estilo bético NE-SO.

C2) OXFORDIENSE SUPERIOR - KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo margoso, con un episodio calizo-arenoso, de la parte inferior de la serie del Malm.

a) Oxfordiense superior.

No se han llegado a reconocer en estas escamas las "calizas nodulosas" del Oxfordiense superior, posiblemente debido a la naturaleza mecánica de los contactos, y al recubrimiento en -- otros puntos, del conjunto calizo-margoso. Por otra parte, el reducido espesor de las "calizas nodulosas" que vienen adelgazando su ya poca potencia de Oeste hacia el Este, según se ha venido viendo en las series ya descritas, resulta un inconveniente más para su localización en estas circunstancias. Por comparación con las series más próximas de latitud un poco más occidental (Sierra de la Solana), las calizas nodulosas no deberían sobrepasar 1,5 ó 2 metros de espesor.

b) Kimmeridgiense inferior y medio.

El resto del conjunto calizo margoso, sí se encuentra muy bien representado, y cuenta con un espesor mínimo de 100 metros, que puede ser algo mayor en su origen, dada la compresión que afecta a la serie.

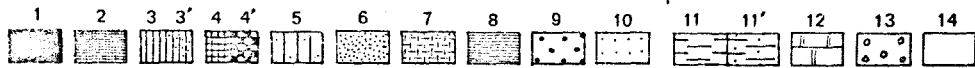
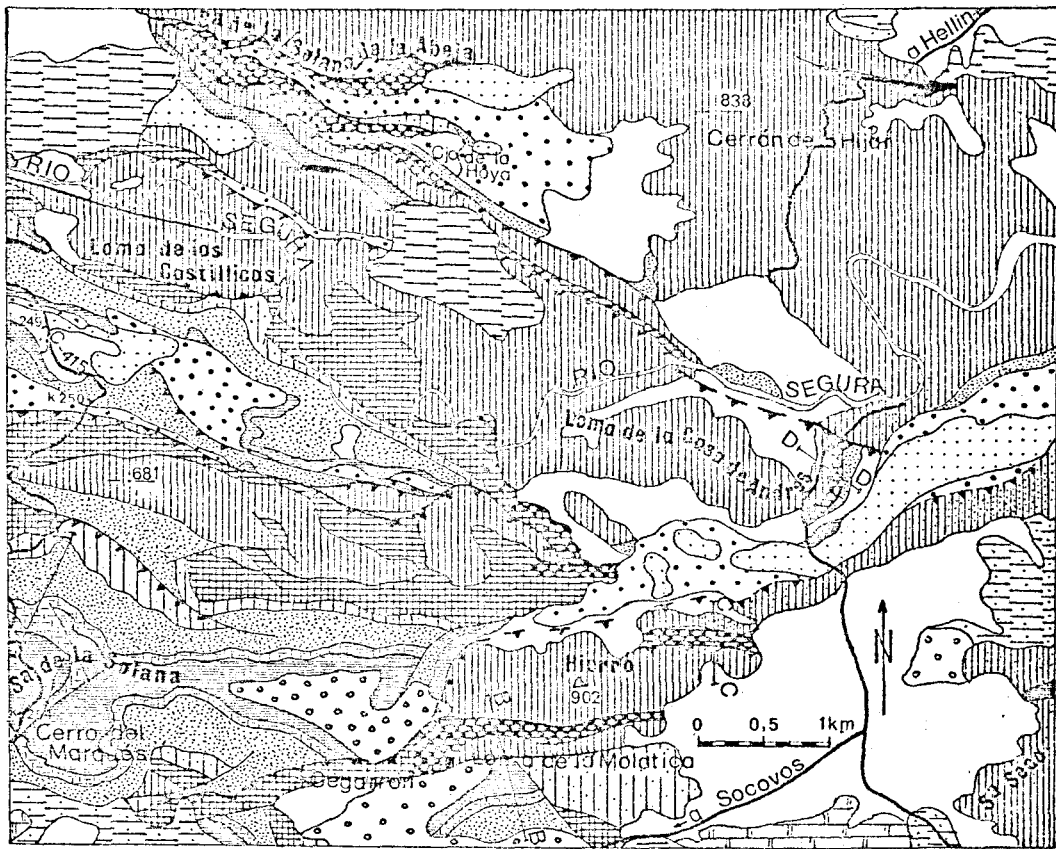
Presenta una facies mixta entre la serie más accidental definida al Norte de la Sierra de la Solana, al Sur del Río Segura, y la que se ha descrito en Elche de la Sierra. Como en la primera serie, las calizas microcristalinas intercalan niveles de margas relativamente abundantes. Y como en la serie de Elche de la Sierra, en su parte media se intercalan unos metros de calizas oolíticas muy arenosas.

Al contrario que el Oxfordiense superior, puede afirmarse que el Kimmeridgiense inferior está representado en las escamas de la Sierra de la Solana de la Abeja.

Así pues en la serie calizo-margosa se pueden distinguir tres tramos.

1) Las calizas microcristalinas y margas de la parte inferior, que únicamente ha librado Ostráccodos, escasos restos de Equinodermos, Ammódiscus sp., Haplofragmiun sp. y Lenticulina sp., en los niveles que se han podido examinar. Su espesor, no puede precisarse bien dada las circunstancias mecánicas antes expresadas.

Precisamente este tramo ha librado un buen ejemplar de Ataxioceras (Parataxioceras) aff. polyplocus (Qu.), que data el Kimmeridgiense inferior.



C-415 Ciudad Real a Murcia

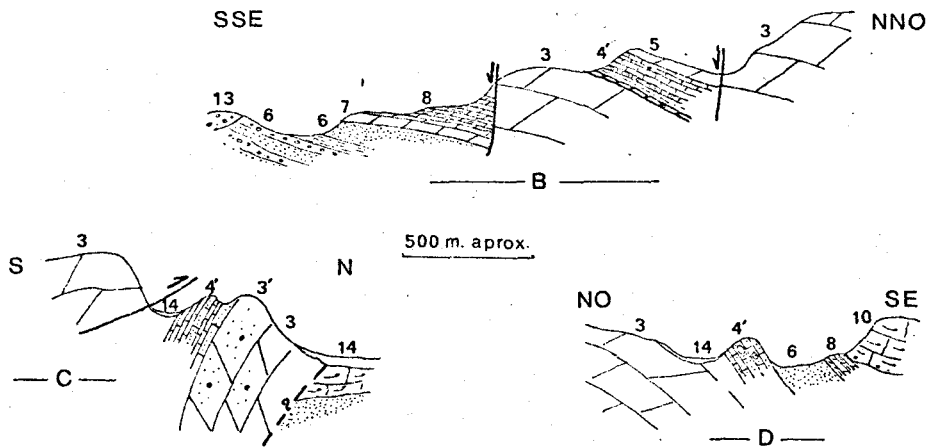
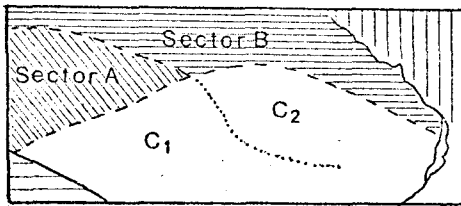
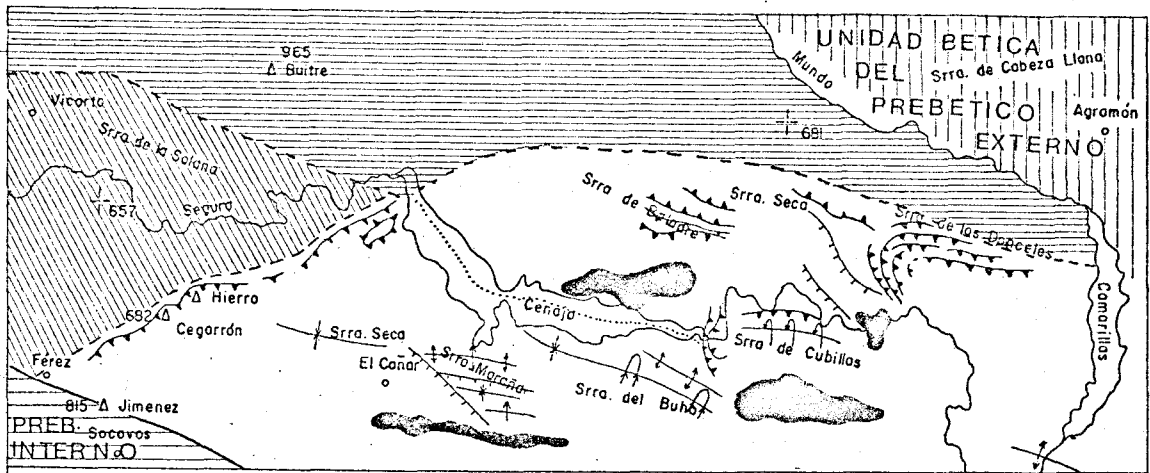


Fig. 25.- Mapa y perfiles geológicos entre la Sierra de la Solana de la Abeja, el Rio Segura y Monte Hicrro: 1, margas yesíferas (Keup.); 2, dolomías (Lías); 3, dolomías (3', id. con grava silícea) (Jogger); 4, calizas y margas (4', id. arenosas-oolíticas) (Oxf. sup.-Kimmeridg.); 5, dolomía (Kimmeridg. medio); 6, arenas (Cret. inf.); 7, y 8, dolomías (Senoman. a Turonense); 9, conglomerado y calizas bioclásticas (Mioc. inf., sinorogénico); 10, caliza bioclástica (Mioc. inf. posteriorogénico); 11, calizas lacustres, con indentaciones fluviales (11'), (Mioc. sup.); 12, travertinos y 13 conglomerado (Mioc. a Cuatern.); 14, aluviones y coluviones.



KEUPER



Fig. 88 — SISTEMAS (C₁ y C₂) DE PLIEGUES Y ESCAMAS DEL «SECTOR C» DE LA UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO, Y SUS RELACIONES CON EL DIAPIRISMO

Escala gráfica
0 1 2 3 4 5 Kms.

2) Las calizas oolíticas arenosas de la parte media, con menos de una decena de metros de espesor; por su posición y microfacies parecen corresponderse con el tramo oolítico arenoso próximo a la base de las series del mismo sector central, que se definirán a continuación en Monte Hierro y en la Sierra de Cabeza Llana.

3) Las calizas microcristalinas del techo alternan con margas microcristalinas como las de base, y al igual que - aquellas con textura de micritas, intramicritas, pelmicritas y biomicritas. Resultan más ricas en restos orgánicos que las del tramo inferior. Contienen Nautiloculina sp., Trocholina sp., Epistomina sp., Haplofragmiun sp., Ostrácodos, pequeños Lagénidos, Valvulínidos, Ophthalmídidos, espículas, restos de Coralarios, Lamelibranquios, Equinodermos y radiolas.

C3) KIMMERIDGIENSE MEDIO ?Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

En esta "franja de escamas" su reconocimiento es - muy hipotético y subjetivo, dada su naturaleza litológica, enteramente afín a las dolomías del Dogger.

No obstante, su existencia queda confirmada en el límite sur de la franja de escamas, donde se intercala en su posición estratigráfica normal sobre las calizas y margas del conjunto inferior y debajo de las arenas del Cretácico inferior. Siendo allí la tectónica menos complicada, en el mismo curso del Río Segura el afloramiento es favorable.

Cuenta allí con un espesor del orden de 25 a 30 metros, y se compone de dolomías cristalinas de grano medio y grueso. Es muy semejante pues, en espesor y litología al mismo tramo descrito con antelación en la vertiente Norte de S² Solana, al Sur del Río Segura.

C4) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

El Cretácico inferior está representado, también en esta serie, en sus facies "Weald-Utrillas". En las escamas más septentrionales, su espesor real queda reducido por comprensión-tectónica. Por el contrario, en el curso del Río Segura, se puede definir bien su potencia que resulta del orden de 150 metros.

C5) CRETACICO SUPERIOR.

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

En alguno de los sistemas más caóticos y en las desviaciones más importantes del sentido de los cabalgamientos, parece haber influido - sin duda la acción del Keuper, que llega a constituir una densa red diapírica dentro del Sector.

Asimismo, el entrecruzamiento de ciertas fracturas de zócalo parece también relacionado con la situación de las concentraciones diapíricas.

El acortamiento de la cobertera resulta también particularmente más intenso en los sistemas de escamas próximos a las importantes salidas del Keuper.

Dentro del Sector se distinguen los siguientes sistemas:

C₁) SISTEMA DE PLIEGUES Y FALLAS ENTRE MONTE - HIERRO, SIERRA MARAÑA, SIERRA SECA Y SIERRA DEL BUHO (Fig. 89)

Se integran en el mismo las estructuras más amplias del Sector, situadas en su parte SO, y que se alargan entre Férrez y el Embalse del Cenajo. De Oeste hacia el Este, las estructuras son las siguientes:

- Una importante falla inversa de dirección SO-NE, de unos 12 km de longitud y envergadura en todo caso superior a los 500 metros, con movimiento hacia el NO. En su sentido de movimiento se observa un hecho importante: el plano de falla inversa corta las direcciones de los pliegues y escamas del Sector situado al Oeste, que parecen "sumergirse" bajo esta estructura. Este hecho es importante, por cuanto parece indicar que el desplazamiento procurado por la falla pudiera haber sido posterior a la constitución de las estructuras que cabalga. -- Quizás, inmediatamente posterior y casi concomitante, dada la similitud de los materiales más modernos implicados en las diferentes estructuras.

La naturaleza muy tendida del plano de falla, puede observarse muy bien en el Barranco de El Fontanar 1,6 km al NE de Férrez. Desde este punto hacia el NE, se observan las calizas y margas del Kimmeridgiense, replegadas intensamente en el contacto mecánico; cabalgan estas sobre las arenas del Cretácico inferior, y sobre las dolomías del Cretácico superior del flanco sur del sinclinal de la Sierra de la Solana. Mediante la misma falla, al O y NO de Monte Hierro, son las dolomías del Dogger las que cabalgan sobre distintos - términos cretácicos. En las vertiente N de Monte Hierro, el plano de falla no llega a observarse debido al recubrimiento.

En las escamas septentrionales está representado - muy escasamente; y únicamente en las proximidades de Vicorto, - en la trinchera de la carretera que, desde la general de Elche a Férrez, conduce a Vicorto.

En el lugar mencionado, llegan a observarse únicamente unos metros de calizas dolomíticas microcristalinas, de la facies típica de los niveles más altos de este complejo. Se encuentran cobijando hacia el sur, mediante falla inversa, a las calizas microcristalinas del Senonense.

Más al Sur, en el curso del Rfo Segura, aflora este complejo mejor representado sobre las arenas del Cretácico inferior. En este caso, el tramo masivo de base no supera en mucho los 15 metros de espesor. Sobre el mismo vienen allí - unos pocos metros de calizas dolomíticas de grano fino y falso- aspecto arcilloso. Sobre estas calizas dolomíticas, tan escasamente representadas probablemente por erosión de la mayor parte de su serie, vienen discordantes las calizas del Mioceno inferior.

b) Conjunto calcáreo del Senonense.

Las calizas del Senonense, en su facies marino-lagunal, están también muy escasamente representadas. Únicamente se encuentran, al Sur de la aldea de Vicorto, y desde este punto hasta poco más allá del cruce con la carretera de Elche - de la Sierra a Férrez.

Cuentan aquí con un espesor que no supera los 40-50 metros, estando cobijadas por las arenas "Weald-Utrillas" hacia el Norte, y por el retazo antes mencionado de dolomías microcristalinas del complejo Cenomanense-Turonense hacia el Sur. Su espesor original pudo haber sido mayor, pues previamente a la cobijadura citada que al aparecer sucedió durante el Mioceno inferior, pudo haberse erosionado en parte.

Estas calizas, microcristalinas, suelen contener grandes intraclastos de colores negros fundamentalmente, lo que les presta su aspecto "trufado". Su textura varía entre micrita, biomicrita y dismicrita. Contienen frecuentes Gasterópodos, Ostrácodos, Vidalina sp., Rotálidos, Rotalina sp., Rotalina cayeuxi de Lapparent, oogonios de Charáceas, otras Algas, - - Lockhartia sp., y Ophthalmídeos.

V. III. 2. 3. D. LA SERIE EN MONTE HIERRO (ver - tiente sur).

El Monte Hierro presenta una estructura anticlinal-

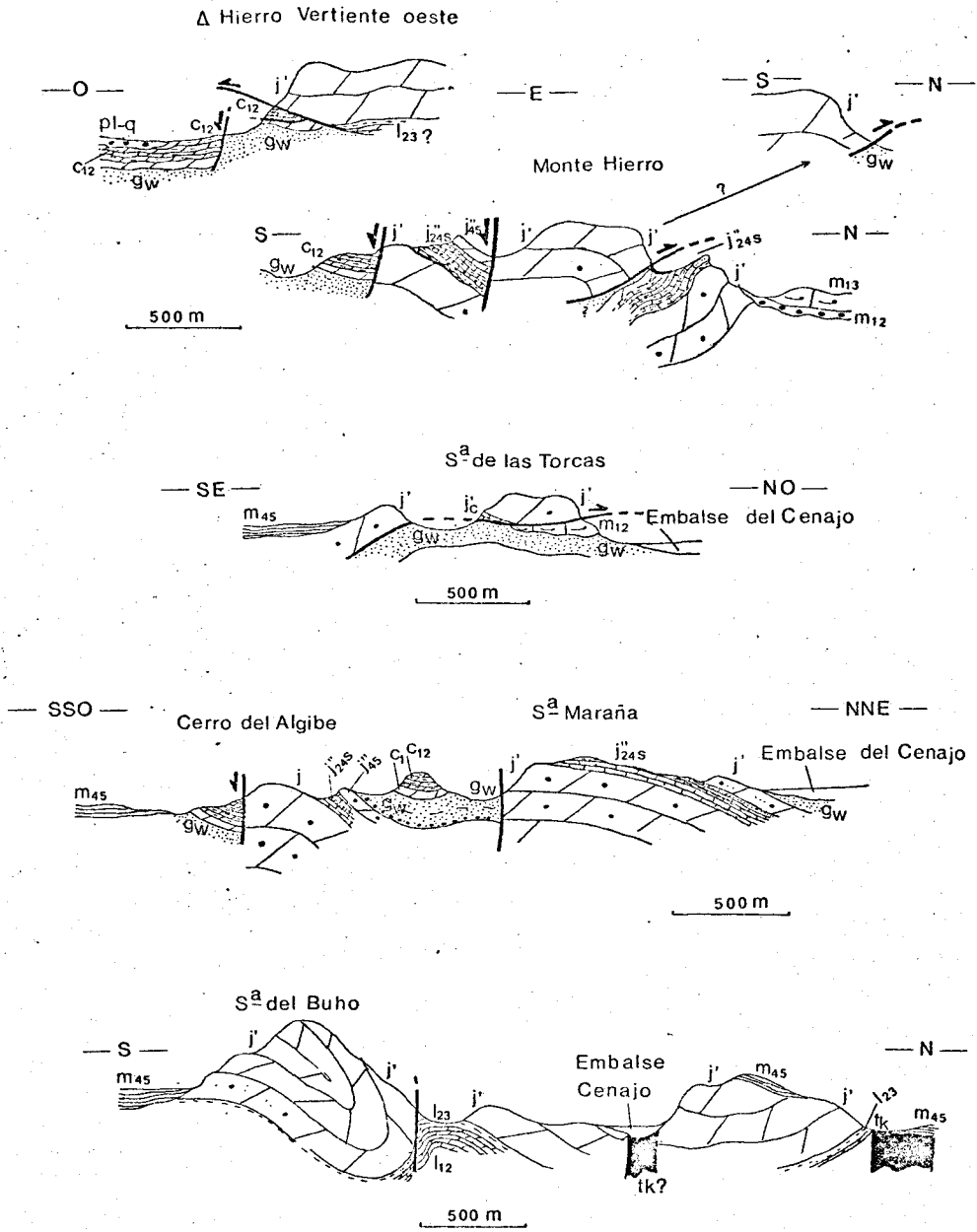


Figura 89.- Pliegues y fallas del sistema (C₁, Fig. 88) comprendido entre Monte Hierro, Sierra Maraña, Sierra Seca y Sierra del Buho.

muy fallada. Por su flanco norte, las dolomías del Dogger cabalgan sobre la prolongación occidental de la alineación jurásica de la Sierra de Las Torcas. Su núcleo, cabalga además hacia el NNO, sobre el extremo oriental del amplio sinclinal de la Sierra de la Solana.

El flanco sur, hundido mediante falla normal presenta un corte favorable para estudiar la serie del Malm.

E inmediatamente al sur, en otro bloque hundido, se pueden estudiar los términos representados del Cretácico.

La situación de la serie en el contexto del Sector Central, se expresa en la fig. 21. El esquema geológico, con situación y cortes gráficos de la serie, en la fig. 25. Finalmente, en la fig. 26, se presenta la columna estratigráfica con los rasgos fundamentales.

D1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

Solo afloran los términos del Dogger, en su "facies dolomías granudas". Su espesor supera los 250 metros, y debe suponerse mayor, una vez que no se observa el muro de la serie.

No se encuentran pasos laterales a calizas, ni arena, ni gravas de cuarzo dispersas en estas dolomías. Contrasta este último hecho, en relación con el carácter terrígeno de las dolomías del Dogger inmediatamente al Este, en la región del Embalse del Cenajo, y en parte también en la vertiente N. de Monte Hierro, donde se encuentran las dolomías terrígenas en la prolongación oriental de la escama de la Sierra de las Torcas. Los hechos referidos se interpretarán más adelante en el capítulo de Paleogeografía.

La serie del Malm cuenta con un espesor aproximado de 160 metros. Una síntesis de la misma se presenta en la columna estratigráfica de la fig. 26. Se describe a continuación, en su detalle:

D2) OXFORDIENSE SUPERIOR-KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo margoso, con un episodio calizo-arenoso, de la parte inferior de la serie del Malm.

a) Oxfordense superior.

Tramo 1. - Sobre las dolomías del Dogger, cuando el contacto -

Hacia el NE, en la Sierra de las Torcas reaparecería el mismo plano de falla, observándose las dolomías del Dogger cabalgando sobre las arenas del Cretácico inferior y sobre las calizas inferiores del Mioceno marino.

- el Monte Hierro constituye una estructura anticlinal, con el flanco norte subvertical e incluso invertido, y flanco sur muy transtornado por la acción de fallas normales E-O y NO-SE en pequeños bloques basculados hacia el Norte, buzando en sentido contrario al que debía buzarse originalmente.

- entre Sierra Maraña y el Cerro del Algibe, se localizan dos anticlinales E-O, y un sinclinal intermedio. Todos los flancos de estas estructuras se encuentran afectados por fallas de gravedad E-O, y otras NO-SE.

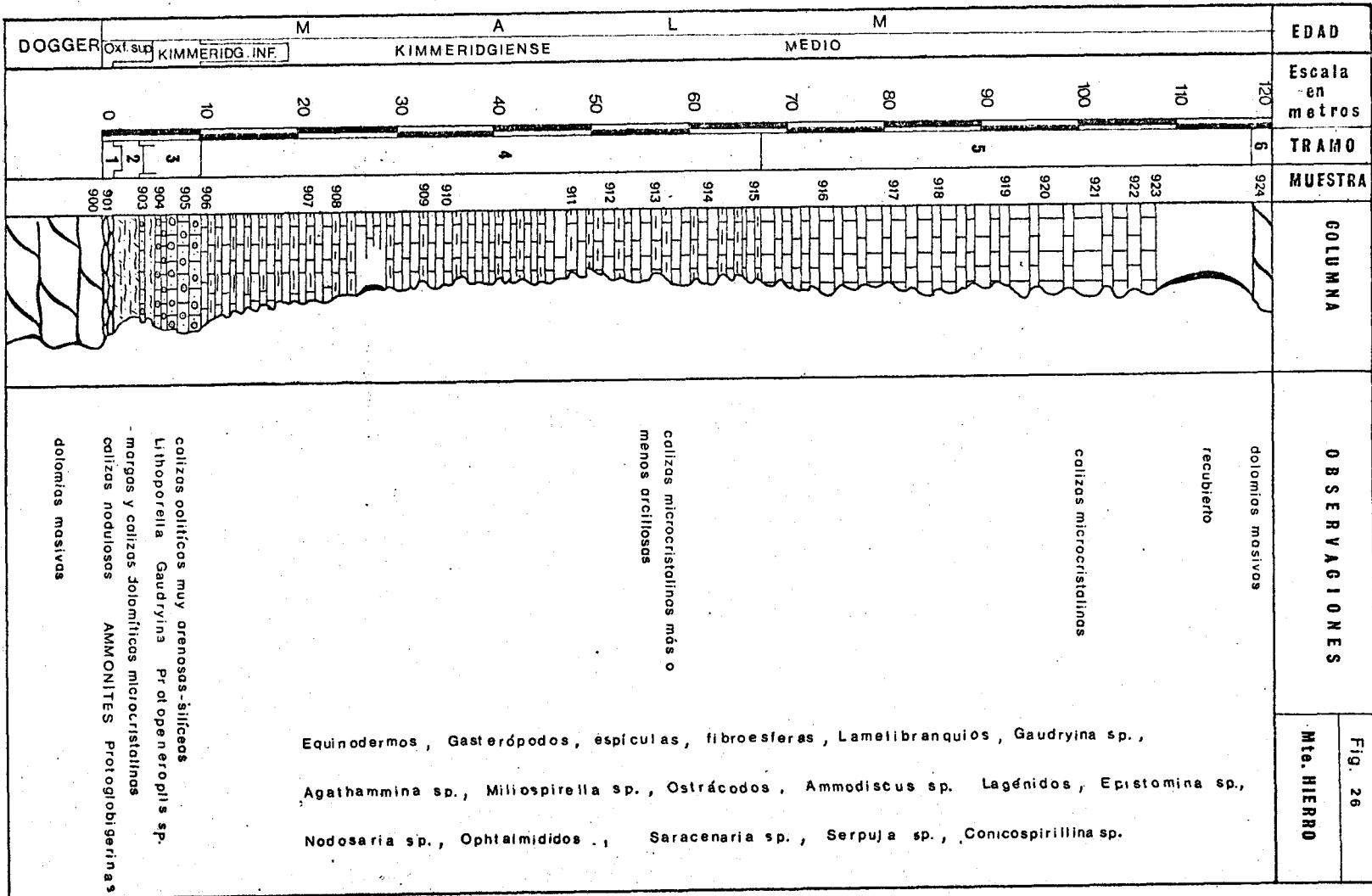
- la Sierra Seca (la que con este nombre común a otras elevaciones, se sitúa al S del Cenajo), aparece plegada suavemente en sinclinal E-O y aislada entre los materiales neógenos que se apoyan en parte sobre el Keuper. Probablemente constituye un bloque (autoctono por supuesto) flotando sobre el material yesífero del Trías.

- la elevación montañosa del Cerro de los Castillos y Sierra del Buho, comporta una amplia estructura sinclinal con inflexiones de su rumbo entre el E-O y NO-SE. En la vertiente N de la Sierra del Buho, se localiza un anticlinal con vergencia Sur, en cuyo núcleo afloran las dolomías y arcillas liásicas. El contacto con las dolomías del Dogger del flanco norte del sinclinal de la Sierra del Buho, se realiza mediante una falla vertical subparalela a la estratificación.

El acortamiento de conjunto de la cobertera en este sistema, resulta sumamente moderado en relación con el resto del Sector.

Los esfuerzos máximos tienden a variar en general entre la dirección N-S y NNE-SSO, con excepción del caso de la importante falla inversa occidental en la que estos esfuerzos se orientaron hacia el NO-SE, siendo el de mayor intensidad el dirigido hacia el NO. Por el contrario, en el extremo SE del sistema, el esfuerzo de mayor intensidad habría sido el de componente sur, hacia SSO. Así, el conjunto de esfuerzos del sistema, parece también en este caso haber querido imprimir a esta parte de la cobertera cierta acción de giro; lo que pudiera haber provocado la ruptura de la misma en su extremo noroeste, según la falla inversa antes mencionada. - Esta tendencia al giro, podría estar relacionada con movimientos halocinéticos del Keuper subyacente.

Datación de esfuerzos: no han podido ser datados con exactitud, los materiales del Mioceno implicados en la falla inversa mencionada. No obstante, la naturaleza de los mismos y disposición de su discordancia interna, permitiría correlacionar estos materiales con el Aquitaniense-Burdigaliense según la zonación de Bolli.



C₂) SISTEMA DE ESCAMAS COMPRENDIDO ENTRE LA SIERRA DEL BALADRE, SIERRA SECA, SIERRA DE CUBILLAS Y SIERRA DE LOS DONCELES (Fig. 90)

Se agrupan en este sistema las complicadas estructuras en escamas situadas inmediatamente al NE del sistema anterior.

Las escamas se disponen en apretados "haces", variando caprichosamente en apariencia sus rumbos y el sentido de los desplazamientos. De tal modo, que sería este el sistema más desordenado de cuantos se describen en la región estudiada.

En los distintos relieves montañosos se observan las siguientes estructuras:

- en la Sierra del Baladre, constituida esencialmente por dolomías del Dogger, aparece un conjunto de escamas tectónicas con orientaciones sinuosas entre el NO-SE y el E-O. Mientras las escamas de la vertiente noreste cabalgan hacia el S y SO, las de la vertiente sur lo hacen hacia el N y NE. En estas escamas se encuentran implicadas las calizas y margas del Kimmeridgiense, y las calizas inferiores del Mioceno marino, en retazos más o menos alargados y cobijados por las dolomías del Dogger. Los planos de las fallas inversas son muy poco tendidos, en ocasiones casi verticales. Al NO de la Sierra, las calizas del Mioceno implicado en las escamas, y los otros materiales mesozoicos, se ocultan bajo la superficie de discordancia de los tramos superiores del Neógeno marino (discordancia C₃, del apartado -- V.V-2-2-C).

- en Sierra Seca (me refiero aquí a la más meridional de las dos alineaciones con este nombre situadas al Este de la Sierra del Baladre), en su vertiente suroeste, se localiza una serie monoclinial muy completa en los términos del Jurásico que buzan moderadamente hacia el NE. Sobre esta serie se apoyan discordantes las calizas inferiores del Mioceno marino. En su vertiente noreste, se yuxtaponen a los términos anteriores numerosas escamas tectónicas con desplazamientos hacia el SO. En las mismas se encuentran implicados los materiales del Jurásico y del Mioceno marino. El conjunto de estas escamas tiende a mantener el rumbo NO-SE, excepto en las más surorientales de la alineación, que se ensamblan con otras escamas E-O de la Sierra de los Donceles. Tal ensamblaje se produce a lo largo de un corto ramal montañoso que une la orografía de ambas Sierras, a lo largo del cual las escamas cambian progresivamente su rumbo y el sentido de los desplazamientos, primero hacia el NO y después hacia el N.

está limpio de derrubios, se observan 1,5 a 2 m. como máximo de calizas nodulosas con Ochetoceras canaliculatum (Buch), y otros restos de Ammonites mal conservados. Contienen además - Protoglobigerinas, restos de Equinodermos y de Espongiarios, - Ostrácodos, Haplophragmiun sp., Marginulina sp., Ophthalmidiun sp., Saracenaria sp. y Globochaete sp. ?.

En ocasiones el contacto con las dolomías del Dogger está mecanizado, y las margas que siguen en la serie a las calizas nodulosas parecen apoyarse, falsamente, sobre las dolomías del Dogger.

Las "calizas nodulosas" tienen textura de biomicritas y pelmicritas. Contienen algunos granos de glauconita.

b) Kimmeridgiense inferior (?).

Tramo 2. - 3 a 4 metros de espesor. Margas limosas, que intercalan algunos nivelitos de calizas microcristalinas en general recristalizadas o dolomitizadas. Las mismas margas, levigadas, se presentan recristalizadas en su fracción calcárea y en grano muy fino.

Únicamente se han librado escasos restos de Equinodermos. Por su posición estratigráfica y litología en general, estas margas deben corresponderse con las que en el corte de la Sierra de Peñarrubia vienen sobre las calizas nodulosas del Oxfordiense superior, y que allí contienen Ammonites del Kimmeridgiense inferior. (comunicación personal de E. Fourcade)

Tramo 3. - 6 metros. Se compone de calizas oolíticas en general muy arenosas. Dentro del mismo se distinguen, de muro a techo:

- 2 metros. Calizas muy arenosas con algunos oolitos dispersos que se van haciendo más frecuentes hacia el techo intercalando finos niveles de margas areniscosas. Contienen algo de glauconia, cuarzo en tamaño arena y porcentajes del 25-30%. La textura pasa de intraesparitas a ooesparitas hacia el techo.

- 4 metros. Calizas oolíticas muy arenosas, que solo intercalan 0,1 m. de margas areniscosas próximas al techo. - Contienen arena de cuarzo en porcentajes de hasta el 30-40%. - La textura, es de ooesparitas a veces con algo de micrita.

En general, las calizas del tramo son de color beige en fresco, y pardo-marrón oscuro en superficie. Las margas intercaladas son de color ocre, y aspecto arenoso,

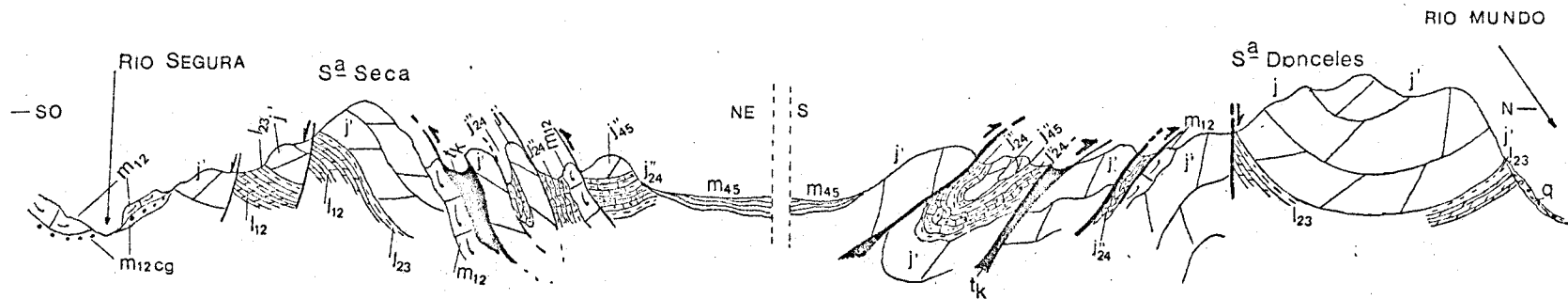


Figura 90.- Sentidos contrapuestos , hacia el Norte y Suroeste respectivamente, de los dos ramales del arco de escamas comprendidas entre la Sierra de los Donceles y el Rio Segura (Situación, al Este del sistema C₂ de la Figura 88).

con finas pajuelas de mica. Cuanto mayor es el porcentaje de cuarzo, lo que sucede en los niveles más superiores, menor es el contenido en restos orgánicos.

Estas calizas han librado restos de Lamelibránquios, Equinodermos, Lithoporella sp., Gaudryna sp., Ophthalmidium sp., Protopenereoplis sp., y Gasterópodos.

Conviene destacar, la semejanza litológica y de microfácies de estos episodios con los del tramo 4 de la Sierra de Cabeza Llana, de posición estratigráfica análoga en el conjunto de la serie.

c) Kimmeridgiense medio (?). Parte inferior.

Tramo 4. - 55 a 60 metros. Calizas microcristalinas de colores gris claro y beige claro más o menos arcillosas, de litología monótona y estratificadas en banquitos de 0,1 a 0,3 m. Algunos niveles contienen partículas de pirita, y casi todos ellos limo de cuarzo, escaso, en proporción siempre menor del 3-5%. Textura de micritas a veces algo arcillosas, y en ocasiones con pelets. Contienen restos de Equinodermos, espículas, escasas fibroesferas, Lamelibránquios, Gaudryna sp., Globochaete sp., ?, - Agathammina sp., pequeños Lagénidos, Miliospirella sp., Ostrácodos, Ammodiscus sp., Ophthalmidium sp., y Conicospirillina sp.

Tramo 5. - 40 a 50 metros (los 10 metros superiores recubiertos). Calizas microcristalinas, prácticamente desprovistas de impurezas arcillosas y limosas.

En los 25 metros inferiores, las calizas se presentan en bancos delgados, del orden de 0,1 a 0,5 metros, mientras que en el resto superior del tramo los bancos son más gruesos, con espesores del orden de 0,3 a 2 metros.

El color, en fresco, varía entre gris blanquecino y beige claro.

Los niveles más superiores presentan una recristalización incipiente, con romboedros aislados que se pueden observar a simple vista.

La textura de los niveles inferiores es de micrita y va pasando en la parte media y superior a pelmicritas.

Contienen frecuentes espículas, escasas fibroesferas, piezas de Equinodermos, fragmentos de Gasterópodos y Lamelibránquios, frecuentes Ostrácodos, Epistomina sp., Nodosa

- en la Sierra de los Donceles, ensambladas según se ha visto con las de la Sierra Seca, se encuentra otro apretado ramal de escamas tectónicas E-O, todas ellas con desplazamientos hacia el N. En la vertiente norte de esta Sierra, se localiza un anticlinal seguido al

N y al S de dos repliegues sinclinales. Sus ejes se inflexionan continuamente en forma de "onda", entre las direcciones NO-SE, E-O, y NE-SO.

ria sp., Ophthalmidium sp., Saracenaria sp., Haplophragmium -
suprajurassicum, Schwager, Nodophthalmidium sp., Ammobaculites
sp., Ammodiscus sp. y Sérpula sp..

D 3) KIMMERIDGIENSE MEDIO Conjunto dolomítico intermedio
de la serie de Malm.

Tramo 6. - 35 a 40 metros. Dolomas masivas, recristalizadas en
grano grueso y medio, con "sombras" de intraclastos. Parecen pro-
ceder de intraesparitas por dolomitización de tipo secundario. No
se reconocen fósiles.

D4) CRETACICO INFERIOR "Facies :Weald-Utrillas".

Se presenta en facies "Weald-Utrillas", hundido por falla
normal al S. de la serie jurásica que se ha descrito.

El recubrimiento coluvial no permite una medida exacta de
su espesor, pero se estima en todo caso superior a 150 metros. Su
litología es muy semejante a la descrita con detalle en la vertiente -
norte de la Sierra de la Solana.

D5) CRETACICO SUPERIOR. Complejo dolomítico del Cenoma-
nense-Turonense.

Solo aparece representado el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, y falta el conjunto calcáreo del Coniacense-Senonense, posiblemente por erosión, aunque no se puede afirmar que se hubiera depositado.

Los caracteres litoestratigráficos del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense son semejantes a los descritos en la Sierra de la Solana, que se sitúa inmediatamente al Oeste.

V. III. 2. 3. E. LA SERIE EN EL COLLADO DE LOS LOBOS

El Collado de los Lobos se sitúa al N. de la Sierra del Badre y al Oeste del Rfo Mundo. Se puede considerar prolongación NO. de la Sierra Seca más septentrional de la Hoja de Isso (I). Que da próximo y limitado al Oeste por la

(I) En la Hoja de Isso, dos ramales montañosos, próximos pero distintos, tienen el nombre común de Sierra Seca; y en la Hoja de Elche de la Sierra, al SO del Embalse del Cenajo, se alza otro relieve montañoso con el mismo nombre.

Las escamas de la Sierra de los Donceles y las del Baladre, constituyen en su conjunto un arco cuya forma apunta hacia el NO.

Aunque generalmente muy laminado, el Keuper se encuentra implicado en estas escamas frecuentemente, con mayor asiduidad - que en todos los demás sistemas de la región estudiada. Aunque también poco resulta en este caso el único nivel de despegue utilizado en la - constitución de las escamas, si parece el más importante en profundidad.

- en la Sierra de Cubillas se localiza una serie monoclinial, que de S a N va aumentando su buzamiento hasta llegar a la inversión del mismo. Las capas superiores e invertidas del Cenomanense cabaljan sobre los materiales de la parte inferior del Mioceno marino, mientras que la parte superior del mismo se dispone en discordancia sobre los otros materiales (Fig. 35).

- en la extremidad occidental de la Sierra de Cubillas, se producen varias cobijaduras hacia el O; mediante pequeñas fallas inversas las arenas del Cretácico inferior montan sobre algunos retazos del Mioceno inferior. Al S. de la Sierra de Cubillas-Collado del Aguila, se localizan otras fallas inversas con desplazamientos hacia el Sur.

En el sistema descrito existen también algunas fallas normales, orientadas principalmente E-O, NO-SE y NE-SO.

- El acortamiento de la cobertera dentro del sistema, resulta muy desproporcionado según los lugares considerados; lógicamente tanto mayor allí donde se apilan las escamas tectónicas.

Cinemática de las estructuras:

En la constitución del apilamiento de escamas parece en este caso muy involucrada la acción del Keuper, que se presenta entretejiendo los distintos bloques, con afloramientos diapíricos parcialmente ocultos por el Mioceno superior lacustre. También se presenta el Keuper, con mayor frecuencia que en los demás sistemas, entre los planos de las escamas.

El diapirismo en este sector y en los inmediatos al Norte, (Sierra de Cabeza LLana, de la Unidad bética del Prebético externo), pudo comenzar a actuar desde el Kimmeridgiense inferior en relación con la existencia de un umbral que se manifiesta en un entrante de la zona de sedimentación costera hacia el SE. Este diapirismo incipiente primero, habría funcionado más intensamente en los intervalos de cierta distensión entre las fases de compresión. Y más intensamente aún, en la distensión general posterior al plegamiento de conjunto.

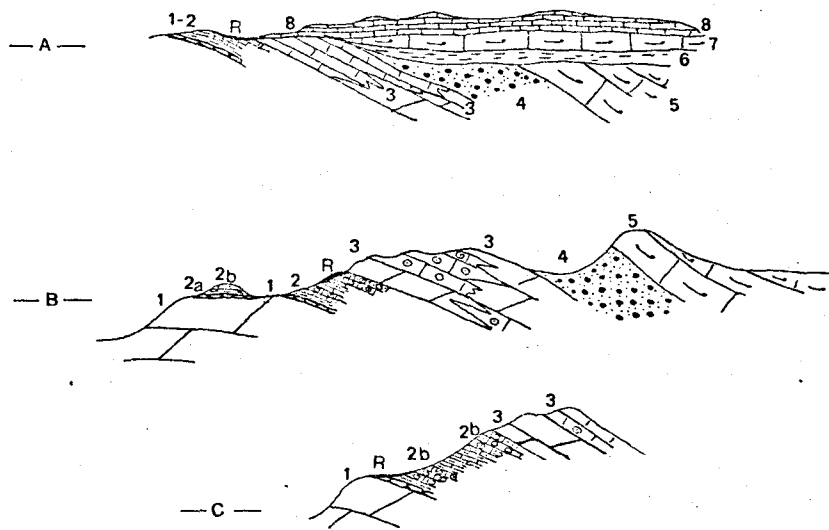
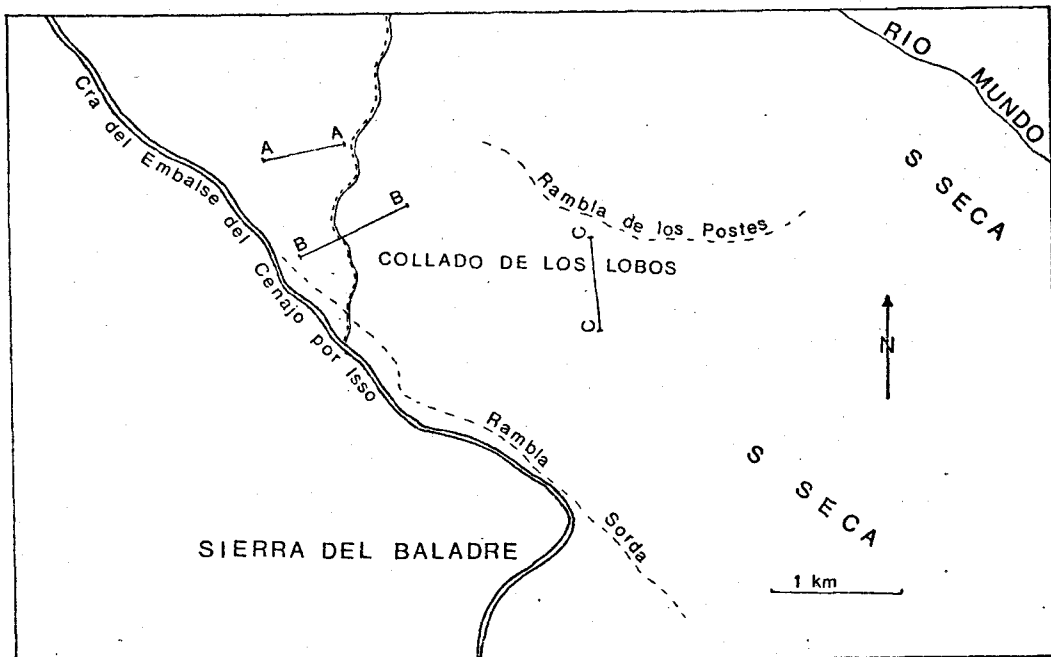


Fig. 27.- Esquema de localización y perfiles geológicas en Collado de los Lobos.

Explicación: 1, dolomía (Dogger); 2a, caliza nodulosa (Oxford. sup.); 2b, calizas oolíticas arenosas y margas (Kimmeridg. inf.-medio); 3 dolomías y calizas oolíticas (Kimmeridg. medio); 4, conglomerado rojo silíceo y 5, caliza bioclástica (Mioc. inf. sinorogénico); 6, margas calcáreas (Surdigaliense, si se sigue a Bolli; Langhiense inf.-medio si se sigue a Blow); 7, calizas bioclásticas (Mioc. inf. medio); 8, calizas lacustres (Mioceno superior s. l.).

De esta manera resulta muy problemático precisar el grado en que la misma acción diapírica pudo contribuir al apilamiento de las escamas, y en que grado la compresión del conjunto de la cobertera fué responsable de la constitución de las mismas estructuras. Lo más probable es una acción conjunta de ambos factores, en la que el Keuper contribuiría más que nada en redistribuir caóticamente la orientación de los esfuerzos.

Datación de los esfuerzos:

Los materiales implicados en las escamas serían equivalentes, o inmediatamente anteriores, a la zona G. barisanensis de Bolli. Por tanto, según esta zonación, los esfuerzos que procuraron la implicación del Mioceno marino en las escamas serían intraburdigaliense inferior. Según la zonación equivalente de Blow, los mismos esfuerzos serían de edad Langhienense inferior. Los materiales discordantes superiores del Mioceno inferior marino (V.V-2-2-C₉) corresponderían también a la zona G. barisanensis de Bolli.

C₃) DIAPIRISMO ENTRE ALMIREZ, SIERRA DEL BALADRE, COLLADO DE LOS COLORADOS Y PRESA DE BASILI

Una característica importante del Sector que se viene describiendo, resulta la concentración entre los bloques mesozoicos de grandes masas salinas diapíricas, del Keuper.

Estas masas ocupan generalmente las depresiones entre montañas, que en gran parte aparecen rellenas por los materiales del Mioceno superior en facies lacustre (facies pontiense) y en parte fluvial. Este Mioceno lacustre se presenta por lo general discordante sobre el Keuper, sellando al mismo. Pero en ciertos puntos del contacto, los estratos miocenos presentan buzamiento muy fuerte y hasta vertical.

La halocinesis del Keuper marcaría su influencia sobre esta región, probablemente desde el Kimmeridgiense, según se dijo antes. Más fuertemente, el diapirismo actuaría durante el Mioceno inferior y moderadamente, de nuevo, hasta tiempos muy recientes, sin poder precisar más, una vez que las facies pontienses no han sido bien datadas.

Los afloramientos del Keuper se alinean E-O dentro de este sector, en un recorrido de unos 17 Kms. entre la Loma de las -

carretera de servicio del Embalse del Cenajo, la cual enlaza - por el Norte con la carretera de Hellín a Elche de la Sierra.

En la fig. 27 se exprese un esquema de localización y un corte gráfico de la serie. Su localización en el texto del Sector Central se expresa en la fig. 21 .

Entre los materiales mesozoicos que afloran, únicamente están representados los del Dogger y Malm, además de algunos pequeños afloramientos de los terrígenos del Cretácico-inferior.

E1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

Aflora únicamente el techo de la "facies dolomías granudas" del Dogger, cuyos caracteres monótonos ya quedaron suficientemente descritos.

E2) OXFORDIENSE SUPERIOR-KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo-margoso, con dos episodios oolíticos-arenosos, de la parte inferior de la serie del Malm.

a) Oxfordiense superior.

Sobre las dolomías del Dogger, pocos metros al N. del camino forestal que cruza el Collado de los Lobos por su extremo NO., se observan poco más de 0,5 metros de "calizas nodulosas" con Ochetoceras canaliculatum (Buch), entre otros restos de Ammonites.

Se trata de calizas microcristalinas, con textura de biomicritas, ligeramente arcillosas. Contienen además la microfacies típica, con Protoglobigerinas y restos de Espangiaris que caracteriza regionalmente los niveles del Oxfordiense superior.

b) Kimmeridgiense inferior y medio.

El resto de la serie del conjunto calizo-margoso no supera los 35 a 40 metros de espesor.

De muro a techo y a grandes rasgos se distinguen varios tramos. Pero debido al abundante recubrimiento, es necesario, para tal distinción, realizar itinerarios del corte en ambos extremos del Collado de los Lobos.

Traviesas al O y la Sierra de Pajares al E. Hacia el Oeste el Keuper diapírico podría prolongarse hacia Férrez, bajo las facies lacustres del Mioceno superior. Hacia el NE de la Sierra de Pajares, - bajo el mismo Mioceno superior, el Keuper reaparece después de un trayecto de 15 Km. en Quijonate. Desde Quijonate la misma -- alineación prosigue hacia el NE por los diapiros de Junilla y Ye-- cla.

En la descripción de la Unidad-bética del Prebético externo, y en el apartado dedicado a las relaciones entre zócalo y co-- bertera, se tratará sobre el significado de esta gran alineación -- diapírica.

VII. I-1-1-D.- PLIEGUES POR ACOMODACION A BLOQUES MESOZOICOS SUBYACENTES EN EL MIOCENO SUPERIOR LACUSTRE

Se considera en este apartado la estructura suavemente plegada, y generalmente subhorizontal de las calizas y margas del Mioceno superior en facies pontiense, y ocasionalmente fluvial al Sur, que rellenan las depresiones internas dentro del ámbito de la Unidad Bética-ibérica del Prebético externo.

Las consideraciones que se hacen resultan válidas para los casos semejantes del mismo Mioceno superior sobre la Unidad Bética del Prebético externo. La descripción se efectúa aquí, por encontrarse mejor representado el Mioceno superior sobre la Unidad Bética-ibérica.

En la mayor parte de las depresiones donde se instalan - estas facies del Mioceno superior, los estratos del mismo se encuentran casi siempre subhorizontales. Por lo general, única-- mente hacia los bordes de las depresiones las calizas y margas lacustres buzan muy suavemente hacia el centro de la cuenca.

Pero existen otros casos en los que estas facies se dis-- ponen suavemente plegadas y llegan a constituir anticlinales y sinclinales. Tal ocurre al S y N de la Cra de Hellín a Elche de la - Sierra, y a la altura de los Kms. 13 a 17. Al N de la Cra, entre la Loma Fajarde al E y la Loma de los Medianiles al O, se diferencian dos suaves pliegues NO-SE en estas facies. Al S de la misma carretera, entre la Cumbre de las Bragas y la Cañada - de Guerrero, se localizan otros dos pliegues, anticlinal y sinclinal, con la misma orientación.

Tramo 1. - Poco más de 1 metro, de margas limosas con algunos Ostrácodos.

Tramo 2. - 8 a 10 metros. Calizas más o menos arenosas, con finas intercalaciones de margas. El cuarzo, en tamaño arena - de grano medio, oscila en porcentajes del 3 al 10%. La textura es de intraesparitas, intraesparruditas y ooesparitas. Contienen restos de Lamelibranchios, Equinodermos, Gasterópodos, Braquiópodos, Espóngiaros, Algas (Cayeuxia sp., Macroporella sp., Lithoporella sp., Eggerella sp., Bacinella sp., y Termequilla sp.), Miliólidos, Boueina sp., Nautiloculina sp., y Serpúlidos.

Tramo 3. - 10 a 15 metros. Calizas microcristalinas y margas. - Algunos de estos niveles calizos presentan cierto proceso de - recristalización-dolomitización incipiente, y eventualmente se ha notado en algún nivel un proceso de silificación. Contienen - cuarzo en tamaño limo, en porcentajes que no suelen sobrepasar el 5%. Eventualmente las calizas contienen también algún - que otro oolito disperso, y en ocasiones pequeñas gránulos de glauconita.

Estas calizas solo han librado restos de espículas - las, Ostrácodos, Ophthalmídeos, Valvulínidos, y algunos Lagé- nidos.

Tramo 4 - 10 metros, aproximadamente. De nuevo calizas oolíticas arenosas con finos niveles de margas. Esta vez contienen arena y limo de cuarzo en proporciones que en algunos - niveles alcanzan hasta el 30% (1). Se observan también pequeños gránulos de glauconita.

Estos niveles, son tanto más pobres en restos - orgánicos, cuanto mayor es el porcentaje de terrígenos que - contienen.

Se han librado restos de Lamelibranchios, Gasterópodos, radiolas, y placas de Equinodermos, Espóngiaros, Miliólidos, Algas (Bacinella sp., Termequilla sp., Lithoporella sp., Cayeuxia sp., Macroporella sp., Salpingoporella sp.), - Nautiloculina sp., y en una ocasión Trocholina sp.

(1) - Como las calizas oolíticas del tramo 2, contienen además pequeñas cantidades de feldespato potásico, en proporción que no suele alcanzar el 5%.

La estructura anticlinal de entre los dos últimos pliegues mencionados se adapta a la corrida dolomítica del Dogger de la Loma de Pinoverde, al S, que se orienta NO-SE. El sinclinal oriental, ajusta también sus capas entre este bloque anterior y otro -- más occidental de la Loma de Casarejo. Entre estos dos últimos bloques se encuentran también, en discordancia sobre los distintos términos más antiguos y en sinclinal, los tramos superiores del Mioceno inferior marino. Esta estructura infrayacente del -- Mioceno marino, discordante sobre la parte más inferior del mismo Mioceno marino implicado en las escamas de la Sierra del - Baladre, podría haber sido aún afectada por una débil fase de - compresión. En caso contrario obedecería también a una acomodación a los bloques subyacentes con participación de esfuerzos verticales de distensión. Esta posibilidad doble será discutida -- más adelante en la Unidad Bética del Prebético externo.

Ahora bien, el hecho de no haber encontrado nunca a escala regional el Mioceno lacustre implicado en una tectónica de compresión; y también el hecho de que allí donde se presentan - sus pliegues sea, como en este caso, ajustándose a bloques mesozoicos separados entre sí por fracturas importantes más antiguas, permite desechar la intervención de fases de compresión - en la formalización de sus estructuras.

Más lógicamente estos pliegues se habrían producido a - consecuencia de los reajustes gravitatorios de los bloques mesozoicos subyacentes.

A menor escala, se encuentran en ocasiones algunos re-- pliegues del orden del metro, en las capas lacustres. Pero esto sucede únicamente allí donde estas capas intercalan nivelitos de yeso (Carretera del Cenajo a Las Minas). Estos pliegues menores se habrían producido por el paso de anhidrita a yeso, con el consiguiente aumento de volumen de la capa yesífera con respecto a las que las envuelven. En consecuencia serían estructuras -- "no diastróficas".

VII.I-1-1-E.- RASGOS GENERALES SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD BETI-IBERICA DEL PREBETICO EXTERNO

La Unidad BETI-IBERICA del PREBETICO EXTERNO --- cuenta con una extensión del orden de 500 km² dentro del área - estudiada, y se prolonga fuera de la misma hacia el Norte y No-- roeste.

E3) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Tramo 5.- 20 a 25 metros. Dolomías de grano medio a grueso, que en el extremo NO. del Collado de los Lobos pasan lateralmente y en su totalidad a calizas, y que por el contrario, en el extremo SE. del mismo, solo pasan a calizas en el techo.

El aspecto general es semimasivo, si bien las calizas se encuentran estratificadas en bancos relativamente gruesos.

Las dolomías son de textura media a gruesa. Contienen pequeñas cantidades de cuarzo en tamaño arena, y en porcentaje siempre menor del 5%. A veces los romboedros de dolomía aparecen delimitados por óxidos de hierro. Es frecuente observar en las mismas, "sombras" de intraclastos.

Por el contrario, las calizas son generalmente oolíticas y pseudo-oolíticas, con los oolitos grandes y en ocasiones pisolitos. Su textura es de intraesparruditas.

Estas calizas resultan una variedad muy semejante, a las calizas de oncolitos que se diferencian en el mismo conjunto intermedio de la serie Kimmeridgiense, en algunas de las series del Sector oriental.

Las calizas contienen frecuentes Algas (Lithoporella sp. y Macroporella sp.), y más eventualmente Nautiloculina sp., Trocholina sp., restos de Equinodermos y de Gasterópodos.

E4) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Sobre el conjunto calizo dolomítico intermedio del Collado de los Lobos, se apoyan por lo general los distintos materiales del Mioceno. Pero hacia el extremo SE. del mismo, se llegan a observar algunos afloramientos de las facies "Weald Utrillas". Su espesor real queda indefinido por el recubrimiento pero, por las observaciones generales en relación con las series más inmediatas, se supone moderado.

E5) CRETACIO SUPERIOR.

Ni en el Collado de Los Lobos, ni en las series que se sitúan bastantes kilómetros a la redonda, se observan sedimentos propios del Cretácico superior. Es muy probable que no se haya llegado a depositar, pues en caso contrario estos materiales hubieran sido cobijados, y resguardados así de la ero

La característica fundamental, que la diferencia de la UNIDAD BÉTICA del PREBÉTICO EXTERNO, consiste en la tendencia de los pliegues y escamas a orientarse según rumbos NO-SE, ONO-ESE, y E-O, en este orden de prioridad. Otras desviaciones o inflexiones N-S, e incluso NE-SO, resultan casos tan aislados y locales que no rompen la tónica general de la característica fundamental.

La orientación de los esfuerzos de compresión máxima, perpendicular a los rumbos estructurales citados, resulta igualmente variable. La mayor intensidad del esfuerzo máximo, en relación con la vergencia de los pliegues y sentido de traslación de las escamas tectónicas, varía también dentro de cierto orden. La mayor parte de las estructuras septentrionales de la Unidad en el área de estudio, esto es las situadas al N del paralelo de Vicorto, se presentan con vergencias y cabalgamientos hacia el Sur. Por el contrario, la inmensa mayoría de las escamas y pliegues al Sur de dicho meridiano, vergen o se cabalgan entre sí hacia el Norte.

El acortamiento general de la parte de cobertera que corresponde a esta Unidad Bético-ibérica, resulta muy desigual según el área considerada, y varía dentro de cada uno de los sistemas y sectores en que se ha subdividido la misma.

La estructura de conjunto de esta Unidad resulta sumamente complicada y dislocada, bastante más que la Unidad Bética del Prebético Externo en el área estudiada, y bastante más que el conjunto del PREBÉTICO INTERNO en toda la ZONA PREBÉTICA. En estas circunstancias el trabajo de la cartografía en esta Unidad ha sido bastante arduo, pero la simplicación del mismo no hubiera puesto en evidencia los diferentes rasgos tectónicos de las distintas porciones del área prebética externa.

Entre los tipos de estructuras representados predominan las escamas tectónicas de dimensiones extraordinariamente variables, y de envergadura casi siempre moderada. En el orden de abundancia, siguen a las escamas los pliegues falla, a estos los pliegues más sencillos, y a estos las fracturas de tensión. Las fracturas de tensión, fallas normales, se concentran con prioridad en los extremos NO y SO de la Unidad en el área de su cartografía.

La génesis de las escamas parece íntimamente relacionada con el espesor moderado de la cobertera, y con la existencia en su seno de una alternancia de episodios mecánicamente competentes con otros incompetentes. Los despegues mecánicos parecen haber evolucionado desde los tramos más inferiores en la serie a los más superiores, es decir mediante sucesivos relevos de las superficies de despegue de abajo hacia arriba, iniciándose casi siempre las fallas inversas a nivel del complejo dolomítico basal del Jurásico.

sión, en alguna de las numerosas escamas tectónicas que aparecen por doquiera en el sector central. Pero la hipótesis contraria también es posible, pues la mayor parte de las escamas, si no todas ellas, se habrían generado durante el depósito del Neógeno marino. En este supuesto, existiendo una importante discordancia erosiva, habría habido lugar y tiempo para la erosión de los materiales senonenses depositados.

El papel del Keuper, en esta como en las otras Unidades prebéticas, sería el de nivel de despegue del conjunto de la covertera con respecto al basamento del zócalo. Pero su participación en las escamas quedaría en todo caso relegada a las partes más profundas, ya que en la mayoría de los casos se habría laminado con antelación a los estadios finales de la cinemática de las escamas. Sólo en casos relativamente aislados, presentes sobre todo en los apilamientos de escamas próximos a manifestaciones diapíricas del Keuper, se localiza este entre los planos que separan las escamas.

La datación de esfuerzos y de las fases de compresión es en cierto grado problemática.

La base del Mioceno inferior implicado en la tectónica de compresión, constituye un tramo arcilloso-arenoso y conglomerático, silíceo y continental, que no ha podido ser datado dentro de esta Unidad. Esta "formación roja", pudiera ser coetánea bien del conjunto de la "formación roja" del Oligoceno superior (Chattiense)- Aquitaniense inferior (zona G. kugleri) que está bien respresentada y datada sobre el Nummulítico del Prebético interno, o bien pudiera ser coetánea sólo de la parte superior de aquella formación.

En este último caso la edad del tramo rojo basal del Mioceno marino del Prebético externo, representaría solo la extrema base del Aquitaniense inferior (zona G. kugleri). Esta correlación me parece la más oportuna, por coincidir con la manifestación de la discordancia más importante del tramo rojo basal del Mioceno en los dos dominios prebéticos.

En el Prebético externo, el tramo rojo basal se dispone siempre en discordancia erosiva sobre los distintos materiales mesozoicos.

En el Prebético interno se dan los dos casos siguientes:

1º) En las series más meridionales, la base de la formación roja es aparentemente concordante con el Nummulítico en los distintos puntos (si bien se deduce una penidiscordancia por la existencia de un "hard-ground" y una discordancia cartográfica por reposar según los puntos sobre términos más altos o más bajos del Nummulítico); y la discordancia general del Mioceno sobre el Mesozoico se produce en la parte superior de esta formación, entre la zona G. kugleri y la zona G. insueta.

2º) Inmediatamente al Norte, el tramo rojo, ya azoico, y al parecer correspondiente solo a la parte superior de las series más meridionales, se presenta discordante sobre el Nummulítico o sobre el Mesozoico indistintamente, al igual que en el área prebética externa.

V. III. 2. 3. F. LA SERIE EN LA SIERRA DE -
CABEZA LLANA.

La Sierra de Cabeza Llana propiamente dicha está constituida fundamentalmente por materiales del Mioceno inferior, de cuya morfología, plana en sus altos, y relativamente escarpada en sus bordes, parece provenir el nombre geográfico.

Se hará extensivo aquí el nombre de Sierra de - Cabeza Llana, incluyendo además los relieves montañosos que se sitúan inmediatamente al Oeste de la misma, y que no aparecen con nombre propio en el mapa topográfico.

Estos últimos relieves montañosos quedan bordeados al O. y al S. por el curso del Rfo Mundo.

Están constituidos fundamentalmente por materiales del Jurásico, cuya serie se repite gracias a una tectónica de escamas, de dimensiones relativamente grandes, y que cabalgar, unas sobre otras hacia el S.

En el esquema geológico de la fig. 28 se sitúa la posición de los cortes estratigráficos que se describen a continuación.

La posición de la serie, en el contexto del Sector Central, se expresa en la fig. 21 .

Se inician estos cortes de detalle a partir del techo de las dolomías del Dogger que afloran al Sur de la escama más oriental constituyendo un núcleo incompleto de anticlinal. Se escoge dicho lugar, por resultar el mejor afloramiento de conjunto de la serie, aparte de presentarse esta menos mecanizada que en los lugares inmediatos.

En la fig. 30 se puede observar una síntesis de la columna estratigráfica, con sus rasgos fundamentales.

PERFIL A. Corte de detalle de la serie del Malm en la Sierra de Cabeza Llana.

F1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

Aparte de un afloramiento esporádico de dolomías microcristalinas del Lías, bajo la escama que se sitúa sobre

Parece deducirse así la existencia de una fase importante de plegamiento al iniciarse el Aquitaniense inferior, que afectaría a toda el área prebética.

Esta primera fase de plegamiento, habría actuado sobre la Unidad Beti-ibérica del Prebético externo con cierta intensidad, dada la profundización del proceso erosivo antes del depósito del Mioceno inferior.

Otra fase de plegamiento, la más importante quizás en el proceso de formalización de las escamas, se habría producido durante el depósito de la zona G. barisanensis, es decir durante el Burdigaliense inferior según la zonación de Bolli, o durante el Langhiense inferior según la zonación de Blow.

La primera fase de plegamiento pudo conducir, como en el Prebético interno, a un plegamiento general. No es posible deducir hasta que estado habrían evolucionado los pliegues y fallas inversas. Lo cierto es, que fué durante la segunda fase --- cuando las escamas del Prebético externo, evolucionaron hasta su estadio final, implicando al Mioceno de la zona G. barisanensis de las cobijaduras.

Las fases de distensión que afectaron a la Unidad Beti-ibérica serían las siguientes:

1º) una distensión muy temprana que sucedió durante el Cretácico inferior y superior, proporcionando ciertas discordancias locales en la parte NO de la Unidad Beti-ibérica, de los distintos términos del Cretácico sobre el Dogger dolomítico. Estas distensiones locales ocurrieron simultáneamente al movimiento de la gran falla de zócalo que separó, en estas regiones, los dominios de sedimentación del Prebético externo e interno.

2º) la fase de distensión general más importante, se dió antes y después del depósito de las facies lacustres del Mioceno superior.

la cabecera de la Rambla del Pollo(1), no afloran en estas inmediaciones otros términos que los del Dogger. Se presentan - estos siempre en su "facies dolomías granudas", con un espesor que se estima del orden de 300 metros como mínimo.

F2) OXFORDIENSE SUPERIOR-KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo-margoso, con dos episodios oolíticos arenosos, de la parte inferior de la serie del Malm.

a) Oxfordiense superior (?)

Tramo 1. - 0,5-1 metro. "Calizas nodulosas", ligeramente arcillosas y de color blanco. Textura de biopelmicrita, con algo de esparita e intraclastos. Contienen gránulos de glauconita.

Se observan Belemnites, fragmentos de Equinodermos, frecuentes Ostrácodos, algunos Ammodiscus sp., Gaudryna sp., y Lagénidos.

No se han reconocido ni los Ammonites propios - del Oxfordiense superior, ni siquiera las Protoglobigerinas, típicas de estos niveles a escala regional. Puede deberse a las condiciones de observación desfavorables, dado el reducido espesor, y el recubrimiento de los niveles a lo largo de casi todo el contacto con las dolomías del techo del Dogger (2).

b) Kimmeridgiense inferior (?)

Tramo 2. - 9 metros. Calizas y dolomías microcristalinas. Distinguiéndose de muro a techo:

- 4 metros. Calizas dolomíticas recristalizadas en grano fino a medio, lo que presta a la superficie de los niveles un falso aspecto arenoso. Bien estratificadas, en banquitos de 0,1 a 0,2 metros, de colores blancos, rosados y beige. Textura de pelmicritas recristalizadas. Sin restos orgánicos reconocibles.

- 1,5 a 2 metros. Calizas dolomíticas muy arcillosas y limosas. Niveles de color rosado en superficie, con as -

(1). - Comunicación verbal de E. Fourcade, previamente al conocimiento de este afloramiento por parte del autor, a quien hago constar aquí mi agradecimiento.

(2). - Más al Oeste, E. Fourcade, (1970), pag. 95) "dans le massif sans nom situé entre la Casa Machuelo et le chemin de Tavizna, - nous n'avons pu observer que les calcaires de l'Oxfordien supérieur et...". No cita fauna del Oxfordiense superior, pero está conforme, y nosotros con él, en su presencia en la Sª de Cabeza Llana.

T E C T O N I C A

u n i d a d b é t i c a

d e l

P r e b é t i c o E x t e r n o

pecto areniscoso en parte debido a la meteorización de los niveles más recristalizados. Finalmente estratificadas, en banquitos de 0,05 a 0,2 metros.

Los niveles más dolomitizados, o recristalizados, resultan sin fauna. Los demás, con textura de pelmicritas, contienen Ostrácodos, Lágenidos, Ammodiscus sp., y frecuentes fragmentos de Equinodermos.

- 3 a 3,5 metros. Calizas microcristalinas. Textura de pelmicritas, y algunos niveles (los menos) algo dolomitizados. Contienen algo de limo de cuarzo y glauconia. Al techo, unos nivelitos rosados con falso aspecto de margas rosadas y rojas, que resultan sólo fragmentos de caliza dolomítica de grano muy fino, muy alterados.

Las calizas han librado espículas, fragmentos de Equinodermos, Ostrácodos, Ammodiscus sp., Globochaete sp., Haplophragmiun sp., y Haplophragmium aequale. (Roemer).

Tramo 3.- 25 a 30 metros de Margas y calizas. En su de talle, se compone:

- 1 metro. Margas y margocalizas, de color ocre-verdoso. Su levigado ha librado: frecuentes restos mal conservados de radiólas y placas de Equinodermos; Ostrácodos, Ammodiscus sp., Lenticulina muensteri (Roemer).

- 2,5 a 3 metros. Calizas y margocalizas, de color ocre verdoso, y más o menos limosas. Textura de pelmicritas con micrita. Contienen intraclastos, glauconita y cuarzo de tamaños de limo y arena fina en proporción de hasta 10-15%. Han librado fragmentos de Equinodermos, algunos Ostrácodos, Lenticulina sp., Ammodiscus sp., Haplophragmiun sp., y en levigado, Astacolus tricarinella (Reuss), Gaudryina sp., y Belemnites.

- 8 metros. Margas y margocalizas y calizas margosas, en general algo limosas. Predominan las margas, en bancos de hasta 1 metro de espesor, entre los que se intercalan niveles de 0,1 - 0,2 metros, de margocalizas y calizas microcristalinas con textura de pelmicritas. El levigado libra abundante limo de cuarzo, en caso y mal conserva de restos de Belemnites, piezas de Equinodermos, Ammodiscus sp., Marginulina sp., y Quineloculina sp.

- Nivelito de 0,15 a 0,2 metros, de caliza arenosa, con algunos oolitos y glauconia. Textura de intraesparita con algo de micrita. El cuarzo en tamaño arena fina, alcanza la proporción del 20%. Se observan restos poco frecuentes de Gaudryina sp., Nautiloculina sp., Espongarios y Equinodermos.

- 15 metros Margas limosas, con "trozos" y "palos" de pirita, en bancos de hasta 1 y 2 metros, separados



por nivelitos de 0,2 a 0,4 metros de margocalizas microcristalinas con textura de pelmicrita. Las margas han librado restos de Lenticulina sp., Ostrácodos, y piezas de Equinodermos. Las calizas, además, Epistomina sp., y Ammodiscus sp.

Tramo 4. - 5 a 6 metros visibles (techo recubierto). Calizas oolíticas muy arenosas, de color beige claro. El cuarzo, en tamaños de limo y arena, y eventualmente grava fina, alcanza porcentajes de hasta 25-30%. Textura de intrasparitas y coesparitas, a veces con algo de micrita. -- Contienen escasos restos de Equinodermos y Lamelibrans -- quios, Acicularia sp., Ophtahimidium sp., Gaudryina sp., Ostrácodos, Glomospira sp., Nautiloculina sp., y Protopeneropolis cribans (Weynschenk).

Sobre el Tramo 4, viene recubrimiento, y hay que desviarse un poco hacia el Este, unos 50 metros, para continuar el corte en condiciones más favorables de afloramiento. (1).

c) Kimmeridgiense medio

Tramo 5. - 60 metros aproximadamente, de margas y calizas microcristalinas. En su detalle, se compone de:

- 1 - 1,5 metros. Recubierto.

- 1 - metro. Calizas microcristalinas de color gris, en banquitos de 0,2 a 0,3 metros, con manchas de piritita oxidada y algo de glauconia. Contienen escasa proporción de limo de cuarzo, del orden del 1%. Textura de pelmicrita. Han librado, poco frecuentes restos de Ostrácodos, Reophax sp., Marginulina sp., Ammodiscus sp., espículas y fragmentos de Equinodermos.

- 10 - 15 metros. Muy recubierto. Con afloramiento intermitente de margas areniscosas, de color ocre-verdoso.

Este episodio aflora más francamente poco más al Este, en el perfil B del que denominamos "Corte complementario de la S^a de Cabeza Llana".

- 6 metros. Margas verdes, con intercalaciones de "hiladas" o finos niveles de limolitas de colores rojo anaranjado y ocre rojizo. Las margas contienen abundante limo de cuarzo y pajueta de mica, y trozos de piritita oxidada en forma de palos. Han librado espículas, radiolas - espinosas y otras piezas de Equinodermos, escleritos de Holoturinas, Ostrácodos, Lenticulina sp., Reophax sp., Astacolus sp., y Citharina sp.

(1) E. Fourcade, (1970, pág. 94), cita inmediatamente al SE, en niveles de calizas oolíticas equivalente a este mismo tramo, al Este del Camino "de la Rioja y de Pollo" (debe referirse al camino de la Rambla del Pollo, seguramente), Ataxioceras sp. del Kimmeridgiense inferior. Por esta razón, y por motivos de correlación, creo que el Kimmeridgiense medio podría debutar sobre este primer tramo de calizas oolíticas.

VII.I-1-2. - UNIDAD BETICA DEL PREBETICO EXTERNO
(fig. 91).

A) SISTEMA DE PLIEGUES Y FALLAS DE LA SIERRA DE CABEZA LLANA (Figuras 28 y 29).

La denominación de este sistema se hará aquí extensiva, incluyendo no sólo la Sierra de Cabeza LLana propiamente dicha sino también las elevaciones montañosas situadas inmediatamente al O de la misma. Concretamente las que se sitúan al E del curso del Rio Mundo, en las que se asienta la Casa de los Mochuelos, y entre las que discurren la cabecera de la Rambla de los Pollos y el Barranco de Terche.

Ocupa este sistema la parte centro-septentrional de la Hoja de Isso.

En el mismo se localizan las siguientes estructuras:

- varias escamas tectónicas, puestas de manifiesto previamente a este trabajo (FOURCADE 1970), entre la Casa de los Mochuelos y la Sierra de la Cabeza LLana propiamente dicha. - Los planos de falla inversa oscilan entre los rumbos E-O, y NO-SE, con tendencia del conjunto hacia el E-O. Estos planos son muy tendidos hacia el Norte, y el desplazamiento de los materiales se verificó siempre con componente principal hacia el Sur.

La embergadura de estos cabalgamientos no puede precisarse; pero, en todo caso, puede suponerse relativamente moderada, y superior a los 500 metros.

- 2,5 metros. Calizas microcristalinas, en general bastante arcillosas. Textura de micrita. Las más margosas contienen abundantes pajuelas de mica. Casi todas ellas, limo de cuarzo en proporción que no sobrepasa el 2-3%, y abundantes granulos de pirita oxidada. Contienen escasos Ostrácodos, Ammodiscus sp., Ophthalmidium sp., y Glomospira sp., y fragmentos de Equinodermos.

- 15 a 18 metros. Margas limosas de color verde, que intercalan esporádicamente nivelitos ocre rojizos, con alto contenido en óxido de hierro. Se observan fragmentos de nódulos ferruginosos del mismo color. Las limolitas sólo han librado escasos restos de Epistomina sp. Las margas, con palos de pirita oxidada, han dado Lenticulina sp., Gaudryna sp., Ostrácodos y Astacolus sp.

- 5 a 8 metros. Recubierta (al parecer sobre margas limosas, por observación lateral).

- 5 metros. Calizas más o menos arcillosas y margas, con escaso limo de cuarzo y mica. Las calizas tienen textura de micritas arcillosas con intraclastos, y frecuentes pelets. Entre las margas y calizas se han librado, Astacolus sp., Gaudryina sp., Ammodiscus sp., Ostrácodos, Ophthalmidium sp.

Explicación de la figura 28 (y de los perfiles C y D de la figura 29):

- 1) dolomías granudas y masivas del Dogger
- 2) calizas y margas del Oxfordiense superior al Kimmeridgiense
- 2') idem, con calizas y margas kimmeridgienses arenosas, calizas oolíticas, etc..
- 3) dolomías del Kimmeridgiense
- 4) arenas silíceas del Cretácico inferior
- 5) calizas del Senonense en facies marino-lagunal
- 6) conglomerado y arcillas arenosas rojas, calizas bioclásticas, del Mioceno inferior sinorogénico.
- 7) calizas bioclásticas discordantes sobre las anteriores del Mioceno inferior-medio postorogénico.
- 8) calizas y margas lacustres del Mioceno superior s. lato
- 9) recubrimientos coluviales, eluviales y aluviales

Las dolomías masivas del Dogger, que componen el cuerpo fundamental de las escamas, cabalgan en el sentido expresado -- sobre los distintos materiales que forman serie al techo de la -- estructura inmediatamente meridional: las arenas "Weald-Utrillas", las calizas y margas del Kimmeridgiense, y las dolomías -- del Kimmeridgiense. Estos materiales se encuentran por lo ge-- neral muy comprimidos bajo los planos de falla inversa;

- una falla inversa de rumbo NNO-SSE, mediante la cual las dolomías del Dogger cobija hacia el Oeste el flanco orien-- tal de un repliegue, también NNO-SSE, de las calizas inferiores del Mioceno marino; sobre las que vienen, en discordancia interna, las margas y calizas superiores del mismo. Esta es-- tructura se localiza 1 Km. al N. de la aldea de Agra;

- unos pliegues anticlinales y sinclinales, orientados NNE--SSO, y localizados entre la Rambla del Pollo al Oeste, y la Sie-- rra de Cabeza LLana al Este. Los ejes de los pliegues se hun-- den buzando hacia el NNE. Subparalelos a los mismos, se in-- terponen varias fallas con salto de doble componente, vertical -- y horizontal. La componente horizontal, de "desgarre", resulta del orden de unos 500 metros y, mediante la misma, los bloques orientales se han movido hacia el NE con respecto a los accidentales. Los saltos verticales son más moderados;

- otra falla inversa, en este caso NNE-SSO, se localiza inmediatamente al Sur del vértice Cabeza LLana (700 m.). Esta falla queda "sellada" hacia el NE por la parte superior del -- Mioceno marino que forma el cuerpo fundamental de la Sierra -- de Cabeza LLana propiamente dicha, y que en Minateda se ob-- serva, en discordancia interna, sobre la parte inferior del mis-- mo Mioceno. Debido a esta circunstancia, no es posible conocer la cuantía de la prolongación hacia el NE de esta falla inversa. -- Mediante la misma, las dolomías del Dogger cobijan hacia el SE, un pequeño retazo de calizas senonenses parcialmente recubier-- to por coluviones, y también las arenas "Weald-Utrillas". Estas dolomías del Dogger y el Mioceno marino referido, aparecen tam-- bién afectadas por una falla normal más moderna que la cobijadu-- ra, y orientada al NE-SO.

El acortamiento de la cobertura, en el contexto de este sis-- tema, varía de un lugar a otro. El máximo acortamiento sería sin duda el ocasionado por las primeras escamas descritas. Interesa destacar que este se produce en las proximidades del límite con la UNIDAD BETI-IBERICA localizada a la otra parte del Río Mun-- do, y en sentido contrapuesto a la mayor parte de las escamas -- del sistema más próximo a este, perteneciente a la otra Unidad.

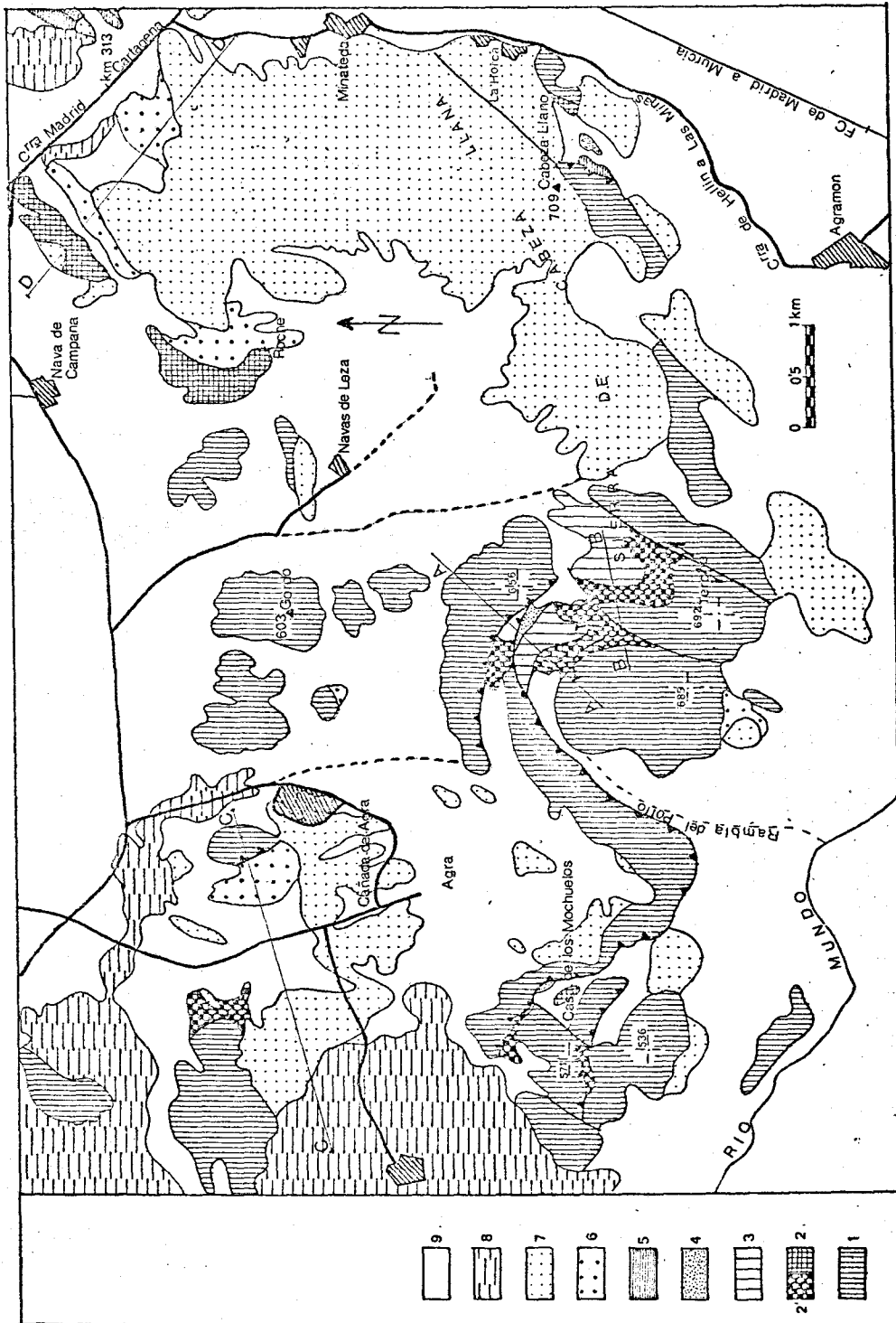
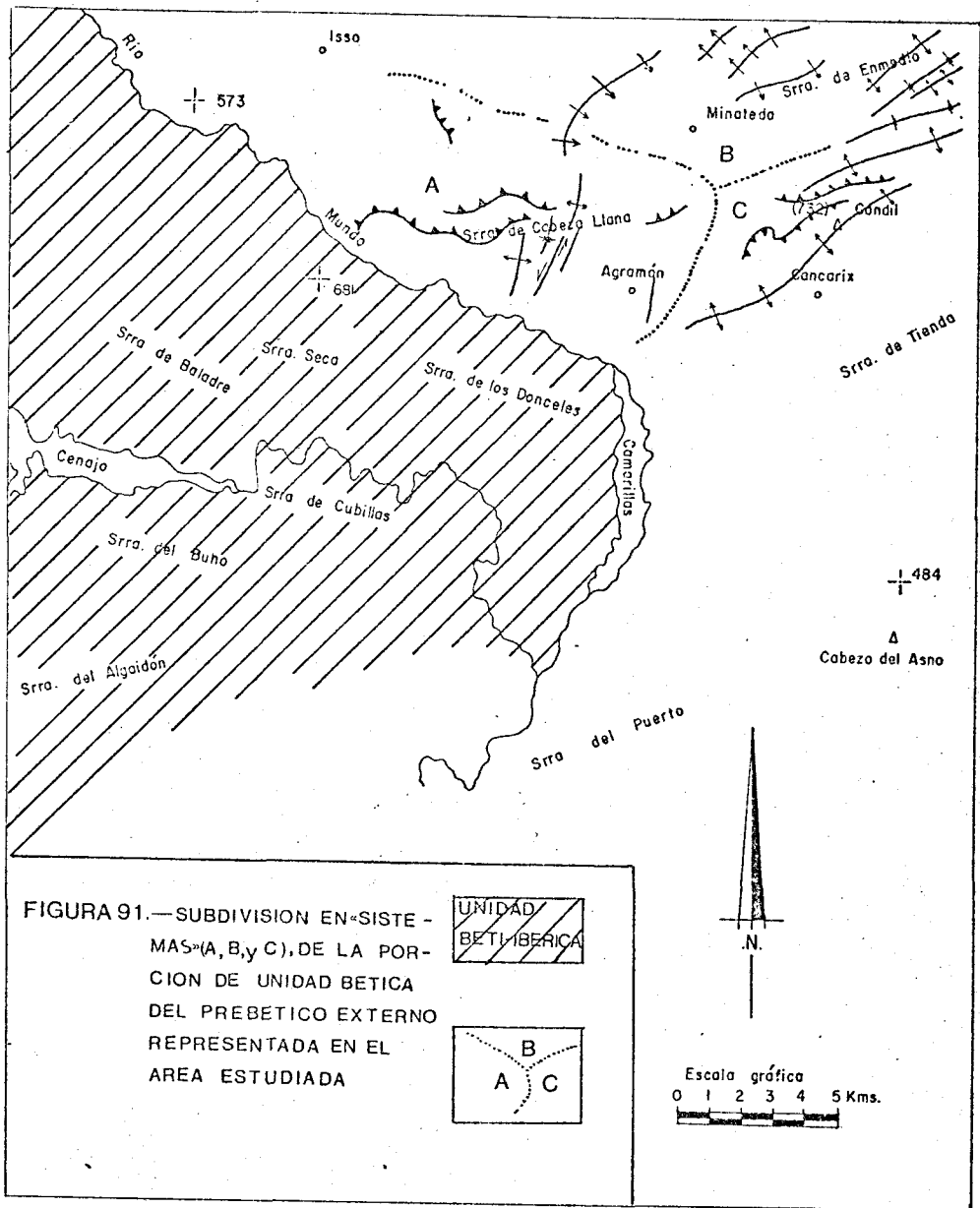


Fig. 28.- Mapa geológico de la Sierra de Cabeza Llana e inmediaciones, con situación de los perfiles de la figura 29.



Marginulina sp. , Glomospira sp. , fibroesperas, y fragmentos de Equinodermos.

-7 a 8 metros. Calizas microcristalinas arcillosas, con textura - de micrita. Contienen limo y arena fina de cuarzo en porcentaje variables entre el 2 y el 15%. Intercalan finos niveles de margas ocre-verdosas.

En los niveles con mayor porcentaje de cuarzo suelen coexistir algunos oolitos dispersos, glauconita, frecuentes intracriastos, y algo de esparita entre la matriz fundamentalmente micrítica.

En los niveles menos areniscosos, las calizas contienen manchas de pirita oxidada.

Se han librado frecuentes restos de Equinodermos, escasos Ammodiscus sp. , Ostrácodos, Epistomina sp. , y Gasterópodos, Lenticulina sp., Gaudryina sp. , Marginulina sp. , Sérpula sp.

Tramo 6. - 12 a 15 metros.

- Calizas oolíticas, con numerosos intracriastos. Textura variable - entre intramicritas con oolitos (en la base) y ooesparitas con algo de micrita y oomicritas con esparita (en el resto). Han librado escasos restos de Equinodermos, Gasterópodos, fibroesferas, Lamelibranchios, ocasionalmente de Corales, Ostrácodos, Epistomina sp. , Gaudryina sp. , Ophthalmidium sp. , Nautiloculina sp. , Nautiloculina oolítica (Mohier) Trocholina sp. , Quinqueloculina sp. , Lenticulina sp. , y Sérpula sp.

Este tramo se diferencia del tramo 4, litológicamente semejante, en su mayor riqueza en fauna y en que apenas contiene cuarzo, pues este se presenta en proporción siempre menor del 5% en tamaño de limo y arena fina. En el tramo 4 se han visto altos porcentajes de cuarzo, y en tamaño de hasta grava fina. Se hacen notar estos hechos, por la similitud litológica, a grandes reagos, entre el conjunto de tramos 2 a 4, y el conjunto 5 a 6. Pues, dada la complicación tectónica y la existencia de escamas al Norte de esta serie, podría pensarse en repetición tectónica, en lugar de sucesión estratigráfica normal. La existencia más clara aún que aquí, en el corte complementario del perfil B, de las calizas del tramo 6 bajo el tramo dolomítico del Kimmeridgiense, avala el hecho de una sucesión estratigráfica normal para la serie descrita.

F3) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Tramo 7. 30 a 40 metros, aproximadamente.

Calizas dolomíticas recristalizadas en grano medio y grueso.

En su base se reconocen texturas de ooesparitas, recristalizadas en grano muy grueso pero con "sombas" de oolitos perfectamente reconocibles.

Este tramo se pondría en contacto mecánico, al Este, con las

Los esfuerzos máximos se orientan oscilando perpendicularmente a los diferentes rumbos de las estructuras, esto es, en diferentes -- direcciones hacia el N-S, NNE-SSO, ENE-OSO y ESE-ONO. Ahora bien, la máxima intensidad de estos esfuerzos, resulta -- siempre la dirigida según componente hacia el Sur.

Datación de los esfuerzos: los materiales del Mioceno marino, directamente cobijados por las solomías del Dogger en el caso ex-- presado, no han podido ser datados; ahora bien, con antelación se ha discutido el valor cronoestratigráfico de la discordancia de Mi-- nateda, que se sitúa en la vertiente oriental de la Sierra de Cabeza LLana (véase apartado V. V-2-2-C 12). Dicha discordancia se -- habría producido durante el depósito de las margas de la parte in-- ferior de la zona G. barisanensis, o inmediatamente antes. Según -- la zonación de Bolli, los esfuerzos responsables de la discordan-- cia angular se habrían producido durante el Burdigaliense inferior; por el contrario, según la zonación de Blow, durante el Langhiense inferior.

B) SISTEMA DE PLIEGUES Y FALLAS NORMALES ENTRE LA SIERRA DE LA RA Y LA SIERRA DE ENMEDIO -- (Fig. 39).

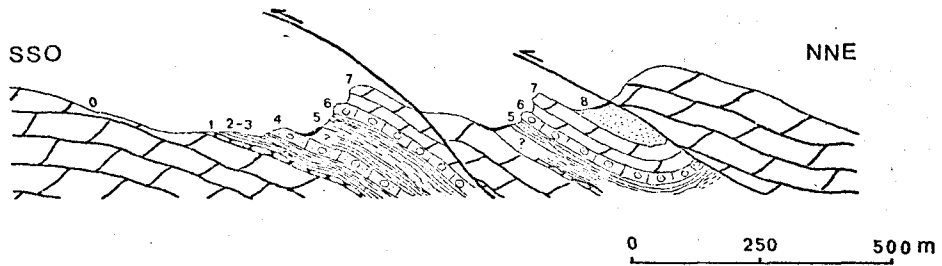
Las Sierra de la Rá y de Enmedio, se sitúan inmediatamente al NE de Minateda y de la Sierra de Cabeza LLana, ocupando el rincón NE de la Hoja de Issa.

Son éstas las dos elevaciones montañosas más importantes de un conjunto de bloques mesozoicos, y de calizas del Neógeno mari-- no que realzan también el relieve, entre las depresiones rellenas fundamentalmente por materiales cuaternarios y del Mioceno supe-- rior en facies lacustre.

Este sistema, puede considerarse una prolongación del ante-- rior, con ciertas afinidades y diferencias. La diferencia fundamen-- tal es la falta de constatación de fallas inversas en este sistema, -- mientras que en el de la Sierra de Cabeza LLana era esta una de las notas más características. La afinidad más interesante, es la ver-- gencia hacia el Sur de los pliegues de este sistema, en armonía -- con los cablagamientos hacia el Sur en el sistema anterior.

Otra peculiaridad común entre ambos sistemas, caso insólito hasta aquí en toda el área prebética externa estudiada, sería la --- constatación de un plegamiento suave de las calizas superiores al nivel de discordancia interna del Neógeno marino. El significado -- de estos pliegues será discutido más adelante, al exponer los ras-- gos generales de esta Unidad.

— SIERRA DE CABEZA LLANA, perfil A —



— SIERRA DE CABEZA LLANA, perfil B —

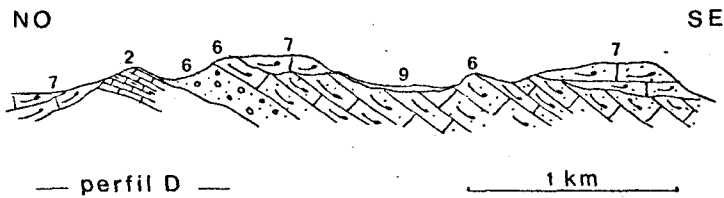
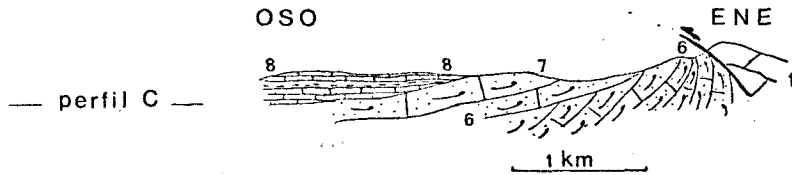
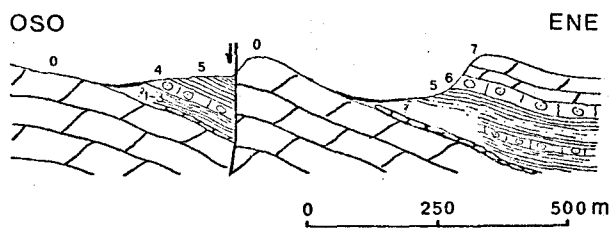


Fig. 29.- Perfiles geológicos en la Sierra de Cabeza Llana e inmediaciones. Situación en la figura 28.

- Los números de los perfiles A y B, responden a los tramos de la figura 30.
- Los números de los perfiles C y D que expresan las discordancias intramiocenas, responden a los números del mapa de la figura 28

Las estructuras más significativas del sistema aquí considerado son las siguientes:

- en la Sierra de la Rá (o Serreta de la Rá), un sinclinal orientado NNE-SSO, afectado por dos fallas normales paralelas al eje del pliegue; una de ellas en la misma zona axial, y otra en el flanco meridional;

- en la Sierra de Enmedio, se localiza un pequeño anticlinal (braquianticlinal, o anticlinal ancho y corto, en forma de pequeño domo) orientado E-O; su flanco sur buza fuertemente, más de 60 grados, antes de quedar recubierto por el relleno cuaternario; el flanco norte resulta suavemente tendido, casi horizontal, y se ve muy afectado por numerosas fallas normales, pequeñas y muy próximas entre sí, de dirección NE-SO;

- entre la Sierra de Enmedio y la Sierra de la Rá, aparte de los materiales miocenos discordantes, se constatan otros bloques mesozoicos, afectados siempre por numerosas fallas normales orientadas E-O, NE-SO, y NO-SE;

- inmediatamente al Sur de la Sierra Enmedio, entre esta elevación y la depresión por cuya margen septentrional discurre la carretera de Minateda a Jumilla, se localiza un pliegue anticlinal de rumbo OSO-ENE. Este anticlinal es muy estrecho y alargado, prolongándose varios Kilómetros hacia el Este, ya en la Hoja de Jumilla. Su flanco sur se encuentra afectado por una falla normal paralela al eje del pliegue que se prolonga igualmente hacia el ENE. Entre esta estructura y la Sierra del Candil, que se sitúa inmediatamente al Sur, existiría un sinclinal relleno por materiales neógenos y cuaternarios. En las mismas circunstancias, otro pliegue sinclinal, entre este anticlinal y el de la Sierra de Enmedio propiamente dicha.

El acortamiento de la cobertura resulta muy poco significativo en este sistema, en relación con los vecinos al Oeste y al Sur.

Los esfuerzos máximos de compresión se orientan fundamentalmente NNO-SSE y N-S, resultando de mayor intensidad los dirigidos con componentes principal hacia el Sur.

Los esfuerzos verticales de distensión, posteriores al plegamiento principal, han tenido gran importancia en este sistema, según se desprende de la gran densidad y saltos considerables de las fallas normales.

dolomías del Dogger de una escama interpuesta que cabalga sobre el conjunto de la serie descrita.

Dada la similitud de facies para las distintas dolomías, y además por el recubrimiento parcial; y para resolver las dudas - que pudieran existir sobre la constitución del techo de la serie, se constatará que la sucesión descrita es normal y estratigráfica, y no de repetición tectónica, volviendo a estudiar su parte superior poco más al Este, en el Perfil B.

PERFIL B. Corte de la parte superior de la serie del Malm de la Sª de Cabeza Llana (figs. 29 y 30).

En este corte complementario están recubiertos casi - en su totalidad los tramos 1, 2 y 3 del corte de detalle del perfil A.

El motivo principal de la realización de este corte, - es la comprobación de la existencia bajo las dolomías del Kimmeridgiense y sobre las margas y calizas del tramo 5, de la misma sucesión estratigráfica que en el perfil A.

En efecto, se comprueba el mismo hecho en este nuevo corte, pues si bien las calizas oolíticas del tramo 6 están en parte - recubiertas por coluvial, se inician estas sobre los mismos episodios del techo del tramo 5.

Por su parte, el tramo 7, que constituye aquí también - el conjunto dolomítico intermedio (kimmeridgiense medio), presenta - en su misma base un paso lateral a calizas oolíticas, con texturas de ooesparitas con micrita, que han dado Algas, Miliólidos y Lamelibránquios. Se observa este paso en el límite NO del afloramiento de este episodio.

F4) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Sobre las dolomías del conjunto dolomítico intermedio - del perfil A, en su extremo más oriental, existe un pequeño aflora - miento de arcillas versicolores y arenas, que correspondería al Cre - tácico inferior en facies "Weald-Utrillas".

Otro afloramiento más importante, pero también de di - mensiones reducidas, se sitúa bajo la cresta montañosa de las dolomías del Dogger de la escama más septentrional, cobijando hacia el Sur - las arenas "Weald-Utrillas", junto con retazos de las calizas oolíti - cas del Kimmeridgiense.

F5) CRETACICO SUPERIOR.

En los lugares donde se ha descrito la serie del Malm,

Datación de los esfuerzos: las margas de la base de las calizas superiores del Neógeno marino, discordantes sobre el Mesozoico, y por extrapolación con las de Minateda también sobre la parte inferior del mismo Mioceno marino, corresponden a la parte inferior de la zona G. barisanensis. En consecuencia, según la datación de Bolli los esfuerzos que habrían provocado el plegamiento del Mesozoico serían anteriores al Burdigaliense inferior; según Blow, durante el Langhiense inferior.

C) SISTEMA DE PLIEGUES Y ESCAMAS ENTRE LA SIERRA DEL VÉRTICE CABRAS Y LA SIERRA DEL CANDIL (Fig. 92).

Las Sierras del vértice Cabras (708 m.) y de la Sierra del Candil se sitúan, respectivamente inmediatamente, al Sur de las Sierras de Cabeza Llana y de Enmedio, cuyas estructuras se acaban de describir.

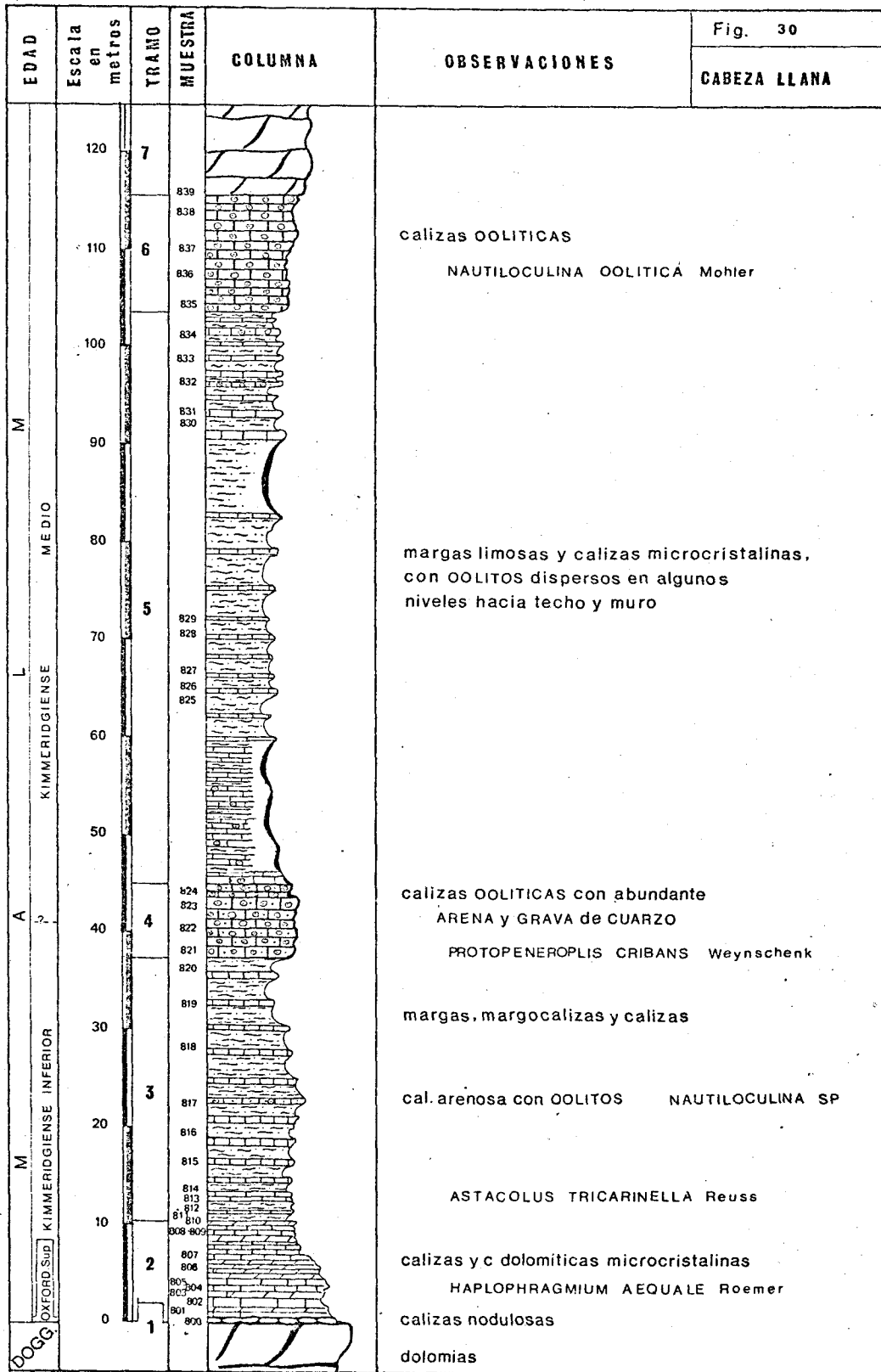
Las estructuras más importantes del sistema son las siguientes:

- la elevación montañosa del vértice Cabras, que comporta una estructura braquianticlinal orientada NE-SO, y cierra periclinamente de forma más aguda hacia el SO que hacia el NE. En su núcleo y extremo NE, irrumpen en la masa de las dolomías del Dogger y de las calizas y margas del Kimmeridgiense, un importante pitón de forma cilíndrica de basaltos con estructura de enfriamiento columnar. Se trata de "fortunitas". Entre las capas de las calizas y margas Kimmeridgiense próximas al contacto, se delatan minúsculos "sills".

El flanco sur del anticlinal se encuentra afectado por fallas normales, la más importante de las cuales aparece relacionada con la salida del magma básico, pues en la misma se localiza otro pequeño afloramiento de "fortunitas". Mediante esta falla normal paralela al eje del pliegue, las dolomías del Cenomanense-Turonense se han hundido hacia el Sur, poniéndose en contacto con las calizas y margas del Kimmeridgiense.

El cierre periclinar NE del anticlinal, se presenta muy "cuarteado" en pequeños bloques, mediante fallas normales NNE-SSO, NNO-SSE, y ENE-OSO.

- en la Sierra del Candil, previamente a este trabajo (FOURCADE, 1970) se puso de manifiesto la existencia de una importante falla inversa, mediante la cual las dolomías del Dogger invertidas



cabalgan sobre las calizas y margas del Oxfordiense superior--Kimmeridgiense, y sobre las dolomías con fantasmas de pisolitos del Kimmeridgiense. La falla se iniciaría primero paralelamente a las capas, biselando después los niveles estratigráficamente superiores al techo del Dogger, más incompetentes, hacia el NNO. Esto sucede en la extremidad SO de la Sierra de Enmedio, al O del Km 320 de la Cra de Madrid a Cartagena (Fig.92, a)

Al Este de dicha carretera, donde se eleva el cuerpo fundamental de la Sierra del Candil, la estructura resulta sumamente complicada (Fig.92,b). E. Fourcade (1970), ha descrito en esta parte un fenómeno de "extrusión" de las dolomías del Dogger entre las arenas del Cretácico inferior que rodearían a las dolomías por el NE. Este cierre, no lo he podido constatar, pues en dicho extremo las arenas del Cretácico a un lado y a otro de las dolomías, de llegar a enlazar, a mi parecer sería bajo el recubrimiento cuaternario. En todo caso, pienso que las arenas cretácicas de un lado y otro de las dolomías del Dogger que Fourcade consideró extruidas, responderían a dos repliegues sinclinales muy apretados, y las dolomías "extruidas" a un repliegue anticlinal también muy apretado. Todos estos materiales replegados, se presentan muy dislocados entre dos pliegues--falla anticlinales de vergencias y desplazamientos en sentidos opuestos. En detalle, el cuerpo fundamental de la Sierra de Enmedio al Este de la Carretera Madrid-Cartagena, presentaría a mi juicio las siguientes estructuras (Fig. 92):

- un anticlinal septentrional SO-NE, en cuyo flanco N se encuentra la serie del Malm buzando unos 35 grados al NO. Este anticlinal se prolonga hacia el Este en la Hoja de Jumilla, donde cambia su rumbo hacia el E-O. Por el contrario, hacia el SO tendería a cerrar periclinalmente. Pero antes de completar el cierre, la estructura queda "truncada" por una importante falla inversa que afecta a todo el flanco meridional del anticlinal. El plano de esta falla inversa resultaría muy alabeado, pues mientras que en el extremo suroeste de la estructura aparece muy tendido hacia el NO, hacia el extremo noreste va girando hasta presentarse subverticalizado. Mediante esta falla inversa, subparalela al eje del pliegue, las calizas y margas del Kimmeridgiense cabalgan hacia el SE sobre las dolomías cenomanenses y arenas "Weald-Utrillas" (extremo SO de la estructura); las dolomías del Dogger del núcleo anticlinal, sobre los mismos términos del Cretácico (parte central del flanco sur de la estructura); y finalmente, el plano de falla se verticaliza entre las dolomías del Dogger y las calizas kimmeridgienses (extremo NE de la misma estructura). Estos hechos se reflejan en la Fig. 92, b, c, d y e.

no se encuentra vestigio alguno de los términos del Cretácico superior

Unicamente ya en el extremo SE de la Sierra de Cabeza Llana, bajo vértice geodésico "Cabeza Llana" (710 m.), y cobijadas - hacia el Sureste por las dolomías del Dogger, llega a aflorar un pequeño retazo de calizas, con microfacies típica del Senonense marino-lagunal.

V. III. 2. 3. G. LA SERIE EN LAS SIERRAS SECA Y - DE LOS DONCELES.

Sierra Seca y Sierra de los Donceles, constituyen una alineación montañosa que cuenta con varios ramales orográficos, formando la divisoria entre los Ríos Mundo, al N, y Segura al S.

Estas montañas se componen fundamentalmente de materiales del Jurásico, y en menor proporción del Mioceno inferior, además de algunos afloramientos del Keuper y del Cretácico inferior terciario; todos ellos, implicados en una tectónica de escamas extremadamente complicada.

En general, las escamas son de muy pequeñas dimensiones, y cabalgan en muy diversos sentidos, lo que dificulta no solo la cartografía sino el estudio de las series. Resulta un verdadero caos, en el que no podríamos componer una serie objetiva, de no conservar los retazos de las series y los aspectos fundamentales de la sucesión estratigráfica de las series inmediatas.

Unicamente en la vertiente SO de Sierra Seca, se apoya la serie del Malm normalmente sobre las dolomías del Dogger, por lo que su descripción se hará independientemente del conjunto tectonizado.

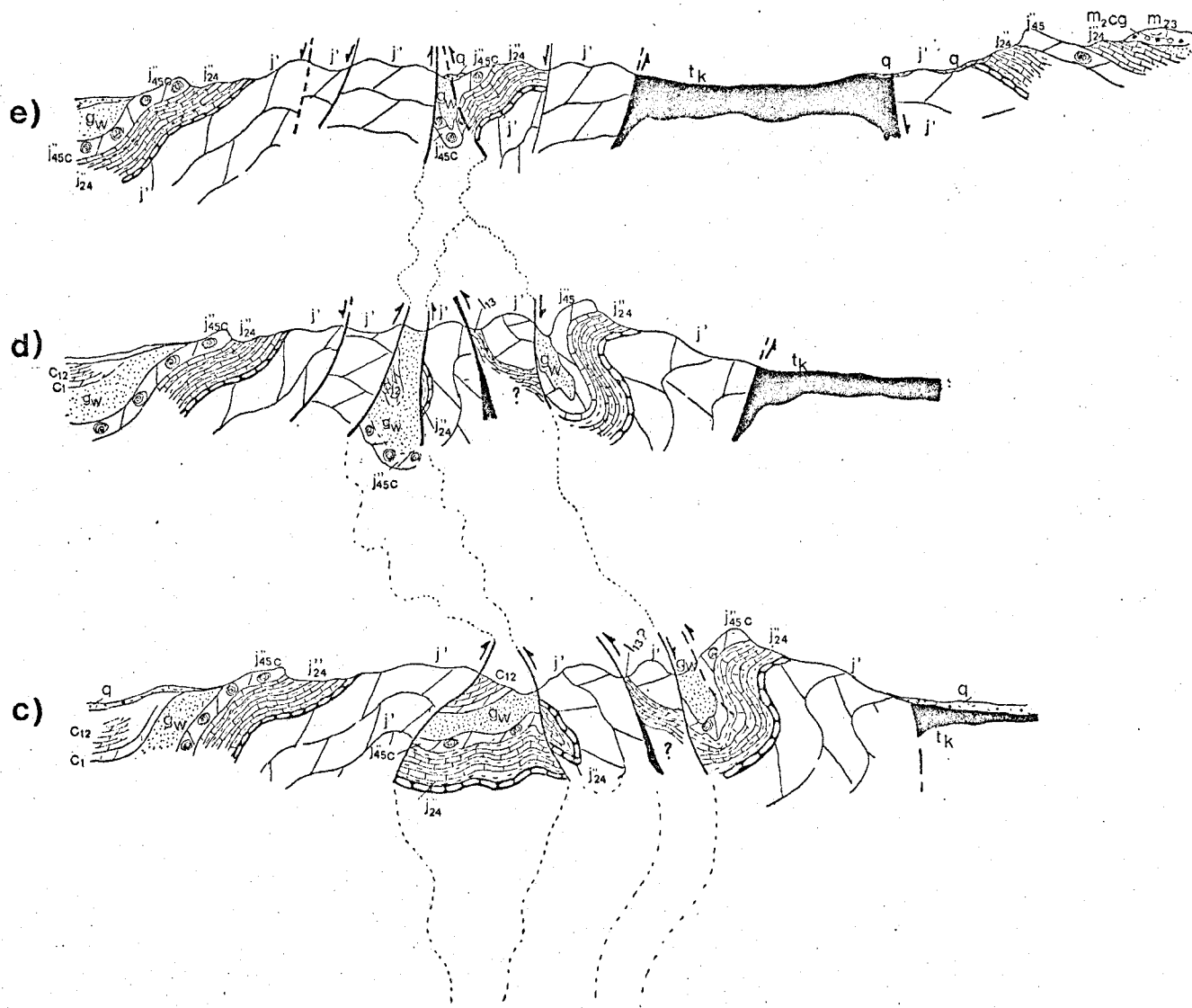
El resto de los materiales de estas Sierras se describirán después en su conjunto, dada la similitud que parece conservarse en los distintos retazos de serie en diversos puntos, y por no poder establecer en los mismos una descripción de detalle objetiva.

G) LA SERIE EN LA VERTIENTE SO. DE SIERRA SECA.

Corresponde esta serie, a la que se inicia con el Complejo dolomítico del Jurásico basal, que ya se ha descrito con antelación y en detalle (fig. 10). Se sitúa al Sur del Collado de Los Lobos y al Este de la Cra. de servicio al Embalse del Cenajo, que enlaza al N. con la de Hellín a Elche de la Sierra.

Su situación en el Sector Central se representa en la fig. 21.

Es el único lugar de estas sierras donde la serie del -



Malm se encuentra menos comprimida, resultando muy semejante a la que se ha descrito con antelación en Collado de los Lobos.

G1) KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo - margoso, con uno o más episodios colfíticos arenosos, de la parte inferior de la serie del Malm.

Es muy frecuente que exista cierto recubrimiento, en el contacto Malm-Dogger donde se define esta serie. Pero también existen puntos próximos de observación, en los que no se han encontrado vestigios de las calizas nodulosas del Oxfordiense superior (1).

Se describen los tramos según la numeración de las -- fig. 10 y 31 con la serie jurásica completa. De aquí que se comience la descripción en el tramo 6.

Tramo 6. - 1,5 - 2 metros. Margas y margocalizas, finamente areniscas, con pajuelas de mica y limo de cuarzo. Contienen Ostrácodos, Ammodiscus sp., Lenticulina sp., y Haplophragmium sp.

Tramo 7. - 8 metros. Calizas microcristalinas, en parte recristalizadas y margas. Contienen Ostrácodos, Ammodiscus sp., Globochaete sp. y Haplophragmium sp.

Tramo 8. - 10 a 15 metros. Calizas colfíticas muy arenosas (parcialmente recubiertas) y areniscas a veces. Contienen altos porcentajes de arena y gravilla de cuarzo, de hasta el 40% o más. Textura de ooesparitas, intraesparitas y bioesparitas. Se encuentran restos de Equinodermos, Espongiaricos, Lamelibránquios, Ammodiscus sp., Gaudryna sp., Miliólidos, Nautiloculina sp., y Protopenenoplis cribans Weynschenk.

Tramo 9. - 15 a 20 metros. Muy recubierto, con afloramientos esporádicos de calizas microcristalinas y margas.

La serie de conjunto es pues relativamente semejante a las descritas más al N. y Ne., en Collado de los Lobos y Sa de Cabeza Llana, pero de menor espesor de conjunto que esta última y con ciertas diferencias, de las cuales la principal es la ausencia de afloramiento de calizas nodulosas del Oxfordiense superior.

(1). - téngase en cuenta el reducido espesor de las calizas nodulosas - poco más al Norte, en Collado de los Lobos; y la existencia, todo lo más, de "residuos" de las mismas, o la ausencia de ellas, en las series de situación más meridional, en las inmediaciones del Embalse -- del Cenajo.

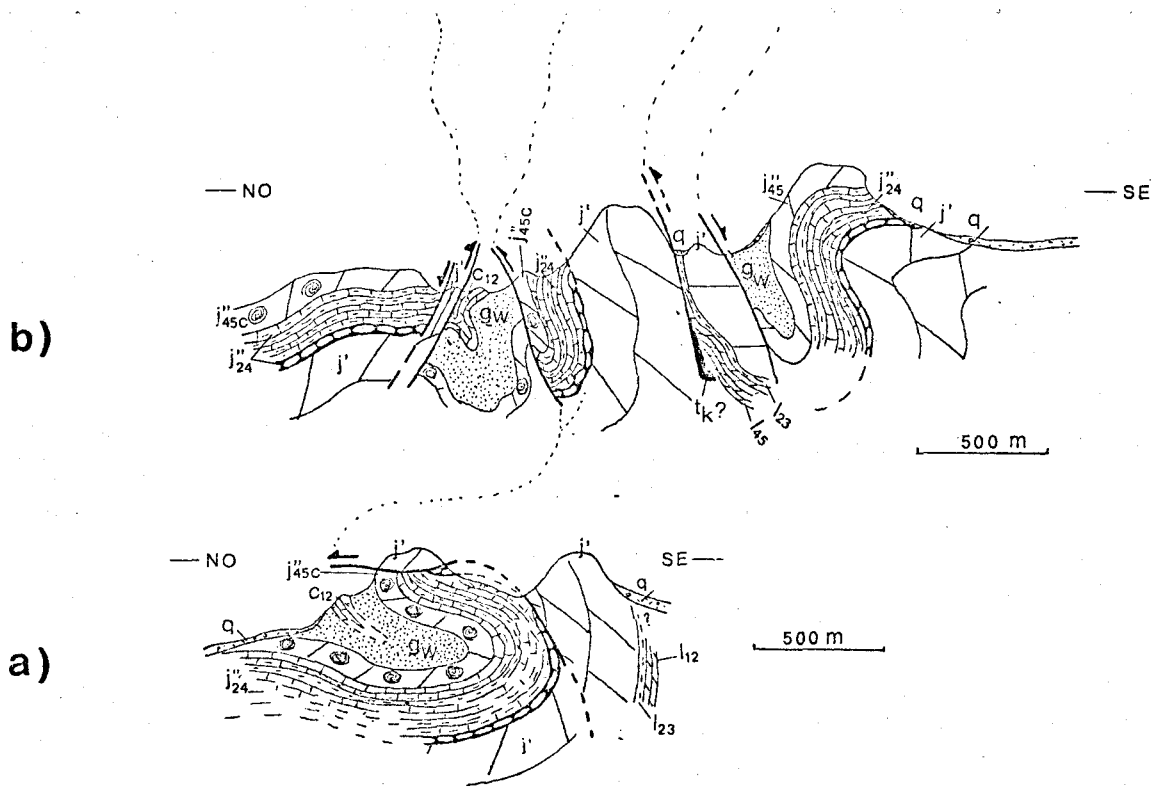
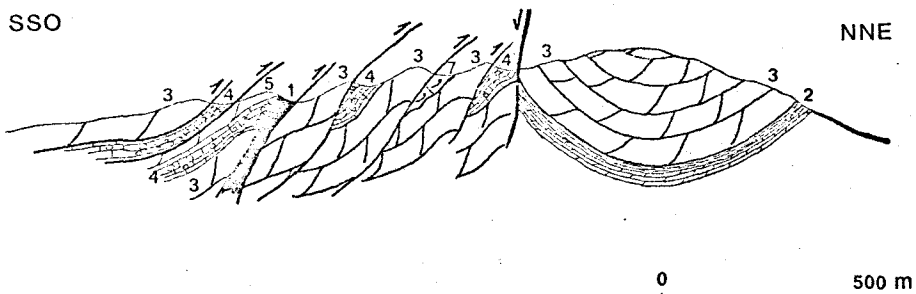
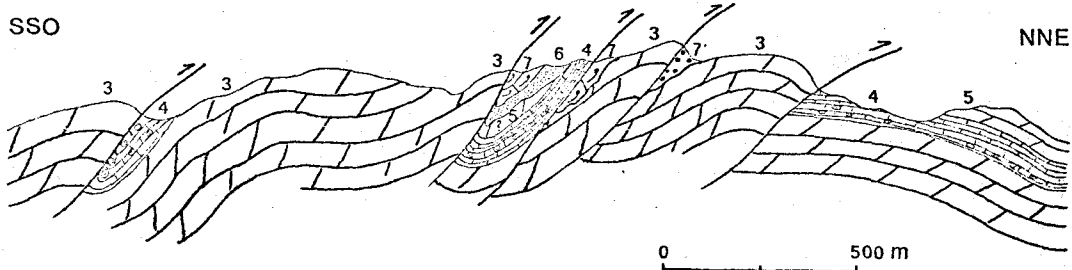


Figura 92.- Evolución lateral de OSO a LME (respectivamente desde a hasta e, pasando por b, c y d) de los pliegues y escamas del sistema comprendido entre el vértice Cabras y la Sierra del Candil. Situación del sistema: C, fig.91.

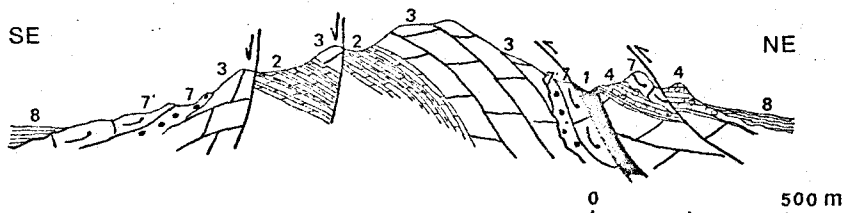
SIERRA DE LOS DONCELES A (parte central)



SIERRA DE LOS DONCELES B (parte oriental)



SIERRA SECA (extremo suroriental)



SIERRA SECA (parte central)

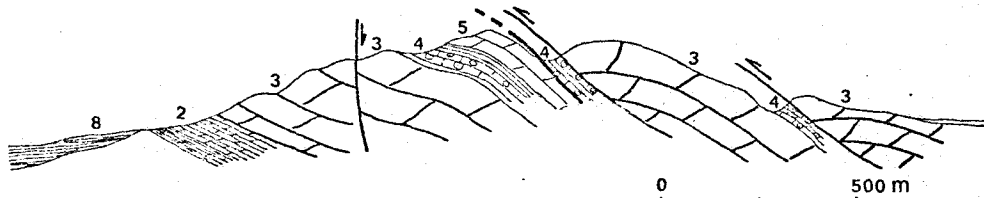


Fig. 31.- Perfiles geológicos de la serie entre las escamas de la Sierra de los Donceles y de Sierra Seca.

- un anticlinal meridional, localizado entre Quijonate y el Barranco de Cola-Zama, que conserva aflorando sólo parte de su núcleo (dolomías del Dogger) y el flanco norte (serie del Malm). Este flanco Norte, buza en las cotas más altas suavemente hacia el NO, pero se verticaliza rápidamente, y así mismo llega a observarse invertido antes de hundirse las capas hacia el extremo NE. El contacto de los términos del Malm, de este flanco, con las arenas "Weald-Utrillas" que se sitúan inmediatamente al NO, se realiza mediante una falla inversa - cobijando a los terrígenos en cuestión. Al contrario que la anterior, esta cobijadura se realiza hacia el NO (Fig. 92, b, c y d).

- entre los dos anticlinales anteriores, que serían las - estructuras de mayores dimensiones de la Sierra de Enmedio, se localizan unas bandas de distintos materiales muy comprimidos, a las que se ha aludido al principio. La estructura interna de estas bandas se interpreta del siguiente modo (Fig. 92):

1º) la banda septentrional de las arenas "Weald-Utrillas", con pequeños retazos de dolomías cenomanenses-turonenses, se adaptaría originalmente, y aún en profundidad, a un repliegue - sinclinal muy comprimido. Este repliegue estaría cobijado hacia el sureste por el anticlinal septentrional; y cobijado hacia el NO por un plano de falla inversa poco tendida (prolongación oriental de la primera falla inversa descrita como muy tendida al otro lado de la Carretera Madrid-Cartagena), mediante las dolomías del Dogger (Fig. 92, b, c, d, e).

2º) la banda de dolomías situada inmediatamente al Sur, pertenece fundamentalmente a los términos del Dogger, pero -- estaría subdividida mediante una falla inversa. Esta falla se -- delata en las cotas más altas, por la existencia de unos nive-- les de dolomicritas de pátina arcillosa propios de la parte su-- perior de los términos liásicos a escala regional. Mediante es-- tos niveles, la parte meridional de esta estrecha banda de dolo-- mías del Dogger, monta sobre la parte septentrional de las mis-- mas dolomías. El afloramiento de los niveles de dolomicritas -- del Lías está muy localizado (al pié septentrional) de la cota - 642 que se sitúa sobre la cabecera del Barranco de Cola-Zama), de tal forma que las dolomías del Dogger, a ambos lados de la falla, parecerían constituir un sólo cuerpo. El conjunto de di-- cha banda de dolomías lo interpreto (fig. 92) como un replie-- gue anticlinal fallado en su núcleo; y que podría responder, en estas circunstancias, al tipo de extrusión mecánica que ha -- propuesto previamente Fourcade para explicar la misma estruc-- tura;

G2) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Tramo 10. - Sobre el tramo anterior vienen 20 a 30 metros de dolomías masivas, de grano medio y grueso, de color gris a beige oscuro, litológicamente afines a las del Dogger.

Ampliación de la figura 31 :

- 1) margas yesíferas del Keuper
- 2) dolomías finamente estratificadas, que intercalan al techo arcillas rojas débilmente yesíferas, del Lías.
- 3) dolomías masivas y de grano grueso, del Dogger.
- 4) calizas microcristalinas, calizas oolíticas arenosas y margas, del Kimmeridgiense.
- 5) dolomías del Kimmeridgiense(?)
- 6) arenas y arcillas versicolores, del Cretácico inferior
- 7) calizas bioclásticas del Mioceno inferior sinorogénico
- 7'), conglomerado rojo silíceo, de base de las calizas anteriores
- 8) calizas y margas en facies lacustre, del Mioceno superior-Plioceno

3º) la banda meridional de arenas del Cretácico inferior, cobijadas por el flanco norte del anticlinal meridional antes - descrito, respondería a otro repliegue sinclinal.

En resumen, la cinemática estructural en la Sierra de Enmedio parece haber conducido al estado actual, mediante un plegamiento de vergencias contrapuestas entre dos pliegues -- mayores; y unos pliegues menores más agudos en su parte central (anticlinal y dos sinclinales), que habrían sido tan fuertemente comprimidos y trastornados por planos de fallas inversas, que su estructura interna aparece muy desdibujada en el estado actual. El proceso mecánico, es necesario reconstruirlo imaginando los estadios intermedios que habrían conducido a la complicación, aparentemente incoherente, que se observa en superficie.

El acortamiento de la cobertura dentro de este sistema, - sin resultar excesivo dado que las fallas inversas sólo son muy tendidas localmente, pasan lateralmente a ser subverticales, - sí es en su conjunto mayor que en el sistema situado inmediatamente al Norte (Sierra de Enmedio), donde se ha visto la existencia exclusiva de fracturas de tensión.

Los esfuerzos de compresión máxima se orientan en general hacia el NO y SE. La intensidad máxima del esfuerzo se produce en ambos sentidos, según los casos, pero predominando las rupturas en sentido hacia el NO sobre las de sentido hacia el SE. Esta última, se produce sólo en la falla más septentrional, en consonancia con la vergencia hacia el SE de los pliegues del sistema que se sitúa inmediatamente al Norte (Sierra de Enmedio).

Los esfuerzos verticales de distensión posterior al plegamiento, sólo han tenido cierta importancia en la parte SO del sistema (Sierra del vértice Cabras), especialmente hacia la -- parte meridional, en relación con el diapirismo de Quijonate.

Datación de los esfuerzos: en ninguna de las estructuras del sistema se encuentran cobijados los materiales del Mioceno inferior. No obstante, todo hace suponer que las fases del plegamiento son las mismas que en los sistemas circundantes.

G'1) LA SERIE DE CONJUNTO EN LAS ESCAMAS TECTONICAS DE SIERRA SECA Y SIERRA DE LOS DONCELES.

La situación aproximada de esta serie en el contexto del Sector Central, se refleja en la fig. 21.

De los numerosos retazos de series constatadas en todas las escamas del Malm, resulta siempre la existencia de calizas oolíticas más o menos arenosas intercaladas entre otras de grano fino y margas. Se intenta pues describir el conjunto ensayando la correlación con las series antes descritas.

G'1) OXFORDIENSE SUPERIOR (?).

No se ha encontrado afloramiento alguno de las calizas nodulosas del Oxfordiense superior. No obstante el autor no se decide a afirmar su ausencia, aunque sí apunta esta posibilidad, una vez que, entre el Sector central y el Meridional, las calizas nodulosas están representadas o llegan a faltar en las series más meridionales. La tectónica complicada, en todo caso, me ha imposibilitado la constatación de la posible existencia, el menos de "residuos" de estas calizas, en los numerosos itinerarios realizados para cartografiar en detalle las distintas escamas.

G'2) KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo- - margoso y oolítico-arenoso de la parte inferior de la serie- del Malm,

Sus afloramientos son muy numerosos en las escamas. Dada la intensa comprensión a que se ha visto sometido, es imposible determinar su espesor real. Pero parece ser que, en su conjunto, es algo mayor en las series cuanto más al NE. En estos casos, quizás semejante, o algo menor en su origen, al espesor real con que cuenta la serie en la Sierra de Cabeza Llana, que se sitúa inmediatamente al Norte. Por el contrario, en las escamas y series más meridionales, este conjunto calizo margoso podría contar con un espesor más reducido, semejante al de la vertiente SO. de S^a Seca, o al constatado en Collado de los Lobos.

En la vertiente Norte de la Sierra de los Donceles, predominan los afloramientos de calizas microcristalinas, pero existen también calizas oolíticas arenosas.

Hacia el Sur y Oeste, afloran más frecuentemente los niveles de calizas oolíticas.

No obstante, en ambos casos, predominan las calizas microcristalinas y margas.

D) ALINEACION DIAPIRICA ENTRE QUIJONATE Y EL MORRON DE JUMILLA

A lo largo de la depresión que sigue la carretera entre Cancarix y Jumilla, se constata una alineación diapírica con rumbo SO-NE, a cuyos afloramientos del Keuper acompañan las "jumillitas".

Al SO de Cancárix esta misma alineación diapírica coincide con la irrupción del pitón de "fortunitas" en el núcleo anticlinal de la Sierra del vértice Cabras, al que se ha aludido anteriormente.

Más hacia el SO, esta alineación diapírica podría enlazarse bajo el recubrimiento del Mioceno superior en facies lacustre con la alineación diapírica antes descrita entre Almirez, la Sierra del Baladre, Collado de los Colorados y Presa de Basili (VII.1-1-2- C₃), orientada en aquel caso E-O.

La asociación entre el diapirismo y el volcanismo básico en esta alineación, respondería sin duda a una importante falla de zócalo. Más adelante, al tratar sobre las relaciones zócalo-cobertera, se insistirá sobre estas cuestiones.

Entre la Sierra del vértice Cabras (708 m.) y el lugar -- denominado Quijonate, al E de Cancárix, las "fortunitas" se presentan intruidas entre materiales del Jurásico y Cretácico. Hacia Jumilla, las "jumillitas" parecen ligadas al Keuper.

El Keuper del Quijonate se presenta en contacto mecánico sinuoso, levantando más o menos las capas "Weald-Utrillas" y las dolomías del Lías y Dogger que le rodean.

E) SISTEMA DE PLIEGUES Y FALLAS ENTRE CERROS DE LA UMBRIA, CASA LORENZO, Y LA MELERA

Entre los Cerros de la Umbría, Casa Lorenzo y la Melera, lugares todos ellos situados en el límite ESE de la Hoja de Isso, se localizan varios relieves constituidos por materiales mesozoicos, más o menos aislados entre sí por los diferentes materiales neógenos:

Las calizas oolíticas, presentan texturas de oomicritas, micritas con oolitos, y pseudo-oolitos, y ooesparruditas arenosas. Los porcentajes mayores de terrígenos coinciden con las texturas con más esparita. El cuarzo se presenta en tamaños arena y limo, y en proporciones que oscilan entre el 10 y el 30%. En ocasiones llega a superar el 50%, constituyendo areniscas de cemento carbonatado.

Estas calizas contienen pocos restos orgánicos, tanto menos cuanto más arenosas. Se suelen librar restos de Lamelibranchios, esquiras, radiolas de Equinodermos, Gasterópodos, Miliólidos, Nautiloculina sp., y Ataxophragnidos.

Las calizas microcristalinas, presentan por lo general texturas de micritas, biomicritas e intramicritas, y contienen mayor abundancia de restos orgánicos. En su conjunto han librado, con mayor o menor frecuencia, Ostrácodos, Serpúlidos, Lagénidos, Radiolarios (eventualmente), Miliólidos, Lituólidos, Citharina sp., Valvulínidos, Ophthalmídeos, Nodophthalmidium sp. (en una ocasión) Lenticulina sp., Nodosaria sp., Nubecularia sp., Nautiloculina sp., Ammodiscus sp., Glomospira sp., Algas (Polygonella sp., Lithoporella sp., Salpingoporella sp.), fibroesferas, restos de Lamelibranchios, Equinodermos, espículas, y Gasterópodos.

G'3) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Se presenta con características análogas a las definidas en la vertiente NO. de S^a Seca.

G'4) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Se encuentra escasamente representado en las escamas tectónicas, en facies terrígenas del tipo "Weald-Utrillas".

Su espesor se encuentra reducido a unos pocos metros, por compresión tectónica. El espesor original parece aumentar rápidamente hacia el Sur, según se observa en el mismo curso del R^o Segura, al Sur de la Sierra de los Donceles, donde supera los 150 m. de potencia.

G'5) CRETACICO SUPERIOR.

No se encuentran en las Sierras Seca y de los Donceles materiales que se puedan atribuir al Cretácico superior.

Al Sur de estos relieves, junto al curso del R^o Segura aparecen las dolomías del Complejo Cenomanense-Turonense, con espesor reducido, como en las series del Sector Oriental.

- en la vertiente norte de los Cerros de la Umbría aparece una serie monoclinnal del Malm, bastante completa, buzando suavemente hacia el SE. Sobre estos materiales, se disponen discordantes las calizas superiores del Mioceno marino, con su conglomerado poligénico en la base. Bajo este Mioceno, y entre los coluviones del pié de ladera occidental de los relieves altos que proporcionan estos materiales neógenos, se observa un retazo de dolomías cenomanenses-turonenses verticales. En la vertiente meridional de los mismos relieves neógenos, afloran las capas "Weald-Utrillas" y sobre las mismas las dolomías cretácicas buzando hacia el NO. Así, bajo los materiales neógenos de los Cerros de la Umbría, el Mesozoico parece constituir una estructura sinclinal más o menos trastornada;

- al Norte de Casz Lorenzo, afloran las calizas del Senonense marino-lagunal buzando moderadamente hacia el NO. Entre estas calizas y las arenas "Weald-Utrillas" de la estructura anterior, el mismo Mioceno marino parece sellar una importante falla normal. Hacia el Sur, las calizas senonenses quedan recubiertas y rodeadas por el Mioceno superior en facies lacustre;

- en la Melera, lugar que se sitúa en la vertiente norte de la Sierra de Cabeza del Asno, los materiales de la parte superior del Malm y las facies "Weald-Utrillas", ya muy potentes, constituyen pliegues suaves de dirección NNE-SSO. El contacto del Jurásico Superior con el Cretácico inferior, viene afectado por dos importantes fallas de dirección NE-SO, con salto vertical tanto más importante hacia el Sur en la más meridional de estas fallas. La más septentrional, presenta estrías subhorizontales en el plano sobre las calizas del Malm superior. Entre ambas fallas, se interpone otra falla normal NS, cuya superficie queda truncada por la más meridional de las fallas NE-SO.

- el Suroeste de la Melera, en la vertiente Sur de la Sierra de Cabeza del Asno, la vergencia de los pliegues, de rumbo NE-SO, se presenta hacia el Sur. No obstante, la Sierra de Cabeza del Asno se sale fuera de los límites de la cartografía.

El acortamiento de la cobertura dentro de este sistema resulta muy moderado.

Los esfuerzos de compresión máxima se orientan NO-SE y ONO-ESE, en general con intensidad equilibrada hacia ambos sentidos pero teniendo mayor intensidad el esfuerzo dirigido hacia el Sur. Esta tendencia se manifiesta ya muy marcada en los pliegues situados inmediatamente al Sur en la Sierra de Cabeza del Asno y en su prolongación hacia el Oeste en las Sierras del Puerto y del Algaidón, ya en la Hoja de Calasparra.

V. III. 2. 3. H. LA SERIE EN LA SIERRA DEL BALADRE.

La localización y perfil gráfico de la serie se expresa en las figs. 34 y 35, respectivamente.

La Sierra del Baladre se sitúa al Oeste de la Sª de los Donceles y de Sª Seca, y al Norte del Embalse del Cenajo.

H1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

Aparecen representados, casi en exclusiva, los materiales del Dogger, en la facies antes definida de "dolomías granudas". Se estima para el mismo un espesor de 300 metros.

El Lías aflora en una sola ocasión, en la margen oriental del barranco que discurre al Este del lugar denominado Cola del Baladre. Se trata en esencia de dolomías microcristalinas finamente listadas, al muro del Dogger.

H2) KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y MEDIO. Conjunto calizo-margoso y oolítico arenoso de la parte inferior de la serie del Malm.

No se han encontrado afloramiento alguno de las "calizas nodulosas" del Oxfordiense superior, que parecen faltar aquí al igual que en la vertiente NO de la inmediata Sierra Seca.

El conjunto calizo-margoso inferior del Malm, es semejante al de la serie de Collado de los Lobos y Sª Seca.

Aflora muy comprimido, y cobijado por dolomías del Dogger, a la altura de las cotas 700 y 836 del extremo oriental de la Sª del Baladre; y después, siguiendo el barranquito que baja en dirección ESE., desde las alturas mencionadas.

Las texturas, contenido en cuarzo, porcentajes de oolitos, y microfacies en general, no difieren de las propias series que se acaban de describir.

H3) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto dolomítico y calizo-oolítico intermedio.

Consta de 20 metros como máximo de dolomías y calizas oolíticas, que componen un paquete masivo sobre el conjunto calizo-margoso antes definido.

El paso de caliza a dolomía, se produce en sentido lateral. Las calizas están formadas en general por calcificaciones de Algas, entre ellas Charáceas, y se encuentran también restos de Gastropodos. Su textura es de intramicrínrida. En las dolomías se perciben solo sombras de los oncolitos.

Conviene señalar, que en la Sierra de Cabeza del Asno los pliegues son NE-SO; mientras que en la del Puerto y en la Sierra del Algaidón, los rumbos de los pliegues son ya NO-SE y ONO-ESE, es decir adaptándose a la Unidad BETI-IBERICA del PREBETICO EXTERNO.

El límite Prebético externo e interno, se situaría inmediatamente al Sur de las Sierras del Puerto, de Cabeza del Asno y del Algaidón, dentro del área de la Hoja Calasparra que no se incluye en la cartografía.

F) RASGOS GENERALES SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD BETICA DEL PREBETICO EXTERNO EN EL AREA ESTUDIADA

La Unidad BETICA DEL PREBETICO EXTERNO se compondría, a escala del conjunto del borde externo septentrional - de las Cordilleras Béticas, de dos ramas cuya continuidad queda interrumpida por la interposición de la Unidad Beti-ibérica, con secuencia de la interferencia del Prebético con las estribaciones meridionales de la Cordillera Ibérica.

Así, la Unidad BETICA resulta mucho más importante en extensión que la Unidad Beti-ibérica a escala de las Cordilleras, no obstante ocurrir lo contrario en el área que aquí se estudia. En este caso, de la Unidad Bética sólo se considera la parte occidental de una rama oriental, circunscrita a la mitad NE de la Hoja de Issa aproximadamente.

La característica fundamental de la Unidad BETICA del Prebético Externo, en contraposición a la Unidad Beti-ibérica - del mismo, consiste en la clara persistencia de las estructuras a mantener rumbos genuinamente béticos, entre las direcciones NE-SO y ENE-OSO. Aún presentando ciertas inflexiones locales, tendentes hacia el E-O, los rumbos dominantes se recuperan rápidamente.

Hacia el límite con la Unidad Beti-ibérica (sistema de pliegues y fallas de la Sierra de Cabeza Llana), se constata la inflexión más importante de los rumbos estructurales de esta Unidad Bética, en la que ciertos pliegues tienden a orientarse N-S. La proyección hacia el Sur de los ejes de estos pliegues inflexionados, choca bruscamente, subperpendicularmente, con los rumbos de las estructuras más inmediatas de la Unidad Beti-ibérica. De tal modo, que la relación entre el substratum de ambas Unidades parece realizarse mediante una importante falla de zócalo - NO-SE, con movimiento de desgarre, que habría provocado esta-

Su atribución al Kimmeridgiense medio, se fundamenta - en la correlación regional; tal como se verá más adelante.

H4) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Se observa en facies "Weald-Utrillas", con espesor - muy reducido, y en un solo afloramiento hacia la parte central de la Sierra del Baladre.

Las arenas, se apoyan discordantes sobre las dolomías del Dogger en la parte S. del afloramiento, a la vez que son cobijadas por las mismas dolomías que se sitúan al N.

La discordancia, en este caso, me parece clara. No obstante, se podría argüir un arrastre mecánico, de una supuesta posición original de estas arenas sobre los términos del Kimmeridgiense que no llegarían a aflorar, por encontrarse totalmente cobijados en este punto. Pero esta interpretación, en el caso presente resultaría forzada a mi juicio, pues en puntos próximos la discordancia es más clara.

Inmediatamente al Este, en la cola del Embalse del Cenajo, las arenas de esta facies se apoyan también discordantes sobre las dolomías del Dogger, lo que corrobora la primera hipótesis.

V. III. 2. 3. I. RASGOS GENERALES DE LAS SERIES - JURASICAS Y CRETASICAS DEL SECTOR CENTRAL. (fig 3?)

1) LIAS- DOGGER.

El complejo dolomítico del Jurásico basal, aflora mucho más ampliamente en el Sector Central del Dominio Prebético Externo, - de las regiones estudiadas, que en los sectores Occidental y Oriental - del mismo.

Este hecho, está relacionado no solo con la erosión más avanzada de la cobertura en tiempos actuales o recientes de la Historia Geológica, sino también con una tendencia a la elevación de este Sector, acusada ya desde el Kimmeridgiense inferior, e incluso antes en el Oxfordiense superior. Por esta causa, sin duda, la parte superior de la - cobertura mesozoica presenta series cada vez menos potentes, e incompletas, hacia el centro y Norte del Sector, a partir de las facies "Weald Utrillas" del Cretácico inferior, y especialmente desde el Cenomanense al Senonense, ambos muy exigüamente representados.

Todas las series del Lías del Sector, presentan niveles arcillosos en la parte superior de las mismas, con sus colores rojos y verdosos característicos. Asimismo, en algunas de sus series (veanse

dívergenca tan particular entre las estructuras de ambas Unidades a nivel de la Cobertera.

Otra fractura de zócalo, más moderna, afectaría indistintamente a ambas Unidades, Bética y Beti-ibérica del Prebético externo, en el área estudiada, pero sin haber intervenido en este caso en la orientación de los pliegues. Se trata de una importante fractura, que se manifiesta subyacente a una importante alineación diapírica acompañada de afloramientos de "jumillitas" en unos casos, y de "fortunitas" entre los materiales jurásicos inmediatos. Esta fractura se habría impuesto durante la distensión posterior al plegamiento, provocando las salidas de magma básico y las manifestaciones diapíricas más modernas.

La orientación de los esfuerzos de compresión máxima, EN LA PARTE ESTUDIADA DE LA Unidad Bética, resulta menos variable a la escala del conjunto que en la Unidad Beti-ibérica. Predominan los orientados NO-SE y NNO-SSE, sobre los orientados E-O, N-S y ESE-ONO que corresponden a las inflexiones locales de las estructuras. La máxima intensidad del esfuerzo se produce con prioridad en los dirigidos hacia el Sur, o en los de componente sur, en consonancia con los sentidos de movimiento de la mayor parte de las fallas inversas y vergencias de los pliegues más frecuentes. No obstante, en el caso particular de las estructuras situadas inmediatamente al Norte del Keuper de Quijonate, esto es, en el extremo meridional de la Sierra del Candil, la máxima intensidad de esfuerzo se dió hacia el NO.

Conviene indicar también, que fuera del área estudiada, la máxima intensidad de los esfuerzos de compresión máxima suele haberse dado prioritariamente con componente hacia el norte. Por lo que la mayor importancia de las cobijaduras y vergencias hacia el Sur en la parte aquí estudiada de la Unidad BÉTICA del Prebético externo, tendría un valor meramente circunstancial a escala de las Cordilleras; en este caso posiblemente relacionado, por la proximidad inmediata al límite la Unidad BETI-IBERICA, con el accidente de zócalo que establecería la relación entre ambas Unidades.

Los esfuerzos verticales de distensión posterior al plegamiento tienen gran importancia en la "rama" oriental de la Unidad Bética, y particularmente en el área estudiada de la misma. Sin duda estos esfuerzos fueron los principales responsables de la configuración geomorfológica actual, con bloques montañosos aislados entre depresiones rellenas por el Mioceno superior en facies lacustre y materiales cuaternarios.

apartados E₁, y E₂ del capítulo V. III. 2. 1. E), se observan intercalaciones de calizas hacia la parte superior de las dolomías, a las que pasan también lateralmente; de forma que parece claro, que no todas las dolomías de la serie liásica son primarias. A escala regional, podrían suponerse primarias las dolomías de la parte inferior de la serie liásica, y secundarias en su parte superior.

No obstante, no ha sido posible una datación faunística del Lías, ni aún en estos casos locales de la existencia de calizas en su parte superior, cuya microfauna resulta banal. Como se ha expresado con antelación, la atribución al Lías de la parte inferior de la serie del complejo dolomítico del Jurásico basal, se hace, de acuerdo con otros autores en las regiones próximas, por la posición estratigráfica relativa, y por la microfacies especial de sus series, idénticas por otra parte a las que presenta también el Lías en la parte meridional de la Cordillera Ibérica. El límite Lías Dogger, se sitúa, de forma absolutamente convencional, en el cambio brusco que experimenta la textura de las dolomías del complejo basal del Jurásico. Esto es, en el paso de las dolomías de grano muy fino, muy bien estratificadas, y "listadas" a las dolomías masivas o en bancos muy gruesos, de grano también muy grueso y de formas romboédricas observables a simple vista.

Así pues, la textura de las dolomías del Lías, generalmente de micritas e intramicritas dolomitizadas, sugiere un depósito original en un medio restringido, con influencia marina en algunos episodios y de albufera en otros, de aguas por lo general muy tranquilas, y seguramente salobres. El episodio más restringido sería el de arcillas coloreadas de su parte superior, cuyos tonos rojizos y partículas de yesos dispensas, permiten imaginar una recurrencia al ambiente salobre del Keuper, si bien con características más moderadas.

En las facies del Dogger, compuestas por lo general de "dolomías granudas", se han descrito en este Sector frecuentes pasos laterales a calizas (véase descripción en páginas precedentes, del capítulo V. III. 2. 1. E.). Estos pasos se producen generalmente hacia el techo de la serie, pero en una ocasión (E₁ del mismo capítulo), se han constatado paso lateral a calizas desde las proximidades del muro de la serie atribuida al Dogger.

Estos hechos permiten suponer que las dolomías del Dogger, al menos en este Sector, son en su mayor parte de origen secundario. Por estas observaciones, y las de otros autores en regiones próximas, se puede suponer que, a escala regional, las dolomías del techo del Dogger son siempre de origen secundario. Por el contrario, las dolomías de la parte inferior y media del Dogger, podrían ser unas veces primarias y en ocasiones secundarias. En todo caso, resultaría muy aventurado, pero no imposible, afirmar para las mismas un origen también secundario.

El acortamiento de la cobertera resulta bastante más moderado que en la Unidad Beti-ibérica, y muy desigual según los lugares. No obstante, tal hecho no debe generalizarse a priori para toda la Unidad Bética, que entre Cazorla y Alcaraz cuenta con apilamientos muy importantes de escamas tectónicas (LOPEZ GARRIDO, 1971; DABRIO, 1972).

La estructura del conjunto, aparte la complicación extremada a escala local, resulta mucho más sencilla que en la Unidad Beti-ibérica. Entre las fallas, predominan las normales sobre las inversas aún siendo numerosas éstas últimas. Asimismo, la proporción de fallas inversas y escamas, guarda cierto equilibrio numérico con respecto a los pliegues más sencillos.

La génesis de las escamas o fallas inversas más importantes, en los casos de proximidad inmediata a las manifestaciones diapíricas, pudiera estar relacionada con la acción del Keuper en los estadios iniciales de dichas estructuras. No obstante, en ningún caso se han constatado láminas del Keuper en las fallas inversas. Por el contrario, los niveles de despegue han llevado estas estructuras de compresión a sus estadios finales, -- resultan ser los tramos mecánicamente incompetentes superiores al Keuper en la serie (margas del techo del Lías, margocalizas y margas del Malm, y arcillas-arenas del Cretácico inferior, -- fundamentalmente). De aquí, que el papel fundamental del Keuper durante la compresión pudiera haber actuado sólo en las raíces profundas de la cobertera jurásica, y por supuesto proporcionando también el despegue general de la cobertera con respecto al zócalo.

La datación de los esfuerzos principales presenta una problemática semejante a la mencionada en la Unidad Beti-ibérica.

No obstante, a este respecto, hay que destacar aquí una otra nota característica de la Unidad Bética en la parte estudiada, -- cual es la existencia de un plegamiento moderado que afecta a la parte superior del Neógeno marino, habitualmente subhorizontal en la Unidad Beti-ibérica.

En este caso se plantea una triple posibilidad:

- 1º) que estos pliegues suaves resulten por acomodación a bloques subyacentes, hundidos durante la fase de distensión ulterior a los plegamientos más importantes;

Fig 32 — Sintetipo de la serie mesozoica en el Sector Central del dominio prebetico externo

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	TERMINOS
KEUPER	LIAS	DOGGER	OXFORD SUP	KIMM INF y MEDIO	KIMM MEDIO	PORTLAND KIMM SUP.	CRET. INFERIOR	TURON CENOMAN	CONIAC	SENON.	EDAD
imprevisible	200 m	250—350 m	0—2 m localm.	0—115m	0—20m	0 m	0—120 m	0—90 m localm.	0—30 m localm.	0—30 m localm. 300m	Potencias mínima y máxima
litofacies	litofacies	microfacies locales; dudosos	ammonites y microfacies	correlación y microfac.; ammon. local	correlac. regional	ausente	correlac. con "series internas"	por situac. estratigráf. relativa	dudosos por correlac. "series más int"	microfacies	CRITERIOS DATACION
											LITOLOGIA
	micritas localm.; dolomicrit; dolomicroesparitas generalm.	dolomicrit con espar; micrita; doloespar; ooesparit.	biomicrita; pelmicrita; dolomicrita y loc. pelmicrit.	ooespar. con micrita; micrit. arcillosa; dolomicrita y loc. pelmicrit.	dolomia gr. medio a grueso; oomicr. y cal. oncolítica loc.		muy variable	dolomicrita	microesparit.	biomicrita intramicrita; intraesparit; microesparit; pelmicrita	TEXTURAS
muy débil	moderado a muy débil	moderado a alto	débil pero muy constante	débil a muy alto	alto localm. o moderado y constante		alto	muy débil	débil a medio	débil pero muy constante a intervalos	NIVEL DE ENERGIA
marino? salobre	marino restring. + albufera	costera a plataf. exterior	pelágico + bentónico	costero y de plataforma marina inter	costero		fluvial	marino restring. marino-lagunal	semirestring. marino neorítico	marino-lagunal; cuenca inestable	AMBIENTE DE DEPOSITO
			muy frecuente	al Norte del sector	al N y al centro del sector	deducida	posible local	posible en la mayor parte del Sector			LAGUNAS ESTRATIGR
							sobre 3-5			posible sobre 8	DISCORDANCIAS
			sobre 3	posible local sobre 3			sobre 6				PENICORDANCIA
se supone fuerte	muy fuerte	nula a muy moderada	moder. al N relat. fuerte en el resto	moderada a emersión al N	¿emersión?			nula a muy moderada en mayor parte del sector; fuerte en la periferia		nula-moder. y localm. extrema	SUBCIDENCIA

- 2º) que estas estructuras responden a una compresión circunstancial de esta parte de la cobertera mesozoica, a causa de la presión ejercida sobre la misma por masa gravitatoria de las Unidades alóctonas meridionales. Es decir, una compresión originada por un movimiento gravitatorio en áreas vecinas inmediatas;
- 3º) que estos pliegues suaves sean debidos a una verdadera fase de compresión, de signo más moderado que las anteriores que afectase tanto a la cobertera como al substratum paleozoico.

De estas tres posibilidades, la segunda de ellas es la que cuenta con mayor posibilidad de verosimilitud.

En efecto, más al Sur del área aquí estudiada, en la transversal que sigue el curso del Rio Segura entre Cieza y Abarán, se puede observar como el frente subbético ha cobijado e invertido localmente la base del Tortoniense marino; es decir, de materiales del Neógeno marino inmediatamente superiores, o más modernos, que las calizas superiores del Neógeno marino del área prebética externa considerada. Igualmente, al Sur de Blanca el Tortoniense depositado sobre las Unidades alóctonas presenta una bellísima discordancia interna, de tipo angular. Pero, por otra parte, el Tortoniense marino depositado sobre el Prebético interno (cuenca de Calasparra) y sobre las Unidades alóctonas, se encuentra en su mayor parte subhorizontal. Aparte ciertas cobijaduras locales, el conjunto de los materiales Tortonienses no habría sido afectado por una compresión general bien manifiesta. En estas circunstancias, todo hace suponer que las cobijaduras locales, e incluso la discordancia intratortoniense de Blanca, se habrían originado en relación con los últimos reajustes gravitatorios de la masa de las Unidades alóctonas, que habrían tenido una desigual intensidad según los sectores considerados. En este supuesto no sería necesario invocar una verdadera fase de compresión, que afectase a escala regional a la cobertera y al substrato de la misma.

Puesto que la puesta en lugar de las Unidades alóctonas, es inmediatamente superior al depósito de las calizas superiores del Neógeno marino de la región estudiada (sector de Moratala); y puesto que en la transversal de Cieza-Abarán-Blanca, se constatan reajustes finales de esta masa gravitatoria que afectan a un Neógeno marino inmediatamente superior al representado en el área de la cartografía; es muy posible que -

Las calizas del Dogger, unas veces oolíticas y con textura de esparitas, y otras veces micritas, fueron sin duda depositadas en un ambiente marino, en un medio sedimentario con nivel de energía variable de unos episodios a otros. Es decir, con aguas quietas o tranquilas a veces, y en ocasiones agitadas, lo que parece en consonancia con una variación frecuente de la profundidad del depósito. Las condiciones de sedimentación parecen sugerir un depósito de plataforma, - unas veces más exterior y otras más interior. El espesor de la serie, junto con la textura de las calizas, sugiere una subsidencia progresiva, relativamente rápida, pero más o menos equilibrada con la colmatación de la cuenca. Este equilibrio tendería a mantener las condiciones de sedimentación, con fluctuaciones, sólo ligeras, en las condiciones de profundidad del depósito.

1₂) OXFORDIENSE SUPERIOR.

En la descripción de las series de este Sector Central, se ha visto como las "calizas nodulosas" del Oxfordiense superior, están representadas, y no siempre claramente, únicamente hacia las partes más periféricas del mismo. Hacia la periferia occidental (series de Elche de la Sierra, de la Sierra de la Solana de la Abeja, de Monte - Hierro, etc. . . .), se ha visto como su espesor no supera apenas 1 metro, o se reduce simplemente a "residuos" apenas perceptibles. En la parte más central y septentrional del Sector, podrían no haberse depositado, aunque no es posible asegurarlo dado el grado de descarnamiento general de la cobertura mesozoica a partir del mismo Oxfordiense superior. En la periferia oriental del Sector Central (series del Collado de los Lobos, y de la Sierra de Cabeza Llana), tampoco superan - apenas 1 metro de espesor.

El aumento de espesor de las calizas nodulosas, resulta más rápido hacia el SE, que hacia el Oeste y SO. Esto es, más rápido hacia el Sector oriental que hacia el Occidental. Este hecho, que se puede hacer extensivo a todo el Kimmeridgiense, indica ya desde el Oxfordiense superior, una subsidencia más fuerte del Dominio Prebético-Externo hacia el SE., que hacia el Oeste y SC; lo que se interpretará, en consonancia con otros hechos, en el capítulo de Paleogeografía e Historia Geológica.

Hacia el Sur del Sector Central, esto es en el límite - con el Sector Centro-Meridional, y como en todo este último sector, parecen faltar las calizas nodulosas del Oxfordiense superior. Así, el Sector Centro-Meridional puede suponerse un anexo del Sector Central con condiciones semejantes de sedimentación, y batimetría aún menor, durante el Oxfordiense superior y Kimmeridgiense, tal como se verá más adelante.

Así pues, el ambiente de sedimentación en el Sector Central durante el Oxfordiense superior, allí donde hubo depósito, fué el

los pliegues suaves de la parte superior del Neógeno marino de la Unidad Bética del Prebético externo, se deban también a la presión ejercida por la masa gravitatoria de las Unidades alóctonas sobre la cobertera prebética. El carácter local de dicho plegamiento, y las circunstancias expuestas, así parecen confirmarlo.

Así en la Unidad BETICA del Prebético externo se constatan las siguientes fases en relación con la datación de esfuerzos:

- una primera fase de compresión, que causaría el plegamiento de los materiales mesozoicos, y la distribución irregular del relieve que daría forma a la cuenca discontinua del primer depósito del Neógeno marino, y de su conglomerado arcillas silíceas o "formación roja" basal. Por las mismas razones aludidas para la Unidad Betic-ibérica (ver apartado VII.I-1-2-E), esta fase sería coetánea o inmediatamente anterior a la zona G. kugleri, esto es anterior o simultánea a la extrema base del Aquitaniense inferior. O bien, Oligoceno superior (Chattianse)-extrema base del Aquitaniense inferior;

- una segunda fase de compresión, quizás más importante que la anterior como parece suceder más ciertamente en la Unidad Betic-ibérica, responsable de la discordancia interna del Neógeno marino en la Unidad Bética, y posiblemente también de la formación de pliegues-falla y de escamas. Esto último no puede ser probado, pues en las escamas más importantes del Sector estudiado de la Unidad Bética, no se encuentran implicados los materiales inferiores del Neógeno marino. De tal manera, que es posible que parte al menos de las cobijaduras y fallas inversas de este sector hubieran sido causadas por la primera fase. Esta segunda fase, habría tenido lugar durante, o inmediatamente antes, del depósito de la parte inferior de las margas de la zona G. barisanensis, esto es, de edad Burdigaliense inferior según Bolli, o Langhiense inferior según Blow.

- entre estas dos fases de compresión, de haberse dado esfuerzos de distensión, serían muy moderados y no perceptibles en el hábito de las estructuras.

- una última fase de compresión muy moderada, con repercusiones en un plegamiento suave y local (ya que no se manifiesta en la Unidad Betic-ibérica vecina) de la parte superior del Neógeno marino. Esta fase habría tenido lugar, posiblemente, entre el Helvetiense y la extrema base del Tortoniense según la zonación de Bolli (Langhiense superior de Blow). Pero, según se ha propuesto anteriormente, esta fase podría ser debida a la presión de las masas gravitatorias de las Unidades alóctonas sobre la cobertera prebética.

mismo que el expresado para el Sector Occidental (apartado E₂, del capítulo V. III. 2. 2. E). Las condiciones de sedimentación, pueden haberse extensivas aquí. No obstante, la subsidencia fué menos acusada, sobre todo hacia la parte más central, Norte y Sur, del Sector, donde pudieron no haber llegado a depositarse las calizas nodulosas.

Se inicia pues así, en el Oxfordiense superior, la configuración de un umbral en el Sector Central, alargado de NO. a SE., que persistirá y se acusará aún más durante el Kimmeridgiense, como se verá más adelante.

13. KIMMERIDGIENSE INFERIOR-MEDIO.

Como en el Sector Occidental, la serie del Kimmeridgiense del Sector Central aparece siempre más o menos incompleta. Es decir, falta el conjunto margocalizo superior de la serie del Malm, que está presente únicamente en las series meridionales del Sector Oriental, según se verá más adelante.

Ahora bien, el conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm, bien desarrollado en las series periféricas del Sector Central, difiere netamente en sus facies con respecto al mismo conjunto en los sectores Occidental y Oriental. El contraste fundamental, es la existencia de un episodio de calizas oolíticas arenosas, a nivel del Kimmeridgiense inferior, en las series periféricas más occidentales del Sector Central (serie de Elche de la Sierra, serie de la Sierra de la Solana de la Abeja, y serie de Monte Hierro). Y dos episodios de calizas oolíticas arenosas, uno en el Kimmeridgiense inferior y otro en el Kimmeridgiense medio, o parte superior del conjunto calizo margoso, en las series periféricas orientales (serie del Collado de los Lobos, y serie de Cabeza Llana).

Estos episodios de calizas oolíticas arenosas, se intercalan entre otros de calizas microcristalinas y margas, semejantes a las de la misma serie en los sectores Occidental y Oriental. No obstante, algunos episodios de estas calizas aparecen frecuentemente dolomitizados o recristalizados, lo que no ocurre en los sectores adyacentes.

La textura de las calizas oolíticas arenosas, silíceas, con altos porcentajes de arena e incluso grava fina de cuarzo, de oosparitas, en ocasiones con restos de micrita, indica un ambiente de depósito, con aguas agitadas, de alto nivel de energía. El ambiente de sedimentación de estos episodios, indica sin duda una zona costera.

Por su parte, la textura de las calizas microcristalinas de los restantes episodios, micritas y pelmicritas, con frecuentes restos de pirita, sugiere un ambiente de depósito de bajo nivel de energía,

- una fase de distensión muy importante, previa y a la vez concomitante con el depósito del Mioceno superior en facies lacustre, posiblemente sincrónico, en parte, con el Tortonien- se marino de áreas más meridionales (cuenca de Calasparra). - Esta fase habría afectado al mismo zócalo, y sería responsable del volcanismo básico (fortunitas y jumillitas), así como del dia- pirismo más acentuado.

en un medio reductor, aguas tranquilas y relativamente profundas. La zona de sedimentación, correspondería probablemente a la plataforma interior.

El paso de oospiritas arenosas a micritas, en la vertical de la serie, y en sentido lateral hacia los sectores Occidental y Oriental, es por lo general muy rápido. Así pues, se pasa rápidamente en el espacio y en el tiempo, de un ambiente francamente costero, a un ambiente reductor de plataforma interior. Estos hechos corroboran la existencia de un umbral en el Sector Central, de muy poca batimetría, con respecto a los sectores adyacentes mencionados. Y así mismo, una fluctuación en la batimetría del Sector Central durante el Kimmeridgiense inferior y medio, que pasa dos veces consecutivas, en un intervalo de tiempo relativamente corto, de un ambiente de sedimentación de plataforma con bajo nivel de energía, a un ambiente de sedimentación costero de alto nivel de energía.

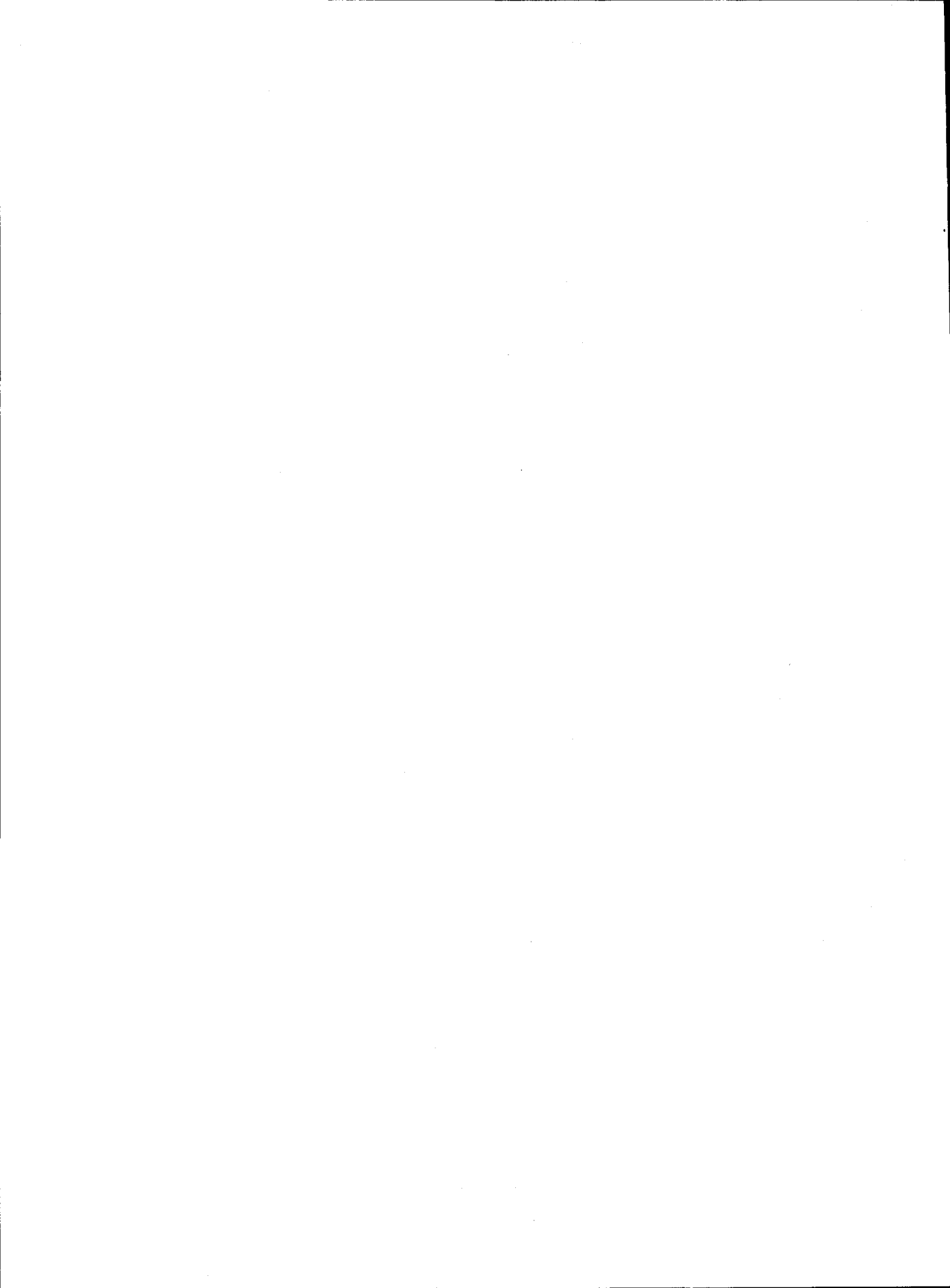
Este conjunto calizo-margoso y oolítico-arenoso, del Kimmeridgiense inferior y medio, cuenta con un espesor medio de unos 100 metros. No obstante, el espesor se reduce rápidamente al NE de Elche de la Sierra, no existiendo vestigios de su serie hacia el centro y parte norte del Sector. Vuelve a reaparecer, y a aumentar su potencia rápidamente hacia el Este, a partir de la serie del Collado de los Lobos, y asimismo, también parece reducir su potencia hacia el Sur, desde la Sierra de Cabeza Llana hacia las Sierras Seca y de los Donceles, y de aquí hacia el Sector Centro-Meridional, cuyas series se estudiarán más adelante. Estos hechos reafirman la existencia del umbral mencionado.

14) KIMMERIDGIENSE MEDIO.

Al conjunto calizo-margoso y oolítico arenoso, que comprende el Kimmeridgiense inferior y parte del Kimmeridgiense medio, sigue en la serie un conjunto dolomítico, de textura masiva, equivalente y semejante al de la serie tipo del Sector Occidental.

Se trata del conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm, considerada a escala regional, esto es, completa. Como en el Sector occidental, este conjunto dolomítico es el último episodio de la serie del Malm en estas latitudes. Se atribuye a escala regional al Kimmeridgiense medio, porque las calizas del muro y del techo, cuando la serie está completa, se han datado como Kimmeridgiense medio en ciertas ocasiones (véase serie de Sierra Maraña, capítulo V. III. 2. 4. A para datación de las calizas del muro de las mismas dolomías; y serie de La Melera, tramo 1, capítulo V. III. 2. 5. E., para las calizas del Kimmeridgiense medio al techo de las dolomías en cuestión).

El conjunto dolomítico intermedio, en el Sector Central, diferencia ya localmente algunos pasos laterales a calizas oolíticas y



oncolíticas. Es decir, a las calizas de Oncolitos a que pasan lateralmente las dolomías, en toda su masa y como un hecho generalizado, en las series nororientales del Sector Oriental. Estos pasos locales, en el Sector Central, son pues un preludio del hecho que se va a generalizar más hacia el Este.

Las dolomías del Kimmeridgiense medio, por los pasos laterales a calizas, y la forma irregular en que estos se producen, pueden considerarse, al menos en este sector, y más al Este, dolomías secundarias. Las calizas de "oncolitos", de las que proceden, se habrían depositado en aguas someras y cálidas, en condiciones semejantes a las del ambiente en que viven actualmente Algas similares, en las costas de Florida o de las Bahamas, a profundidades menores de 20 metros, de acuerdo con Fourcade (1).

El espesor del conjunto dolomítico intermedio, en las series del Sector Central en que se encuentra representado, no supera los 30 metros.

Estas dolomías, como las del Sector Occidental y Oriental, no contienen impurezas notables de terrígenos de cuarzo, lo que contrasta con el alto contenido de los mismos en algunas series del Sector Centro-Meridional.

Sobre estas dolomías, se apoyan en discordancia, las arenas de la facies "Weald-Utrillas", faltando en este sector el conjunto calizo margoso superior de la serie del Malm, bien representado pocos kilómetros al SE., S., y SO.

Tal como se verá en el capítulo de Paleogeografía y Geología Histórica, lo más seguro es que el Sector Central se encontrara ya emergido o muy próximo a la emersión, junto con el Sector Occidental y la parte norte del Sector Oriental, antes de finalizar el Kimmeridgiense medio. En estas circunstancias, no se habrían depositado los sedimentos carbonatados y margosos de la parte superior del Kimmeridgiense superior y del Portlandiense, que se encuentran bien representados al Sur (Sierra del Puerto, en el Dominio Prebético externo; y Sierra de la Muela, en el Dominio Prebético interno), y al SE (La Melera, y Embalse de Camarillas, en el Sector Oriental del Dominio Prebético externo).

1.5) CRETACICO INFERIOR.

El Cretácico inferior, como en todo el Dominio Prebético externo, en el Sector Central del mismo se encuentra representado en

(1) - Fourcade, E. 1971. Tesis doctoral, pág 81

T E C T O N I C A

P R E B E T I C O I N T E R N O

la facies "Weald-Utrillas" Su espesor en general es muy moderado, tanto más hacia el Norte del Sector.

En ocasiones, se apoya mediante discordancia erosiva sobre distintos términos del Jurásico. Así ocurre claramente en las series más septentrionales, entre el Vértice Buñuelos y el Cerrón - de la Gamella, al Norte de la Cra. de Hellín a Elche de la Sierra.

En aquellos casos en que la serie del Malm se encuentra más completa, hasta las dolomías del Kimmeridgiense medio, una peniconcordancia se deduce por la falta de depósitos del conjunto - calizo margoso superior del Malm.

El espesor de la facies Weald-Utrillas del Sector Central aumenta de forma progresiva hacia el SO., y SE.

1.6) CRETACICO SUPERIOR.

El cretácico superior está representado en el Sector Central muy escasamente.

Únicamente aparece en las series más periféricas del mismo, en general incompleto y con espesor moderado, salvo en - Elche de la Sierra, donde inmediatamente al Este de esta localidad aparece una de las series más completas del Cretácico superior típico del Domnio Prebético Exterro. No obstante, esta serie potente y completa unos kilómetros al Este de Elche de la Sierra, puede considerarse ya integrada en el Sector Occidental. En efecto, el límite entre ambos sectores, Occidental y Central, pasaría muy probablemente por el meridiano de Elche de la Sierra en consonancia con los cambios de facies del Malm.

En cuanto al ambiente de depósito y demás características, pueden hacerse extensivos para el Cretácico, los rasgos generales expresados para el Sector Occidental.

En la fig. 32 se expresan gráficamente las características de la serie tipo del Sector Central, indicándose sus principales variaciones.



JURASICO Y CRETACICO

Prebetico externo

sector centro-meridional

VII.I-2.- PREBETICO INTERNO

VII.I-2-1.- GENERALIDADES

VII.I-2-1-A.- CARACTERISTICAS MECANICAS DE LA COBERTERA

Las características mecánicas de la cobertera prebética interna son netamente diferentes, por su litología y espesor, a las propias de la cobertera prebética externa. De aquí, sin duda, la causa más fundamental del diferente estilo tectónico de esta gran Unidad.

Los materiales de la serie jurásica de la Unidad prebética interna, se desconocen en su mayor parte. En la parte estudiada, sólo en los sectores centrales, llega a aflorar la parte más superior del Malm, en una formación caliza, y en menor proporción margosa, cuyos niveles superiores pertenecerían ya al Neocomien se.

No obstante, los estudios regionales permiten suponer, -- según se ha visto en el capítulo de Estratigrafía, que al menos -- los sectores más septentrionales del Prebético interno cuentan -- con una serie jurásica muy análoga a la del Prebético externo.

En todo caso, las diferencias litoestratigráficas y mecánicas entre ambas Unidades, se acusan muy considerablemente a partir del Kimmeridgiense superior-Portlandiense y en todo el resto de la serie. Así, el Prebético interno cuenta con los siguientes términos:

- Un neocomiense esencialmente margoso, de más de 40 metros de espesor medio (los sondeos al Norte de su afloramiento, del I.G.M.E- I.N.C parecen confirmar un aumento de espesor en este sentido, hacia el N), mecánicamente incompetente;

- el resto del Cretácico inferior, con espesor del orden de 600 metros en los sectores centrales de la Unidad, y superior a 1.200 metros en el Sector más septentrional, aumenta su incompetencia mecánica en la mitad superior de su serie (Aptense superior-Albense), resultando también relativamente incompetente en su mitad inferior (Barremiense-Aptense inferior). En la parte inferior, predominan las calizas sobre las margas y arenas interestratificadas. En la parte superior, sucede lo contrario.



Así, el conjunto Portlandiense-Albense, puede considerarse como un gran episodio de incompetencia mecánica relativa. Este factor, junto con el considerable espesor del conjunto, es de gran importancia por amortiguar en gran medida la rigidez de la cobertera prebética interna.

- El complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, cuenta con una parte inferior, rígida y mecánicamente competente, en sus 150-200 metros de dolomías masivas de base. Su parte superior, dolomías y margas dolomíticas, más incompetente no está siempre representada. Este episodio ha respondido durante la distensión, constituyendo en su seno un amplio campo de fallas normales.

- Las calizas masivas del Coniaciense y las margas y calizas margosas del Senonense, mecánicamente competentes e incompetentes respectivamente, cuentan con poco espesor y se han subordinado al comportamiento tectónico de los conjuntos infrayacentes, fracturándose o plegándose dócilmente.

- El Nummulítico y el Oligoceno, con espesor medio -- del orden de unos 400 metros, conjunto más margoso que calizo aún con cierta heterogeneidad litológica vertical, constituye otro gran paquete de incompetencia mecánica relativa que ha respondido bien al plegamiento.

- El Neógeno marino, calcáreo y de moderado espesor en los sectores septentrionales, resulta mucho más margoso y muy potente hacia la parte meridional, donde se aminora considerablemente la rigidez mecánica. Este conjunto no ha intervenido en el plegamiento principal, resultando francamente discordante sobre el Mesozoico y Paleógeno, pero sobre el mismo han corrido las Unidades alóctonas.

Se observa pues, como la serie prebética interna posee un mayor número de episodios de cierta incompetencia mecánica, con respecto a los tramos rígidos intercalados, particularmente, hacia la parte superior. Con respecto a la Cobertera -- del Prebético externo, la diferencia es muy notoria, pues allí el espesor relativo de los tramos rígidos es contrariamente más significativo. De este modo, la potente Cobertera prebética interna ha respondido dócilmente al plegamiento más simple frente a los empujes tangenciales. Las fallas inversas y cobijaduras aparecen escasamente representadas, en proporción numérica infinitamente menor que en el Prebético externo. Aunque en regiones vecinas a la estudiada, los grandes pliegues del Prebético interno evolucionan con cierta frecuencia a pliegues-falla,

V. III. 2. 4. LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

El Sector Centro -Meridional se sitúa inmediatamente al Sur del Sector Central (fig. 7), del que puede considerarse una prolongación, si bien con algunas peculiaridades muy significativas en sus series jurásicas.

Es de advertir, que este sector Centro -Meridional no significa el confín del Dominio Prebético Externo en la transversal en que se sitúa el mismo. En efecto, el Dominio Prebético Externo continúa aún más hacia el Sur en esta dirección, incluyendo las series de la Sierra del Puerto y Sierra de Algaidón en la transversal de Calasparra. No obstante quedar la Sierra del Puerto fuera de los límites del presente estudio, puedo avanzar (1) que esta alineación montañosa presenta series prebéticas externas con afinidades mixtas a las de los sectores considerados en este trabajo.

La situación geográfica del Sector Centro-Meridional del área estudiada se expresa en la fig. 33; y un esquema geológico de parte del mismo, con la situación de las series más importantes, en la fig. 34.

Se describen a continuación las siguientes series del Jurásico y Cretácico de este Sector, como más representativas del mismo.

- A) en Sierra Maraña y Cerro de Algibe.
- B) en la Sierra de Cubillas.
- C) en el Cerro de los Gamonares.

V. III 2 4 A LA SERIE EN SIERRA MARAÑA Y CERRO DEL ALGIBE. (fig. 35 A).

La S^a. Maraña y el Cerro del Algibe se sitúan al Sur del límite de las Hojas de Isso y de Elche de la Sierra, entre el -- Embalse del Cerajo al N. y la pequeña alcea de Almiraz al S.

(1). - El autor se ocupa actualmente del estudio de la Hoja de Calasparra, entre otras, para la Empresa Nacional ADARO y el I. G. M. E., dentro del Plan MAGNA.

estos resultan siempre de gran estilo. En ningún caso la complicación estructural alcanza el alto grado que corresponde a los -- apretados haces de pequeñas y numerosas escamas tectónicas, -- tan frecuentes en el área prebética externa.

Merece destacarse, además, el papel mecánico desempeñado por los episodios margosos superiores de la cobertera -- prebética interna, facilitando el corrimiento sobre la misma de las Unidades alóctonas meridionales. En efecto, la parte superior de la cobertera prebética interna, desde el Senonense hasta el Neógeno, ha proporcionado una potente base semiplástica que ha coadyuvado con el Keuper en el deslizamiento de las Unidades alóctonas hacia el NNO.

VII.1-2-1-B.- RASGOS TECTONICOS DEL CONJUNTO EN LA UNIDAD PREBETICA INTERNA

El Prebético interno constituye una gran Unidad autóctona, como el Prebético externo, pero del que difiere en su estilo tectónico.

Según se ha visto con antelación, la relación entre ambas grandes Unidades se establece mediante una importantísima falla de zócalo en el área estudiada, de valor paleogeográfico.

El límite meridional del Prebético interno no se conoce en estas regiones; pues los últimos afloramientos (al Sur del -- Río Benamor) no representarían este límite. Es muy posible, -- que al igual que entre las Provincias de Jaén y Granada (Fou--cault, 1960-61), pero en este caso bajo las Unidades alóctonas, existan series tales como las definidas allí como "intermedias" y paraautóctonas (series de Sierra Seca). Estas supuestas se--ries, deberían marcar los pasos laterales hacia el Sur, desde las series representadas en la cartografía del presente trabajo, hasta la serie de la Puerta o Prebético meridional (Paquet, 1969), que aflora en la transversal de Moratalla-Caravaca. La "Unidad intermedia" de la Sierra de la Puerta, paraautóctona o posiblemente algo corrida hacia el Norte según se ha discutido con antelación, al describir su estratigrafía, pudiera representar, -- bien la parte meridional del Prebético interno, o bien una "serie intermedia" relativamente septentrional entre el Prebético y el Subbético. En todo caso, de ambiente de depósito más interior que el de las "series intermedias" de S^a Seca descritas por -- Foucault en la Provincia de Jaén.

A1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

No afloran aquí los términos liásicos.

El Dogger se presenta en la "facies dolomías con arena y grava". La atribución de sus términos litológicos al Dogger, ya ha sido discutida con antelación al tratar en detalle sobre el complejo dolomítico del Jurásico basal. (V. III - 2- 1- F)

Las dolomías del Dogger, que afloran únicamente en sus 150 a 200 metros superiores en la presente serie, deben contar no obstante con un espesor real superior a los 300 metros, teniendo en cuenta la potencia de las mismas en la inmediata Sª del Buho.

A2) LOS TERMINOS DEL MALM EN SIERRA MARAÑA.

El conjunto de los términos del Malm en Sª Maraña no sobrepasa apenas los 50 metros de espesor.

Se discute a continuación sobre la composición de los mismos, y sobre la ausencia más o menos parcial de algunos de estos términos.

Conjunto calizo margoso inferior (con "residuos" muy locales del Oxfordiense superior, posible falta del Kimmeridgiense inferior, y buena representación del Kimmeridgiense medio).

Las calizas nodulosas del Oxfordiense superior faltan en la mayor parte de los puntos constatados, en el contacto entre las dolomías del techo del Dogger y la base del conjunto calizo margoso inferior del Malm.

Únicamente en uno de estos puntos, situado aproximadamente en la intersección del meridiano que limita las Hojas de Isso y Elche de la Sierra con la cota 500 de Sª Maraña, en la charnela del anticlinal fallado en su labio sur que constituye Sª Maraña, se ha podido encontrar sólo residuos de un banquito de unos centímetros de espesor que se atribuye al nivel de base de las calizas nodulosas. Este banquito apenas contaba con unos decímetros de continuidad lateral, ya trastornado antes del muestreo. Se trata de una caliza rosada, típica en la base de las calizas nodulosas, que ha librado restos de Espungia rios, frecuentes Protoglobigerinas, protoconchas, Valvulina sp., Lituosepta sp., Eggerella sp., restos de Lamelibránquios y de Gasterópodos.

Su macrofacies y microfacies, resultan características al menos a escala regional por la presencia de Protoglobigerinas, de las calizas nodulosas que en las series más completas contienen una abundante fauna de Ammonites del Oxfordiense superior.

Al contrario de lo que sucede en las regiones prebéticas externas, el PREBETICO INTERNO mantiene siempre sus pliegues con directrices propiamente béticas. Las estructuras tienden a mantener el rumbo NE-SO y ENE-OSO, con inflexiones moderadas hacia el E-O. En ningún caso, se constatan interferencias de orientaciones estructurales de tipo ibérico.

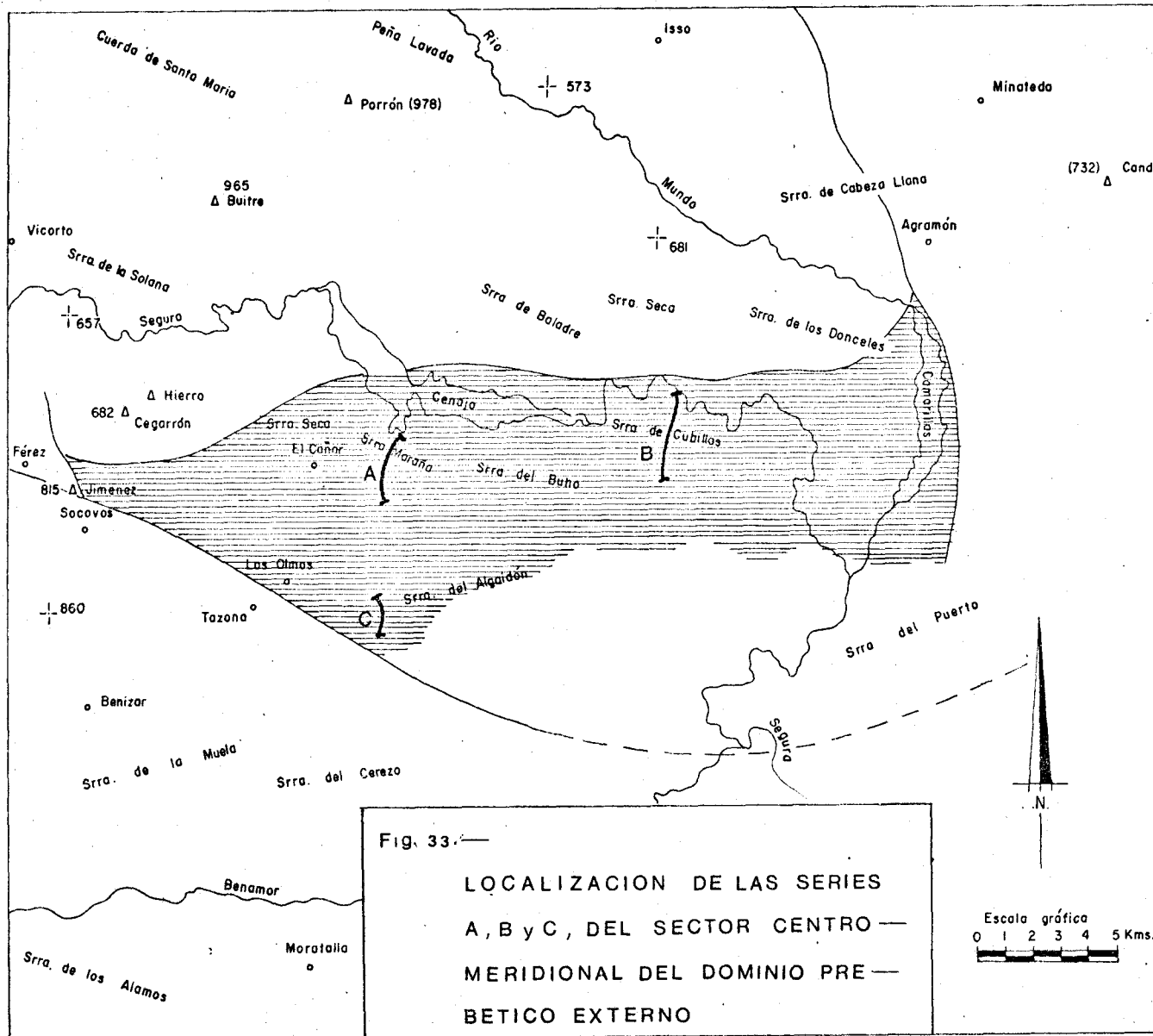


Fig. 33.—
 LOCALIZACION DE LAS SERIES
 A, B y C, DEL SECTOR CENTRO—
 MERIDIONAL DEL DOMINIO PRE—
 BETICO EXTERNO

El presente hallazgo establece suficientemente, a juicio del autor, la existencia de depósitos carbonatados, en parte al menos de este sector del Embalse del Cenajo, durante el Oxfordiense superior. No existe posibilidad de que sean residuos rodados.

No obstante, el hecho más general es que el primer nivel calizo que se apoya sobre las dolomías del techo del Dogger, a lo largo de su contacto intensamente muestreado, contenga ya Alveosepta jaccardii (Schrodt) muy frecuente.

Según la zonación establecida por Fourcade en las regiones prebéticas que se sitúan al Este de las que aquí se estudian(1), Alveosepta jaccardii (schrodt) debutaría en la parte superior del Kimmeridgiense inferior, estando presente fundamentalmente en todo el Kimmeridgiense medio.

Los hechos apuntados, junto con la ausencia en esta serie de las margas y margocalizas que constituyen en casi todas las series el Kimmeridgiense inferior, con Ammonites característicos en ocasiones, parecen sugerir la ausencia de depósitos del mismo en estos parajes.

El conjunto calizo margoso calizo arenoso aquí representado podría pues, lo más probablemente, corresponder en su totalidad al Kimmeridgiense medio.

La presencia sólo de "residuos" del Oxfordiense superior, que se habría depositado y posteriormente habría sido barrido casi en su totalidad, se explicaría por una emersión o submersión durante el Kimmeridgiense inferior que a su vez habría provocado la ausencia de depósitos durante esta etapa.

El conjunto calizo margoso del Kimmeridgiense inferior-medio en S^a Maraña, se compone en detalle de los siguientes tramos:

Tramo 1. - 12 a 15 metros. Calizas bien estratificadas, en bancos del orden de 0,1 a 0,3 metros. Con texturas que en los niveles inferiores alternan entre intraesparruditas oolíticas y micritas, y en el resto biomicritas e intramicritas. En los niveles más superiores están algo recristalizadas. En general contienen fracciones del 1 al 3% de limo y arena de cuarzo. Algunos niveles contienen además pelets y oolitos dispersos.

Estas calizas han librado frecuentes Alveosepta jaccardii

(1) - Fourcade, Tesis Doctoral (1970, fig 2, pág 16), "Tableau de répartition stratigraphique des principaux Foraminifères, Algues et Spicules du Malm et du Crétace basal!"

VII.1-2-2.- SISTEMATICA ESTRUCTURAL DEL AREA
PREBETICA INTERNA EN LA REGION ES-
TUDIADA

Se distinguen los siguientes sectores, compuestos de sistemas de pliegues y fallas (Fig. 93 AyB):

- A) Sector comprendido entre las localidades de Peñarrubia, Socovos y Benizar, con
- un sistema de pliegues suaves entre Peñarrubia y Letur y
 - un anticlinorio afectado por un amplio campo de fallas normales, entre Letur, Socovos y Sabinar
- B) Sector comprendido entre Socovos, Benizar y la Sierra de la Muela, cuyas estructuras más significativas son anticlinales y sinclinales.

En realidad el conjunto de los sectores A y B constituyen un amplio anticlinorio, del cuál, el Sector A presenta pliegues suaves y fallas normales en los materiales más rígidos y competentes del Cretácico superior. Mientras que en el Sector B afloran ampliamente los materiales más incompetentes del Cretácico inferior. Se trata de una disarmonía entre el plegamiento de los materiales aptenses-albenses con respecto a los cenomanenses. Los movimientos intracretácicos, en estas regiones al menos, se manifiestan como verticales y muy probablemente ligados a la halocinesis del Keuper. En este sentido, ambas causas habrían coadyuvado en la disarmonía del plegamiento, sin necesidad de suponer esfuerzos tangenciales intracretácicos.

VII.I-2-2-A.- SECTOR COMPRENDIDO ENTRE PEÑARRUBIA, SOCOVOS Y BENIZAR

Se sitúa este sector estructural al NO de la línea Socovos-Sabinar.

Se caracteriza por la adaptación de la cobertera a un sistema de pliegues amplios y suaves, orientados ENE-OSO, con desviaciones hacia el NE-SO.

A estos pliegues se sobreimpone un amplio campo de fallas normales, de orientación paralela o subparalela a los ejes de los pliegues. En el conjunto se distingue:

- Un sistema de pliegues suaves, apenas afectados por fallas, orientados NE-SO, que se localiza entre las localidades de Peñarrubia al NO y Letur al SE. Los ejes de estos pliegues son casi perpendiculares a la línea divisoria entre las regiones prebéticas, externa e interna, y aparecen como truncados por la misma. Estos pliegues se constatan en el potente complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

- Un amplio campo de fallas normales que desfigura una amplia estructura en anticlinorio, a la que se sobreimpone. Ocupan estas estructuras una amplia franja, alargada entre Letur-Socovos al NE, y Sabinar al SO.

El juego de las numerosas fallas normales ha rebajado la zona axial del anticlinorio, situada entre la Sierra de los Estepares al N, Cerro Gordo al S, y el Alto del Talayón al E. En esta zona axial, se constatan entre los materiales senonenses, pequeños anticlinales y sinclinales.

La gran densidad del campo de fallas normales ha transformado la configuración tectónica original del anticlinorio.

Algunas de estas fallas llegan a superar los 10 km de longitud, y salto de algunos centenares de metros.

La Sierra de Zacatín, constituye el escalón más elevado de una serie de peldaños, como los de la Sierra de la Umbría de la Mata y Cerro Gordo, que descienden tectónicamente de Sur a Norte, hacia la zona axial del anticlinorio. Algo semejante ocurre de Norte a Sur, donde los bloques montañosos comprendidos entre el Cerro de los Colmenares, Cuerda de Reolid, Sierra de la Angula, Calar de la Peña del Aguila y Sierra de los Estepares, se van hundiendo progresivamente hacia la zona axial.



Fig. 34. — Mapa geológico de las inmediaciones del Embalse del Cenajo

dii (Schrodt) en casi todos los niveles, Alveosepta powersi (Redmond), Favreina sp., Eggerella sp., Globochaete sp., Nautiloculina sp., Glo-
mospira sp., Ophthalmídeos, Ostrácodos, coprolitos, espículas, Cri-
noides, Gasterópodos, esquirlas de Lamelibránquios, protoconchas y
placas de Equinodermos.

Hacia la mitad del tramo, un nivel contrasta por su ma-
yor pobreza en fauna, y ha librado solo oogonios de Charáceas, Ostrá-
codos y Gasterópodos.

Tramo 2. - 10 metros aproximadamente. Calizas microcristalinas, en
general dolomitizadas o recristalizadas en grano fino, que alternan -
con nivelitos de margas. Textura de microesparitas, seguramente por
recristalización a partir de micrita.

Contienen limo de cuarzo, en proporciones siempre infe-
riores al 5%.

Hacia el Este de S^a Maraña, donde la Rambla Honda cor-
ta la misma serie, cuyo muro está allí en contacto por falla con las -
arenas "Weald-Utrillas", este tramo superior presenta sus calizas me-
nos recristalizadas. Contienen estas calizas menos restos orgánicos -
que el tramo de base, y han librado únicamente fragmentos de Equino-
dermos, Lamelibránquios y Gasterópodos.

En la misma Rambla Honda este tramo viene coronado -
por un nivel de unos decímetros de arena o arenisca meteorizada de
color blanco.

Conjunto dolomítico intermedio (Kimmeridgiense medio)

Tramo 3 - Sobre el conjunto calizo margoso de S^a Maraña, vienen -
unos 25 metros de dolomías de grano medio a grueso, con formas rom-
boédricas. Contienen "sombras" de aloquímicos. Estas dolomías son -
algo areniscosas, pero bastante menos que las del tramo equivalente -
en el Cerro del Algibe, que se sitúa inmediatamente al Sur.

A3) LOS TERMINOS DEL MALM EN EL CERRO DEL ALGIBE.

Sobre el flanco norte del anticlinal del Cerro del Algibe,
que se sitúa al N. de Almirez, y sobre las mismas dolomías del Dogger,
viene un conjunto calizo margoso equivalente a los tramos 1 y 2 de S^a.
Maraña.

No se han encontrado aquí vestigios de las calizas nodu-
losas del Oxfordiense superior.

Por el contrario, entre el Calar de la Peña del Aguila, Socovos y el vértice Calamorra (961 m.) las fallas hundien los bloques progresivamente hacia el NO, constituyéndose una -- pequeña fosa tectónica, subsidiaria de la mayor localizada en la zona axial, con centro en el lugar denominado El Orillo.

VII.1-2-2-B.- SECTOR COMPRENDIDO ENTRE SOCOVOS, BENIZAR Y LA SIERRA DE LA MUELA

Este sector comprende en su mayor parte prolongación del anticlinorio del Sector anterior hacia el Noreste, entre Socovos y Benizar, además de otros pliegues importantes entre Benizar y el curso del Rio Benamor.

Las fallas normales, en número o densidad considerablemente menor que en el Sector precedente, cuentan sin embargo con saltos importantes. Por el contrario, las numerosas estructuras anticlinales y sinclinales, aparecen muy bien perfiladas.

La orientación principal de los pliegues es ENE-OSO. No obstante las estructuras más meridionales tienden a orientarse NE-SO, al contrario que en las proximidades al límite con el Prebético externo donde las estructuras se inflexionan hacia el E-O.

Las estructuras más significativas de este Sector son las siguientes:

- Un anticlinorio entre Socovos al Norte y Benizar al Sur, de orientación general NE-SO y ENE-OSO, según las inflexiones de sus pliegues. Mientras que en su mitad SE las estructuras se aprietan o apilan en un estrecho "haz" de anticlinales y sinclinales, la mitad NO constituye una serie monoclin al buzando moderadamente hacia el NO.

Los dos anticlinales principales del referido anticlinorio, cuyos ejes pasan respectivamente por Cerro Marín (981 m), y Cerro Navarro (1006 m.), y el sinclinal intermedio, presentan en general buzamientos suaves en sus flancos; con excepción del anticlinal más meridional, cuyo flanco SE buza más de 50 grados en su parte oriental. Al Sur de este pliegue anticlinal, bajo el recubrimiento cuaternario por el que discurre la carretera de Benizar a Tazona, existiría un pliegue sinclinal muy apretado, lo que parece deducirse del fuerte buzamiento de las capas que afloran esporádicamente.

SIERRA DE CUBILLAS

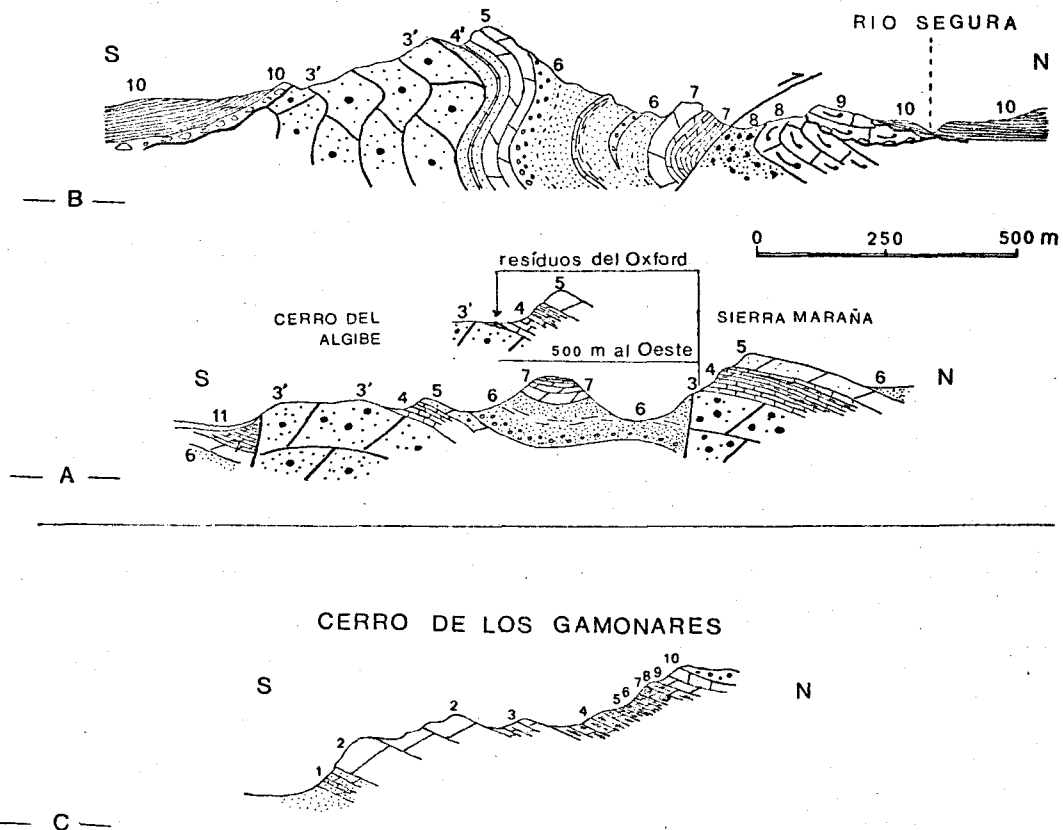


Figura 35.- Perfiles geológicos de las series estudiadas en las inmediaciones del Embalse del Cenajo. Situación en la figura 34.

Explicación de la figura 34

- 1) margas yesíferas, afloramientos diapíricos del Keuper;
- 2) dolomicritas estratificadas, con margas verdes y rojas al techo; del Lías;
- 3) dolomías granudas (3', con grava y arena silíceas), del Dogger;
- 4) calizas y margas del Kimmeridgiense;
- 5) dolomías masivas del Kimmeridgiense;
- 6) arenas, margas arenosas y gravas silíceas, de colores vistosos, del Cretácico inferior;
- 7) dolomías del complejo Cenomanense-Turonense;
- 8) calizas bioclásticas del Mioceno inferior sinorogénico;
- 9) calizas bioclásticas del Mioc. inf.-medio, postorogénico;
- 10) calizas y margas lacustres, del Mioceno superior-Plioceno;
- 11) derrubios cuaternarios y aguas del embalse.

Los pliegues del referido "haz", se presentan estrechamente paralelos en la mitad NE. Pero hacia la mitad SO, los dos anticlinales principales se inflexionan hacia direcciones divergentes entre sí. El anticlinal de Cerro Marín diverge hacia el E-O, y una vez separado del resto de los pliegues, recupera el rumbo habitual ENE-OSO, antes de hundir su eje hacia el SO en el Campo de Mazuza. El resto de los pliegues siguen estrechamente unidos, inflexionándose en ambos extremos hacia el NE-SO, con su parte central orientada ENE-OSO.

- Entre las fallas inversas, al Sur y al Norte del anticlinorio anterior, se han descrito con antelación dos cobijaduras, mediante las cuales las dolomías del Cenomanense cabalgan sobre los materiales del Neógeno marino (ver apartado B₄, de V.V-2-2-B). La más curiosa de estas cobijaduras, se localiza entre el vértice Picachos (1087 m.) y la Casa del Aire. Mediante la misma, las dolomías cenomanenses cabalgan parte del Neógeno marino de la parte superior de la zona G. Insueta, cuyo depósito prosigue después del cabalgamiento local, sellando la misma falla inversa.

- Otro sinclinal, cuyo flanco Norte afloraría en las dolomías cenomanenses del vértice Picachos (1087 m.), y flanco sur en la vertiente norte de la Sierra de la Muela, hundiría su eje hacia el SO bajo el Neógeno marino que se extiende por el Puntal de la Covacha hacia el curso del Río Benamor.

- El anticlinal de la Sierra de la Muela, es la estructura meridional más importante del Prebético interno. En su flanco meridional aparecen ya los testigos del corrimiento de las Unidades alóctonas.

El gran anticlinal de la Sierra de la Muela, cierra periclinalmente en sus dos extremos. En su parte oriental (Alto de los Vinateros) tiende a orientarse casi E-O; en su parte central, ENE-OSO; en su mitad occidental NE-SO.

El flanco septentrional de esta gran estructura buza moderadamente hacia el NNO, y se encuentra en parte hundido por fallas normales importantes, oblicuas o paralelas al eje del pliegue. Otras fallas normales, más o menos importantes afectan a la charnela y núcleo del mismo. Igualmente, una pequeña falla de desgarre, de dirección NNO-SSE, corta las capas del flanco meridional a la altura del Camino del Cjo. de la Muela - al Cjo. de El Campanero.

El conjunto calizo margoso, apenas tiene aquí margas intercaladas, y resulta moderadamente menos potente que en S^a Maraña.

Al igual que en S^a Maraña el nivel calizo de base y otros más superiores han librado Alveosepta jaccardii (Schrodt).

Las dolomías que constituyen el conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm, no superan aquí los 15 metros de espesor. Su diferencia fundamental con respecto a las de S^a Maraña, es su gran contenido en gravas y arena de cuarzo.

A4) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

El flanco norte del anticlinal del Cerro del Algibe, permite una buena observación de las facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior. Afloran aquí, constituyendo un sinclinal entre los anticlinales del Cerro del Algibe y de S^a Maraña.

El espesor no puede calcularse con toda exactitud, debido al recubrimiento en parte, y también al contacto por falla con el Jurásico de S^a Maraña. No obstante, puede estimarse en todo caso del orden o superior a los 150 metros.

Comienza su serie por un potente tramo de conglomerados de cuarzo y cuarcita, de cantos grandes y bien rodados. Y prosigue, con una alternancia de arenas y arcillas versicolores, que constituyen la mayor parte de su serie.

La serie es muy semejante a la que se ha definido con más detalle al ONO, en la vertiente norte de la S^a de la Solana.

A5) CRETACICO SUPERIOR. Complejo dolomítico del Cenomanense - Turonense.

Únicamente está representado en su parte inferior, con el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

Su espesor resulta moderado.

El tramo de dolomías masivas de base, de grano medio - en general, no supera apenas los 15 metros de espesor.

La secuencia de calizas dolomíticas de grano fino y bien estratificadas, estaría incompleta por acusar un proceso de erosión en su parte superior. Posiblemente por este motivo, no sobrepasa los 30 metros de espesor; y esto al Oeste de Almirez, donde la serie se encuentra hundida por falla al Sur del anticlinal del Cerro del Algibe, y por este motivo más conservada de la erosión.

Por el contrario, el flanco meridional buza, en general, fuertemente hacia el SE: entre 50 y 80 grados en la parte oriental de la estructura. Pero en la mitad occidental de la misma, el mismo flanco se repliega fuertemente, proporcionando un sinclinal y un anticlinal, a manera de dos importantes repliegues. De estos, el sinclinal buza moderadamente en sus dos flancos; por el contrario el flanco - SE del anticlinal se presenta invertido en su mayor parte. Este último pliegue presenta así una vergencia "antibética".

Si se consideran los buzamientos de los pliegues de todo el Sector, se constata un progresivo aumento del mismo en los flancos meridionales de las estructuras, conforme se avanza hacia el SE, hasta llegar a la inversión del repliegue anticlinal "antibético" antes referido. Así, todas las estructuras del Sector tienen tendencia a la vergencia hacia el SE.

VII.1-2-3.- CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PREBETICA INTERNA EN EL AREA ESTUDIADA

La característica fundamental del hábito estructural, es la marcada tendencia a la orientación de los pliegues hacia el NE-SO, así como una vergencia hacia el sureste, "antibética", en los pliegues más meridionales.

El acortamiento de la cobertera resulta muy moderado en su conjunto en relación con el área prebética externa, a consecuencia -- del escaso número y moderada importancia de fallas inversas, y el estilo tectónico general en amplios pliegues cuyos flancos buzan fuertemente sólo de forma ocasional.

La orientación de los esfuerzos de compresión máxima, oscila dentro de una misma estructura y en estructuras diferentes, entre las direcciones NO-SE, NNO-SSE, y menos frecuentemente casi N-S. La máxima intensidad, cuando no resulta equilibrada en los esfuerzos de igual dirección y sentido opuesto, se realiza preferentemente hacia los de componente Sur.

Los esfuerzos verticales de distensión, posterior al plegamiento principal, tienen gran importancia. De intensidad tanto mayor en la parte o Sector más occidental de los dos considerados. Estas fallas normales se produjeron, en parte durante el depósito del Neógeno marino pudiendo haber dado lugar a una discordancia interna del mismo

por basculamiento de bloques (véase apartado B₁, de V.V-2-2-B); y en parte también posteriormente al depósito del mismo, en las fallas que afectan a sus niveles más modernos.

La datación de los esfuerzos principales en el dominio Prebético interno (parte estudiada) puede llevarse a cabo con más precisión que en el Prebético externo, una vez que las series están más completas y pueden ser datadas con más exactitud: Aparte los movimientos verticales causantes de la mayor subsidencia del área prebética interna, y de subsidencias diferenciales dentro de la misma que dieron lugar a la formación de umbrales durante la etapa preorogénica, los esfuerzos durante la etapa orogénica se ajustaron a las siguientes fases:

1º) una primera fase de compresión, la más importante en este caso, concomitante o inmediatamente posterior al depósito de los materiales de la zona G. kuçleri. Esta fase se produciría entre el Chattienso (Oligoceno superior) y la extrema base del Aquitaniense inferior. Mediante la misma se llevó a cabo la configuración de los pliegues, prácticamente hasta el estadio que presentan actualmente, y la discordancia angular del conjunto del Neógeno marino sobre el Mesozoico y Paleógeno.

2º) una segunda fase de compresión de pequeña intensidad, dado que se manifiesta sólo muy localmente, se daría durante el depósito de la parte superior de la zona G. insueta. Es decir, durante el Aquitaniense superior según la zonación de Bolli, o por el contrario Burdigaliense superior según la zonación de Blow. Esta fase, moderada sería responsable de la cobijadura del Neógeno marino por las dolomías cenomanenses del vértice Picachos (1087 m) al SO de Benizar.

3º) la fase de compresión concomitante con el depósito de la parte inferior de la zona G. barisanensis, de tanta importancia en la constitución de escamas y discordancias internas en el Neógeno marino de las Unidades Prebéticas externas, apenas refleja su importancia en esta parte del Prebético interno. Sólo una cobijadura, al Este de Socovos, en las proximidades al límite Prebético externo. Por el contrario, en la cuenca de Moratalla, no se produce discordancia angular por compresión en estos términos litoestratigráficos.

4º) la fase de distensión más importante que se constata en esta parte del Prebético interno, tiene lugar seguidamente entre el depósito de la zona G. fohsi y el de la zona G. lobata-robusta (véase apartados V.V-2-1-A, tramo e; y B₁ del V.V-2-2-B). El conglomerado poligénico de la parte superior del Neógeno marino, y la basculación en la Sierra del Zacatín que da lugar a una discordancia interna en el Neógeno marino, tendrían según la zonación de Bolli una edad Burdigaliense superior; según la zonación de Blow, Langhiense medio.

No se encuentran en estos parajes, restos de la serie carbonatada del Coniaciense-Senonense, si bien dicha serie se encuentra bien representada más al Sur, en su facies típica, marino-lagunal, fuera del área cartografiada (1).

V. III. 2. 4. B. LA SERIE EN LA SIERRA DE CUBILLAS

La Sierra de Cubillas se sitúa al S. del Río Segura y al E. de la presa del Embalse del Cenajo (fig. 7 y 35 B)

B1) CONJUNTO DOLOMITICO DEL JURASICO BASAL.

No llega a aflorar el Lías.

El Dogger, análogo al de S^a Maraña, aflora únicamente en sus 250 metros superiores, y también se presenta en la "facies dolomías con grava y arena", típica del Sector Centro-Meridional. Con antelación, fueron descritas las características de esta facies, así como los motivos de su correlación con el complejo dolomítico del Jurásico basal (véase capítulo, V. III. 2. 1. D.).

B₂) MALM (?).

En la S^a de Cubillas, sobre las dolomías del Dogger vienen unas facies "sui generis", que el autor atribuye al Malm por los motivos que se expondrán a continuación. No obstante no existen argumentos categóricos para dicha atribución, que se hace con el carácter de hipótesis.

- a) Facies arenosa con intercalaciones de nivelitos calizos, que hipotéticamente pudiera equivaler al conjunto calizo-margoso inferior de las series del Malm inmediatas.

Sobre las dolomías que se atribuyen al Dogger, por sus afinidades en espesor y litología a las del resto de las series del Sector Centro-Meridional, viene en la S^a de Cubillas un tramo esencialmente arenoso. No difiere este en su aspecto, esencialmente, de las facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior. No obstante su espesor no supera los 30 metros, y el tramo arenoso en cuestión se encuentra más bajo en la serie que la formación terrígena del Cretácico inferior, más ampliamente desarrollada.

Se compone este tramo de arenas, areniscas y arcillas -

(1) - En la Hoja de Calasparra, de cuyo estudio y cartografía se ocupa el autor en la actualidad. Justamente al Este de la Cra. del Embalse del Cenajo a la de Calasparra-Moratalla, entre 3-4 Km. al Norte del cruce de ambas carreteras, entre otros puntos.

La llegada y puesta en lugar de las Unidades alóctonas sobre el Neógeno marino del Prebético interno, sería inmediatamente posterior al depósito de las zonas *G. lobata/robusta*, o *G. ruber* (no bien datadas). Esto es, Burdigaliense superior - Helvetiense según la zonación de Bolli; Langhiense medio, según la zonación de Blow.

de colores vistosos, e intercala además de uno a tres nivelitos, según el itinerario del corte, de 0,1 a 0,3 metros de espesor, de calizas microcristalinas.

Estas calizas, con textura de micritas, contienen sólo - pequeñas cantidades de limo y arena de cuarzo (1 al 5%). Únicamente han librado espículas, Ostrácodos, esquirlas finas y cortas, pequeños Gasterópodos, Ataxophragmidos, Ophthalmídeos y Algas (Termeque - Ila sp.).

Las arenas y areniscas, resultan azoicas. Las últimas - presentan texturas propias de cuarzarenitas, con cemento carbonatado matriz cerística y mica.

Los siguientes hechos, inclinan a correlacionar este - tramo arenoso con el conjunto calizo-margoso inferior del Malm de - las otras series:

1º. - Situación estratigráfica del tramo sobre las dolomías del Dogger, y debajo de un segundo tramo dolomítico (b), de facies y espesor semejante a las dolomías del Kimmeridgiense medio de las series más inmediatas.

2º. - Al tramo dolomítico anterior (b), siguen, como en las demás series, las facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior.

3º. - La serie (a) corresponde a una sucesión estratigráfica, e introducir una falla en el presente caso, para invocar una repetición tectónica de las facies de Utrillas, sería a mi juicio querer forzar una hipótesis. Donde el afloramiento no está recubierto por terreno coluvial, no existe indicio alguno de contacto mecánico.

4º. - El espesor moderado del tramo, es aproximadamente equivalente al del conjunto calizo-margoso de la serie de S^a Maraña, e inferior aún al de las otras series, y muy distinto del propio del Cretácico inferior continental en este sector.

5º. - La existencia de un nivel arenoso al techo del conjunto calizo margoso del Kimmeridgiense de S^a Maraña (véase tramo 2, de A2, capítulo V. III. 2. 4. A.).

Aquel nivel arenoso, podría significar un prelude de - un posible paso lateral de facies, hacia el Este del Sector, de todo el conjunto calizo margoso a una facies terrígena litoral.

6º. - La casi segura ausencia del Kimmeridgiense inferior en S^a Maraña, que por otra parte venía reduciendo su espesor de Oeste hacia el Este.

TECTONICA

DISPOSICION ESTRUCTURAL
entre
LAS UNIDADES INTERMEDIAS
y
EL SUBBETICO en sentido estricto

Debido a este hecho, "en consonancia con la existencia de un umbral", no repugna la hipótesis de un paso lateral a facies terrígena hacia el Este, de la misma serie.

79. - La existencia de episodios de facies muy costeras, en el conjunto calizo margoso de las series que afloran al Norte y al Oeste de la presente.

89. - La disminución progresiva de espesores, también de Norte a Sur, entre las series del Sector Centro-Septentrional y las del Sector Centro-Meridional.

99. - La misma intercalación de esos nivelitos de calizas microcristalinas en el tramo arenoso en cuestión, que presentan una microfacies muy similar a la de ciertos niveles del conjunto calizo-margoso del Kimmeridgiense (mitad del tramo 1 de la serie A₂).

Ninguno de los hechos enumerados, por sí sólo, resuelve el problema. Pero el conjunto de los mismos, me parece abogar por esta posibilidad de paso lateral de facies.

Desafortunadamente, la tectónica de bloques mecánicamente independizados en el Sector Centro-Meridional, y el recubrimiento Mioceno que se interpone entre los mismos, junto con diapiros del material del Keuper, impide constatar la verosimilitud de un posible paso lateral de facies, desde el conjunto calizo margoso inferior del Kimmeridgiense de S^a Maraña a la facies terrígena del mismo tramo en la S^a de Cubillas. Por otra parte, la mecánica de escamas de las series comprendidas al Norte, y la independencia mecánica de la S^a de Cubillas con respecto a las mismas, también dificulta la constatación de toda correlación sobre el terreno en aquella otra dirección.

b) Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm(?)

Sobre el tramo arenoso anterior, viene un conjunto dolomítico, de unos 25 a 30 metros de espesor máximo. Estas dolomías son también relativamente areniscosas, y de grano medio. En su espesor y litología, no recuerdan otro episodio de la serie sino el del tramo dolomítico intermedio del Kimmeridgiense.

Inmediatamente sobre este tramo dolomítico, viene la potente formación terrígena en facies "Weald-Utrillas", del Cretácico inferior.

Resumiendo pues, me inclino a considerar como más probable, la hipótesis según la cual los tramos comprendidos entre las dolomías del Dogger de S^a Maraña y la potente formación superior en facies "Weald-Utrillas", serían correlativos de los tramos que se encuentran en la S^a de Cubillas en una posición estratigráfica relativa semejante.



Ahora bien, queda la posibilidad de otra hipótesis, que consistiría en atribuir los tramos en cuestión, de la S^a de Cubillas, a niveles más inferiores del Cretácico inferior. No obstante, creo más fundamentada la hipótesis primera.

En todo caso queda clara una cuestión, admitiendo cualquiera de las dos hipótesis. Y es que la S^a de Cubillas, durante los comienzos del Malm, quedaría emergida o bien formado parte de la zona litoral de playas.

B3) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

Sobre el tramo dolomítico que se ha atribuido al Kimmeridgiense, vienen unos 250 a 300 metros de arenas y arcillas versicolores que ocupan la vertiente norte de la S^a de Cubillas, donde afloran bajo los recubrimientos del Mioceno. Se diferencian también, algunos lentejones de gravas de cuarzo y cuarcita intercalados.

Hacia la mitad de esta serie, se intercalan además 2 a 3 metros de calizas arcillosas, con intraclastos angulosos y grandes, - de calizas de tonos más oscuros que la matriz. Su textura es de micrita, en parte recristalizada. Únicamente han librado escasas y dudosas "sombras" de Orbitolinas, calcificaciones de Algas (Charáceas), Gasterópodos, Glomospira sp., Glomospirella sp., y Ostrácodos.

B4) CRETACICO SUPERIOR. Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

Sobre la facies "Weald-Utrillas" ya invertida en las proximidades del R^o Segura (fig. 35-B), viene el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

El tramo masivo inferior del mismo, cuenta con unos 15 a 20 metros de dolomías de grano medio, y a veces fino, en bancos gruesos.

Sigue a éste, en la serie invertida, la secuencia de calizas dolomíticas de textura mucho más fina y muy bien estratificadas. Estas calizas dolomíticas están llenas de diminutas oquedades. Su espesor no supera aquí los 20 metros. La serie está incompleta, cabalgando sobre el Mioceno inferior sinorogénico, y semioculta por el Mioceno inferior postorogénico que es discordante sobre el conjunto y también por el Mioceno superior en facies lacustre que también es discordante sobre todos los demás términos.

VII.I-3.- BREVE RESEÑA SOBRE LA DISPOSICION ES-
TRUCTURAL DE LAS UNIDADES INTERME --
DIAS Y DEL FRENTE SUBBETICO

Los "testigos" de las Unidades alóctonas sobre el Prebético interno del área estudiada, junto con las observaciones complementarias llevadas a cabo en la transversales de Moratalla a Caravaca, y de Cieza-Abarán-Blanca; e igualmente a lo largo de unos 80 - kilómetros del frente de corrimiento entre el Sabinar al Oeste, Sur de la Sierra de la Puerta, Calasparra, Cieza, y hasta el Sur de la Garrapacha y Este de la Sierra de la Pila, al Este, me han permitido conocer la disposición regional relativa de las Unidades intermedias entre sí, y del frente Subbético en la Provincia de Murcia.

En la transversal de Moratalla a Caravaca, se constatan las siguientes Unidades al Sur del Prebético interno, según el orden de procedencia de Norte a Sur (Fig. 9⁴):

- Unidad intermedia de la Sierra de la Puerta o Prebético meridional (Paquet, 1969)
- Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla
- Frente del Subbético en sentido estricto

Sin embargo, el orden de la disposición actual de Norte a -- Sur de estas Unidades es diferente, pues las dos últimas, francamente alóctonas, han rebasado más de 15 kilómetros hacia el Norte, el único afloramiento de la primera Unidad en esta transversal (Sierra de la Puerta).

De este modo, dentro del área de la cartografía de conjunto del presente trabajo, sólo existen testigos de las dos últimas Unidades, de procedencia más meridional.

VII-I-3-1.- LOS TESTIGOS DE LAS UNIDADES ALOCTO-
NAS EN EL AREA DE LA CARTOGRAFIA

Los "isleos tectónicos" de las Unidades alóctonas en el área cartografiada, se localizan respectivamente en la Sierra del Cerezo, el más importante, y en el Monte de Almanillas, inmediatamente al

V. III. 2. 4. C. LA SERIE EN EL CERRO DE LOS GAMONARES. (figs. 35-C y 36)

El denominado Cerro de los Gamonares, se encuentra fuera del área de la cartografía del presente trabajo. Se sitúa justamente en el extremo NO. de la Hoja de Calasparra, por lo que su serie es la misma y válida para el límite SE. de la Hoja de Elche de la Sierra.

Se ha escogido este lugar, para efectuar el corte, por el menor recubrimiento y condiciones favorables de observación.

No afloran aquí los términos del Jurásico, ni la mayor parte del conjunto calcáreo superior del Cretácico superior. La serie se extiende pues, desde el Cretácico inferior en facies "Weald-Utrillas" a las calizas que se atribuyen al Coniacense, estas últimas muy escasamente representadas. No obstante, sólo 6 Km. al ESE., en el cruce del Arroyo de Architana con la Cra. de Calasparra al Embalse del Cenajo, y ocupando las inmediaciones entre este lugar, la cota 401, y la casa Puntal, aflora la serie del Cretácico superior bastante completa. El Senonense presenta allí la facies marino-lagunal típica de sus series en el Dominio Prebético externo, con sus "calizas trufadas" y microfacies característica, que se superponen a las calizas masivas blancas del probable Coniacense. Poco más al Este, en la Sierra del Puerto, la serie marino-lagunal del Senonense supera los 300 metros de espesor.

Por este motivo, lo más probable es, que la ausencia del Senonense en el Cerro de los Gamonares, y también en el extremo SE. de la Hoja de Elche de la Sierra, sea debida a la erosión posterior a su depósito, y no a una falta de sedimentación en el lugar.

Se describen pues, a continuación, los términos litotratigráficos representados en el Cerro de los Gamonares. Una síntesis gráfica de la serie se expresa en la fig. 36. La situación geográfica, dentro del Sector Centro-Meridional del Prebético externo, se indica en la fig. 33.

C1) CRETACICO INFERIOR. "Facies Weald-Utrillas".

El Cretácico inferior se presenta, en facies exclusivamente terrígena y azoica, a pesar de la proximidad geográfica de esta serie a las del Cretácico inferior carbonatado del Dominio Prebético Interno, que se sitúan inmediatamente al Sur.

Sus características litológicas son las mismas definidas para la facies "Weald-Utrillas" en las series anteriores. Su espesor es imponderable, por no aflorar el muro. No obstante, se puede suponer superior a los 50 metros. Posiblemente, muy superior a esta cifra según observaciones laterales en series análogas (estación de Calasparra).

Oeste, el segundo.

En el isleo de la Sierra del Cerezo, están representadas las dos Unidades alóctonas, sobre el techo de una serie muy completa - del Neógeno marino pre-mantos:

- Un pequeño retazo, tectónicamente muy laminado, de margas albenses, areniscosas, ricas en pajuelas de lignito y mica, propias de la serie de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla. El -- afloramiento se localiza en la extremidad occidental de la Sierra del Cerezo.

- Sobre los materiales anteriores, y también directamente - sobre el techo del Neógeno marino cuando aquellas margas albenses se encuentran totalmente laminadas en el contacto, vienen los materiales propios del Subbético en sentido estricto. El Keuper, se encuentra también extraordinariamente laminado, aflorando sólo en -- ciertos puntos del contacto mecánico subhorizontal, de forma muy -- discontinua. La mayor parte de la masa de este testigo subbético per tenece a los términos más inferiores de su serie, esto es, las dolomías masivas del Lías inferior-Infralías, coronadas en ciertos puntos por calizas blancas de grano fino u oolíticas.

En el isleo de Almanillas, sólo están representadas las dolomías del Subbético s.s., en esta ocasión sobre los materiales de la "formación roja" del Oligoceno prebético interno.

Inmediatamente al Sur del Rio Benamor, a unos cinco kilómetros de los isleos citados, se localiza el frente conexo de las Unida - des alóctonas.

Los enclaves septentrionales de las Unidades alóctonas, serían verdaderos "isleos" o testigos del corrimiento, y no deslizamientos - posteriores a la puesta en lugar de los mantos, o supuestos bloques - desprendidos del frente. Los siguientes hechos confirmarían la prime ra suposición:

1º) La posición del testigo de la Sierra del Cerezo sobre el - techo de una serie muy completa del Neógeno marino pre-mantos, sugiere claramente que la profunda erosión de este mioceno por el curso del Rio Benamor se inicia posteriormente a la puesta en lugar de los - isleos, y que la separación de los mismos con respecto al frente conexo, se debe al mismo proceso erosivo; esto implicaría la imposibilidad de un deslizamiento más reciente del material de los isleos.

2º) Los frecuentes planos de esquistosidad que afectan a las - margocalizas de la serie miocena entre los isleos y el frente conexo - actual, tendrían difícil explicación de no haber sufrido estos materia- les la gran carga de las Unidades corridas.

C2) ALBENSE SUPERIOR CENOMANENSE INFERIOR.

Tramo 1. - 12 a 15 metros. Calizas dolomíticas, areniscas y margas, -
estratificadas en bancos delgados. El presente tramo parece ser una -
equivalencia lateral de las calizas del Sifón de Socovos (pág. , -
fig.), que marcan el paso del Albense superior al Cenomanense. -
En su detalle, viene constituido por la siguiente secuencia litológica:

- 1 metro. Caliza dolomítica arenosa, en banquitos del -
orden de 0,1 a 0,2 metros. Color pardo-amarillento.

- 0,4 metros. Marga areniscosa. Color ocre amarillento.

- 1 metro. Caliza dolomítica arcillosa, muy estratifica-
da en banquitos de 0,05 a 0,1 metros. Color amarillento, con manchas
verdosas en zonas más arcillo-limosas. Con sombras de Orbitolinas.

- 1 metro. Banco grueso de dolomía cristalina, oquerosa
-cavernosa. Color beige a marrón oscuro.

- 1 metro. Arenas ocre amarillentas.

- 2,5 metros. Areniscas pardo amarillentas, en niveles-
de 0,1 a 0,4 metros. Matriz dolomítica.

- 1 metro. Caliza dolomítica muy arenosa a arenisca de
cemento dolomitizado. Se observan manchas o zonas limoso arcillosas-
con mica blanca dispersa. Finamente estratificadas en banquitos de 0,05
a 0,1 metros.

- 2,5 metros. Areniscas y dolomías grises muy arenosas,
cristalinas, de grano romboédrico grueso. Color pardo grisáceo, con
partes meteorizadas a ocre. Bancos de 0,4 a 0,8 metros. Se observan
restos de Lamelibránquios, y sombras de Orbitolinas.

- 0,5 metros. Caliza dolomítica arcilloso-limosa, finamen-
te estratificada. Color ocre amarillento. Con sombras de Orbitolinas.

- 0,5 metros. Dolomía cristalina, grano grueso a medio.
Color pardo-amarillento.

- 0,5 metros. Caliza dolomítica arcilloso-limosa. Color
ocre amarillento. Se observan fantasmas de Orbitolinas.

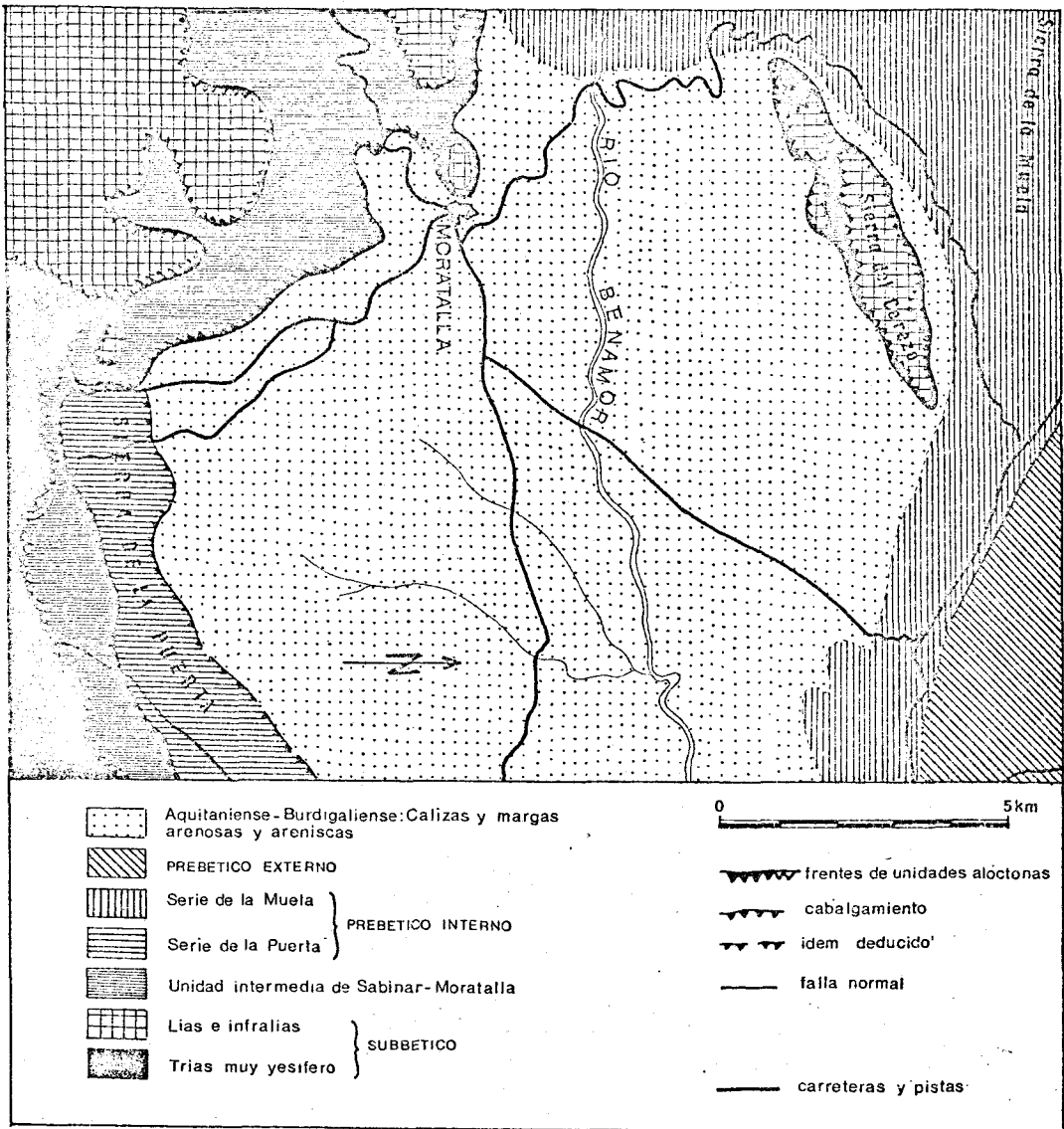
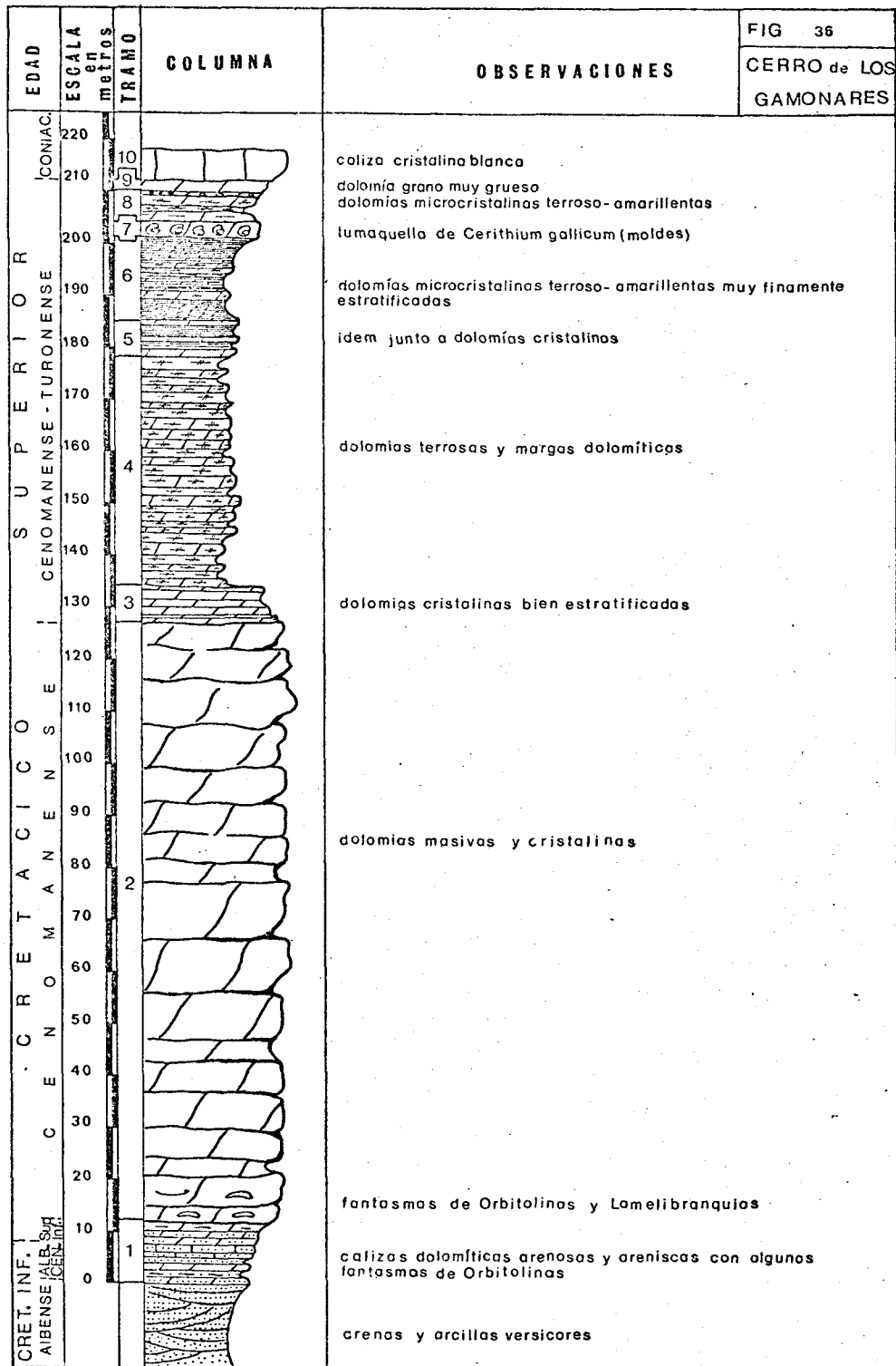


Figura 94.- Relaciones entre las distintas unidades estructurales representadas en las inmediaciones de Moratalla.



C3) CRETACICO SUPERIOR.

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

Tramo 2. - 110 a 120 metros. Dolomías masivas, cristalinas, grano - medio y grueso. Colores beige y marrón oscuros.

En la mitad inferior se encuentran estratificadas en bancos gruesos, del orden de 3 a 5 metros. En la extrema base son relativamente cavernosas (carácter local), y presentan muy numerosos fantasmas de Orbitolinas de formas lenticulares. En el resto, es frecuente encontrar fantasmas de Lamelibránquios. En las juntas de estratificación, entre los bancos gruesos, se presentan unas brechas dolomíticas, algunos de cuyos cantos son de dolomía microcristalina de color ocre amarillento, y cuya matriz es de dolomía de grano más grueso como en los bancos encajantes.

En la mitad superior, los bancos son más gruesos, generalmente del orden de 5 a 10 metros. Los caracteres litológicos son del mismo tipo que en la parte inferior.

Tramo 3. - 6 a 8 metros. Dolomías cristalinas, litológicamente semejantes a las del tramo anterior, pero en bancos bastante delgados, de espesor variable entre 0,15 y 0,5 metros. Color pardo a beige oscuro.

Tramo 4. - 45 a 50 metros. Calizas dolomíticas microcristalinas y margas dolomíticas. De muro a techo:

- 2 a 3 metros. Calizas dolomíticas microcristalinas de aspecto "arcilloso-terroso", amarillentas. Bancos de 0,1.

- 1 metro. Margas dolomíticas. Color ocre amarillento.

- 30 a 35 metros. Alternancia de dolomías microcristalinas "arcilloso-terrosas" y margas dolomíticas. Ambas en bancos de espesor variable entre 0,15 y 1 metros. Las dolomías son poco compactas, deleznales al gopearlas. Color general, ocre amarillento.

- 10 a 15 metros. Alternancia semejante a la anterior, pero donde los bancos de margas dolomíticas son por lo general más abundantes. Se presentan estas en bancos de hasta 1 metro y más de espesor, mientras las dolomías "terroso-arcillosas" lo hacen en niveles del orden de 0,2 a 0,4 metros.

Tramo 5. - 6 a 7 metros. Dolomías cristalinas en bancos gruesos, alternando con episodios de dolomías microcristalinas de aspecto arcil-

3º) La coincidencia aproximada de la cota de la superficie de corrimiento tanto en el frente como en los isleos; indicaría la conexión original de toda la masa. Por otra parte, la constatación de verdaderos deslizamientos de ladera en el frente conexo actual, rebajando e inclinando la original superficie del corrimiento a escala local, permite diferenciar claramente este caso del propio de los testigos -- más septentrionales.

4º) La laminación del Keuper y de la Unidad de Sabinar-Morata, de forma muy irregular en el mismo frente conexo actual, permite deducir que este hecho no es exclusivo de los isleos septentrionales, y que no se debe a un deslizamiento aislado de grandes bloques.

Todos estos hechos parecen confirmar que las Unidades alóctonas alcanzaron la posición actual de los isleos de la Sierra del Cerezo y del monte Almanillas.

Por otra parte, casi con completa seguridad, el corrimiento de estas Unidades no rebasaría el prebético de la Sierra de la Muela, cuyo relieve se encontraría fuertemente realzado con respecto a las superficies de corrimiento. Este hecho supondría un obstáculo físico suficiente para detener el corrimiento en estas latitudes, una barrera morfológica y estructural cuyo relieve consistente frenaría el avance de los mantos. La razón es que el plegamiento principal del Prebético tuvo lugar antes de la llegada de los mantos, y antes del depósito de la potente serie del Neógeno pre-mantos.

La naturaleza de movimiento de las Unidades alóctonas, al menos en los estadios finales de su puesta en lugar, sería de tipo gravitatorio. De otro modo, el Neógeno marino sobre el que han deslizado estas Unidades se encontraría más trastornado y plegado de lo que se encuentra en la realidad. Asimismo, la irregularidad del avance de los mantos en transversales muy próximas entre sí en estas regiones (de la Sierra de la Muela, de la Sierra de la Puerta, de Calasparra, etc.), aparece íntimamente ligada a la posición geográfica, -- más al Sur o más al Norte, de distintos relieves-obstáculo del Prebético, plegado y realzado con anterioridad a la puesta en lugar definitiva de los mantos.

La línea continua que delimita el frente conexo actual de las Unidades alóctonas, presenta numerosos entrantes y salientes hacia el Norte y hacia el Sur, en relación con el proceso de erosión diferencial, de varios kilómetros de flecha. Los salientes principales constituyen los actuales macizos de Serreta de la Torre. Puntal del Carreño, y Sierra de los Alamos, entre Sabinar al Oeste y Morata-lla al Este.

lloso-terroso, finamente estratificadas, en lajas de unos centímetros de espesor. De muro a techo:

- 1,5 metros. Dolomía cristalina. Banco grueso o masivo.

- 1,5 metros. Dolomías microcristalinas, terroso-arcillosas, en "lajas" del orden de 3 a 5 centímetros de espesor.

- 1 metro. Dolomía cristalina, masiva, Color beige a pardo oscuro.

- 2 metros. Dolomías microcristalinas, de aspecto arcilloso-terroso, en lajas de 3 a 5 centímetros. Color ocre amarillento.

- 0,4 metros. Dolomía cristalina. Color beige a marrón oscuro.

Tramo 6. - 15 metros, aproximadamente. Dolomías microcristalinas, de aspecto terroso-arcilloso. Color ocre amarillento:

- 2 metros. Dolomías microcristalinas, terroso-arcillosas, estratificadas en lajas y banquitos delgados, del orden de 0,05 a 0,1 metros.

- 1 metro. Recubierto.

- 1 metro. Semejante al episodio a.

- 1,5 metros. Dolomía microcristalina, de aspecto arcilloso-terroso, relativamente compacta y constituyendo un solo banco grueso. Color ocre-amarillento.

- 3 a 4 metros. Dolomías microcristalinas, finamente estratificadas en banquitos del orden de 0,05 a 0,1 metros.

- 0,4 metros. Dolomía microcristalina, relativamente compacta, de aspecto arcilloso-terroso. Color ocre amarillento.

- 6 metros. Dolomías microcristalinas, terroso-arcillosas, en banquitos del orden de 0,05 a 0,1 metros. Color ocre amarillento.

Tramo 7. - 2,5 a 3 metros. Lumaquilla de Gasterópodos dolomitizada. Se trata de dolomías microcristalinas, con porciones recristalizadas en grano grueso, con aspecto general arcilloso-terroso. Color ocre-

La envergadura del corrimiento del Subbético en sentido estricto sobre la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla, es del orden de 15 kilómetros como mínimo. Ahora bien, esta cuantía sumada a otros 15 kilómetros que ha corrido la Unidad de Sabinar-Moratalla sobre el Prebético y sobre el Neógeno pre-mantos, suma una envergadura mínima (o conocida en esta transversal) para el Subbético s.s., del orden de 30 kilómetros. Posiblemente esta -- cuantía sea superior, pero en todo caso imprevisible con los datos de superficie.

VII.1-3-2.- RELACION HIPOTETICA ENTRE LAS UNIDADES INTERMEDIAS DE SABINAR-MORATALLA Y DE LA SIERRA DE LA PUERTA

En el esquema de la figura 94, se presenta la posición relativa de las Unidades alóctonas con respecto a la Unidad intermedia de la Sierra de la Puerta o Prebético meridional.

Las relaciones entre serie de la Sierra de la Puerta y la de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla, se ha tratado con antelación (V.III-3-4-B), en sus aspectos estratigráficos fundamentalmente, y en parte en su relación tectónica. Se complementan aquí las observaciones sobre la relación estructural de ambas Unidades (Fig. 95).

La envergadura del corrimiento de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla sobre la Unidad de la Sierra de la Puerta, es del orden de 15 km. como mínimo. Ahora bien, la Unidad de la Sierra de la Puerta se encuentra invertida y cabalgando también sobre el Neógeno pre-mantos, pero en este caso con envergadura imprevisible (véase discusión en apartado V.III-3-4-A).

Se ha visto así, como las afinidades estratigráficas entre los términos de ambas Unidades, sugieren una posición paleogeográfica relativamente próxima. Igualmente, el hecho de contener el Paleoceno de la Sierra de la Puerta cantos y bloques del Senonense -- que falta por laguna estratigráfica en el prebético interno de la Sierra de la Muela, sugiere también una relación paleogeográfica más o menos próxima entre los depósitos de la Sierra de la Muela y los de la Sierra de la Puerta. Ahora bien, no obstante, esta proximidad relativa no indica necesariamente una posición muy inmediata entre ambos depósitos originales. Es más, la Unidad de la Sierra de la Puerta acorta distancias en su extremidad NE, próxima a Calasparra, con las series del mismo Prebético externo, poniéndose en contacto con una serie muy análoga a la de Socovos, esto es, una serie muy septentrional del Prebético interno. De tal modo, que existe la incógnita, de momento insalvable, sobre una posible aloctonía moderada, o por el contrario paraautoctonía de -- esta Unidad (apartado 2, de V.III-3-4-A).

amarillento. Los Gasterópodos son abundantísimos y conservan su ornamentación en los moldes. Han sido clasificados como Cerithium galli cum, d'Orb., de edad Cenomanense-Turonense, y son propios de un medio marino muy litoral o salobre. Acompañan a estos Gasterópodos-cierto número de Lamelibranchios, clasificados como Venus sp. (1).

Tramo 8. - 6 metros aproximadamente. De muro a techo:

- 5 metros. Dolomías microcristalinas, arcilloso-terrosas, en bancos delgados separados por niveles de unos centímetros de espesor, de margas dolomíticas. Color general, ocre amarillento.

- 0,5 metros. Brecha sedimentaria o "falsa brecha". - Cantos angulosos de dolomías microcristalinas de color ocre amarillento.

Tramo 9. - 1,5 a 2 metros. Dolomías cristalinas.

- 1 metro. Dolomía cristalina de grano muy grueso, masiva, con textura brechoide. Color pardo a marrón oscuro.

- 0,5 a 1 metros. Dolomía cristalina de grano grueso, - oqueroso-cavernosa, Muy rubefactada. Color ocre-rojizo.

CONIACIENSE.

Tramo 10. - 6 a 8 metros. Calizas muy blancas, cristalinas, de aspecto mármreo. Recuerdan, de forma clásica, las de la base del Senonense.

Sobre el tramo 10, en este sector, se apoyan en discordancia los conglomerados plioceno-cuaternarios.

Llama la atención el hecho de que, como en Elche de la Sierra, el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense finaliza su serie con un nivel de dolomías cristalinas, semejantes a las de los tramos basales del mismo complejo. No obstante el espesor muy reducido en estas regiones para las dolomías cristalinas del techo del complejo, conviene señalar aquí, que el mismo complejo dolomítico, hacia las regiones más orientales de Jumilla y Yecla, presenta un paquete dolomítico masivo al techo que llega a superar los 150 - metros de espesor. Este paquete dolomítico superior, se configura ya con espesor cartografiable (15 a 20 metros) pocos kilómetros al Este de esta serie, en la misma Sierra del Puerto, que pertenece aún al - Dominio Prebético Externo(2).

(1). - Esta macrofauna ha sido clasificada por I. Quintero, a quien el autor agradece su colaboración.

(2). - El autor se ocupa actualmente del estudio de la Hoja de Calasparra, para la Empresa Nacional ADARO.

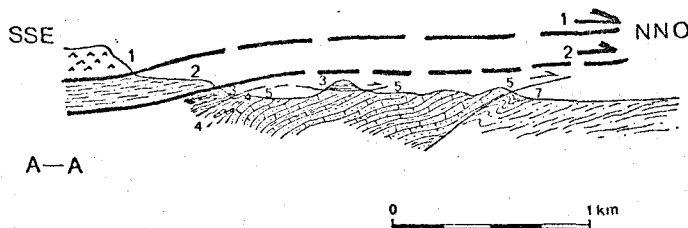


Fig. 95.- Perfil geológico (situación A-A, fig.58), mostrando la proyección de las superficies de los corrimientos del Subbético s.s. (Keuper de 1) y de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla (margas albenses de 2), sobre los materiales del Prebético meridional entre los que figuran "fallas invercas de arrastre" (3 sobre 5), testimonio en pequeño, quizás, del arrastre de mayor envergadura que parece haber sufrido el conjunto del Prebético meridional sobre el mioceno inferior (7). Materiales del Prebético meridional: 3, Cretácico superior fundamentalmente margocalizo en facies de capas rojas; 4, margas del Paleoceno, con bloques englobados; 5, margas, areniscas, calizas arenosas (Ypresiense-Luteciense)

EXPLICACION DE LA FIGURA 96:

- a) relación hipotética inicial mediante un pliegue tendido entre la unidad intermedia de la Sierra de la Puerta o Prebético meridional (trama 2) y el Subbético externo s. lato o unidad intermedia de Sabinar-Moratalla (trama 3)
- b) el corrimiento del Subbético s.s. (4, Keuper fundamentalmente + 5 jurásico y cretácico subbéticos s.s.), podría haber obligado de por sí, en parte al menos, al corrimiento del material semiplástico de la parte superior de la cobertera mesozoica y paleógena del Subbético externo o unidad intermedia de Sabinar-Moratalla (trama 3) sobre el Prebético meridional, acusando quizás al mismo tiempo, si es que no causando, la inversión del flanco norte del anticlinal tendido de a. A su vez, el corrimiento de la unidad 3 sobre la 2, podría haber materializado, parcial o totalmente, el arrastre de esta última unidad que ha cabalgado sobre el Mioceno inferior (ver también fig.95). Al mismo tiempo se ha podido constatar que el Keuper del Subbético s.s. se ha mezclado íntimamente con los materiales semiplásticos del subbético externo s.lato, arrancando "virutas" del mismo de dimensiones muy variables, y volviéndose sobre sí mismo, de suerte que el Keuper de un mismo afloramiento está en un punto determinado sobre el albense (v.gr.) y en otro inmediato bajo el mismo albense.
- c) estadio final del corrimiento, donde se expresa también el relevo, por el material margoso semiplástico de la parte superior de la cobertera de 3, del papel o misión lubricante de las margas yesíferas del Keuper del Subbético s.s.

V. III. 2. 4. D. RASGOS GENERALES DE LAS SERIES JURÁSICAS Y CRETÁCIAS DEL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL. (fig. 37).

D1) LIAS-DOGGER.

Las facies del Lías, en sus afloramientos locales del Sector Centro-Meridional, resultan idénticas a las definidas con más detalle hacia el Norte. Así pues, pueden hacerse extensivas las conclusiones, en cuanto a ambiente de depósito etc. . . . esbozadas con anterioridad al describir sus rasgos generales en los anteriores sectores.

Por el contrario, en las series del Dogger del Sector-Centro-Meridional se observan diferencias acusadas con respecto a las series equivalentes de los demás sectores del Dominio Prebético-Externo. En el caso que nos ocupa, las dolomías del Dogger contienen cuantiosos porcentajes de arena y grava de cuarzo, cuya distribución lateral y vertical resulta muy irregular en la serie.

La ausencia de estos terrígenos en las dolomías del Dogger de los sectores más próximos a la Meseta, plantea un problema de índole paleogeográfica, ante la posibilidad de que tales terrígenos procedieran de áreas fuentes más meridionales a las de su depósito.

Naturalmente, la solución del problema había que investigarla más al sur del área cartografiada, intentando localizar afloramientos de las dolomías del Dogger en áreas más meridionales de la Zona Prebética. Con tal intención, he explorado los afloramientos del Jurásico en la Hoja de Calasparra. En efecto, existen afloramientos de dolomías del Dogger con gravas en la vertiente norte del Cerrón de la Serrata, y en la Sierra del Algaidón, al N. y S. respectivamente del Cortijo del Algaidón, en la extremidad NO. de la Hoja de Calasparra. Las series jurásicas en estos parajes son, la más septentrional semejante pero algo menos potente en los términos del Malm, a la serie descrita en Sierra Maraña. La más meridional, de características intermedias a las de Sierra Maraña y Sierra de Cubillas. Un tercer afloramiento, mucho más al ESE., en las inmediaciones de las Lomas del Enterno, al N. de la Sierra del Puerto y Sierra de la Cabeza del Asno, presenta la serie jurásica completa, pero muy tectonizada, ya con características semejantes a las del Sector Oriental. En este afloramiento, no he podido localizar gravas de cuarzo en el Dogger. El hecho de la ausencia aparente de gravas puede deberse, bien a una ausencia real de impurezas de cuarzo en estas últimas dolomías, lo cual abogarfa por una procedencia de los terrígenos del OSO. o del S., más que del SE., delimitando en aquella dirección la razón paleogeográfica de la existencia de gravas de cuarzo en el Sector Centro-Meridional. O por el contrario, pudiera ocurrir que realmente existan

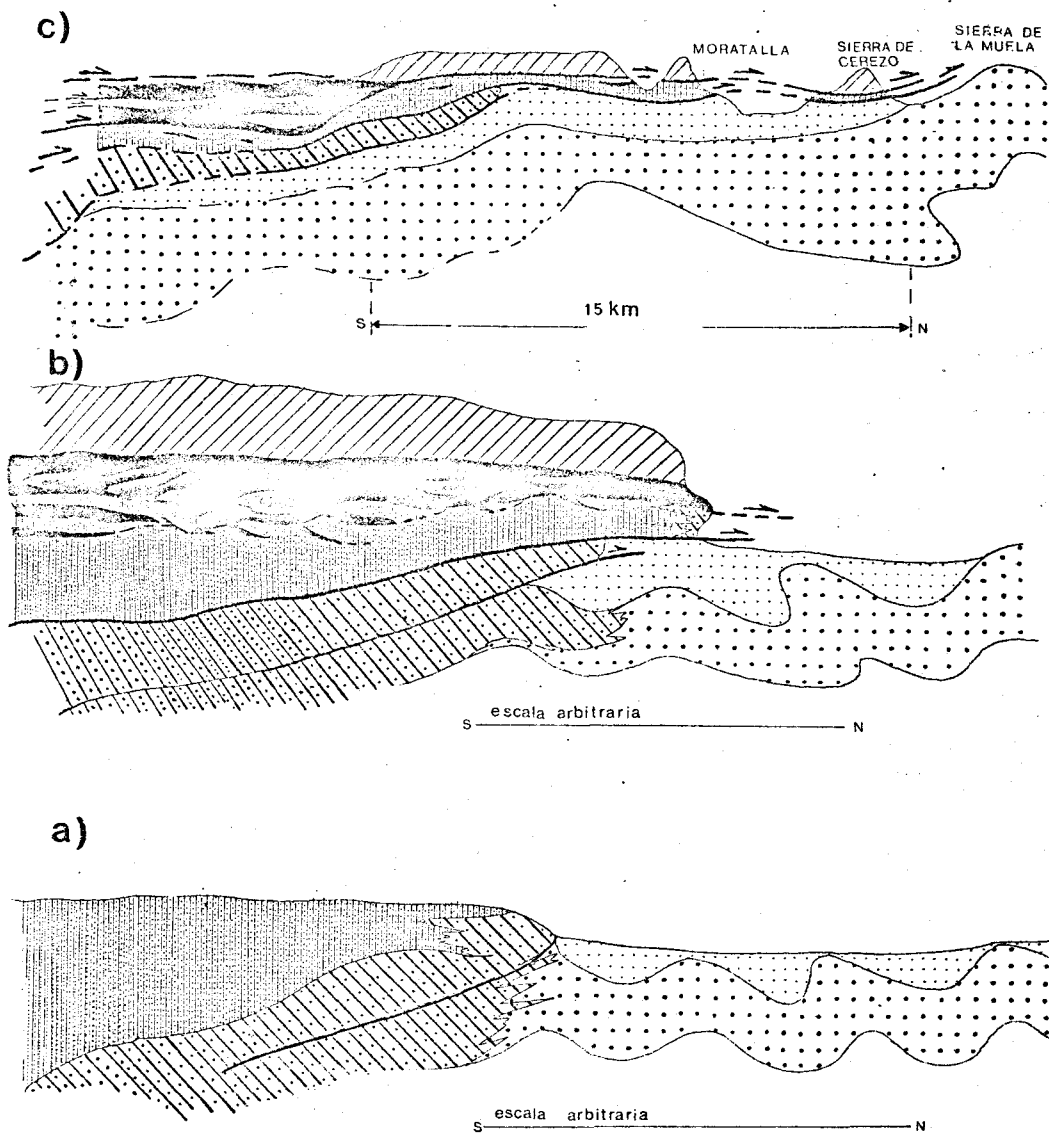


Figura 96.- Hipótesis sobre los estadios sucesivos (a, b, y c) de la evolución mecánica que ha llevado a la relación actual (fig.94) entre las distintas unidades representadas en la transversal e in mediaciones de Moratalla.

impurezas de cuarzo en estas dolomías del Dogger de las Lomas del Enterno, ya que el afloramiento es de dimensiones muy reducidas, y en las series del Sector Centro-Meridional se ha visto como la distribución de la arena y grava de cuarzo resulta muy heterogénea en la vertical de la serie y también lateralmente, pasando de dolomías muy ricas en estos terrígenos a dolomías con poco o nada de cuarzo. (Véase descripción de las series, en los distintos apartados del capítulo V. III. 2. 1. D.)

No parecen existir otros afloramientos del Dogger que los mencionados, al Sur del Sector Centro-Meridional, ni en la transversal de Calasparra, ni en la de Elche de la Sierra, ni en el Dominio Prebético Externo ni en el Dominio Prebético Interno. En estas condiciones, si bien a mi juicio el problema no queda resuelto de una forma clara y contundente, si puede decirse que la procedencia meridional de las gravas del Dogger (procedencia posiblemente del SSO.) parece la hipótesis más probable de identificarse con la realidad.

D2) OXFORDIENSE SUPERIOR.

Las calizas nodulosas del Oxfordiense superior, apenas están representadas en el Sector Centro-Meridional.

No obstante, en mi opinión ha quedado constancia clara de su depósito, en los "residuos" de calizas con Protoglobigerinas que se han citado en la serie de Sierra Maraña (véase apartado A2, capítulo V. III. 2. 4. A.).

Así pues, se deduce un proceso de erosión posterior al depósito del Oxfordiense superior, en este Sector de las inmediaciones del Embalse del Cenajo. Tal proceso, estaría sin duda relacionado con una mayor tendencia a la emersión, tal como va a quedar bien reflejado en las series del Kimmeridgiense del Sector Centro-Meridional, que comenzaría a hacerse sentir desde el Oxfordiense superior, en relación con los demás sectores circundantes.

D3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR.

El Kimmeridgiense inferior en el Sector Centro-Meridional, podría faltar en su totalidad, o cuanto menos en su mayor parte.

En efecto, en Sierra Maraña y en el Cerro del Algibe, prescindiendo de la presencia ocasional de "residuos" de calizas nodulosas del Oxfordiense superior, el primer nivel calizo del conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm que se apoya directamente sobre las dolomías del Dogger, se caracteriza por la presencia frecuente de Alveosepta jaccardii (Schrodt).

Entre la serie de la Sierra de la Muela al Norte, y la de la Sierra de la Puerta al Sur, faltarían series de transición posiblemente equivalentes o semejantes a las definidas por Fournault en Sierra Seca, al Norte de la Sagra (Provincias de Jaén y Granada). Estas series pudieran encontrarse cabalgadas por la misma Unidad de la Sierra de la Puerta, si bien no es posible confirmarlo.

La posición tectónica y semejanzas estratigráficas entre las Unidades intermedias de la Sierra de la Puerta y de Sabinar-Moratalla, me sugieren la hipótesis de los siguientes estadios en el proceso mecánico que las habría llevado a su situación relativa actual:

1º) un gran pliegue-falla anticlinal, en su origen (fig. 96 - , a), en cuyo flanco septentrional invertido se situaría la serie de la Sierra de la Puerta. El flanco meridional, muy tendido, -- subhorizontal, con la serie propia de la Unidad de Sabinar-Moratalla.

2º) una ruptura posterior a nivel de la charnela de este gran pliegue, aprovechando posiblemente el cambio de facies entre ambas Unidades, permitiría la independización del flanco -- sur (Unidad de Sabinar-Moratalla) con respecto al norte (Unidad de la Sierra de la Puerta), corriendo el primero hacia el Norte y rebasando ampliamente la posición del segundo (fig. 96 , b). - Esta ruptura pudo, en mayor o menor grado, venir obligada por el deslizamiento hacia el Norte de la gran masa del manto subbético, que "arrastraría" los materiales margosos incompetentes de la Unidad de Sabinar-Moratalla.

El primer movimiento de este gran pliegue hacia el NO, pudo ser originado por fuerzas tectónicas, quizás concomitantes con los mismos esfuerzos que provocaron el plegamiento en el área prebética interna. En todo caso, el movimiento ulterior del flanco sur del gran pliegue o Unidad de Sabinar-Moratalla -- sería de tipo gravitatorio. Asimismo, el movimiento gravitatorio de las Unidades alóctonas pudo arrastrar en parte el flanco norte del anticlinal (Unidad de la Sierra de la Puerta) desenraizándole de su conexión original con el resto del Prebético interno.

No obstante, el mecanismo pudo ser más complicado, -- así como la estructura interna de este hipotético pliegue-falla entre las dos Unidades intermedias.

En detalle, el "arrastre" de los materiales de la misma serie invertida de la Sierra de la Puerta (fig. 95 y 96, c) pudiera -- reflejar, a menor escala, el arrastre de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla por el Subbético en sentido estricto que ha corrido sobre la misma.

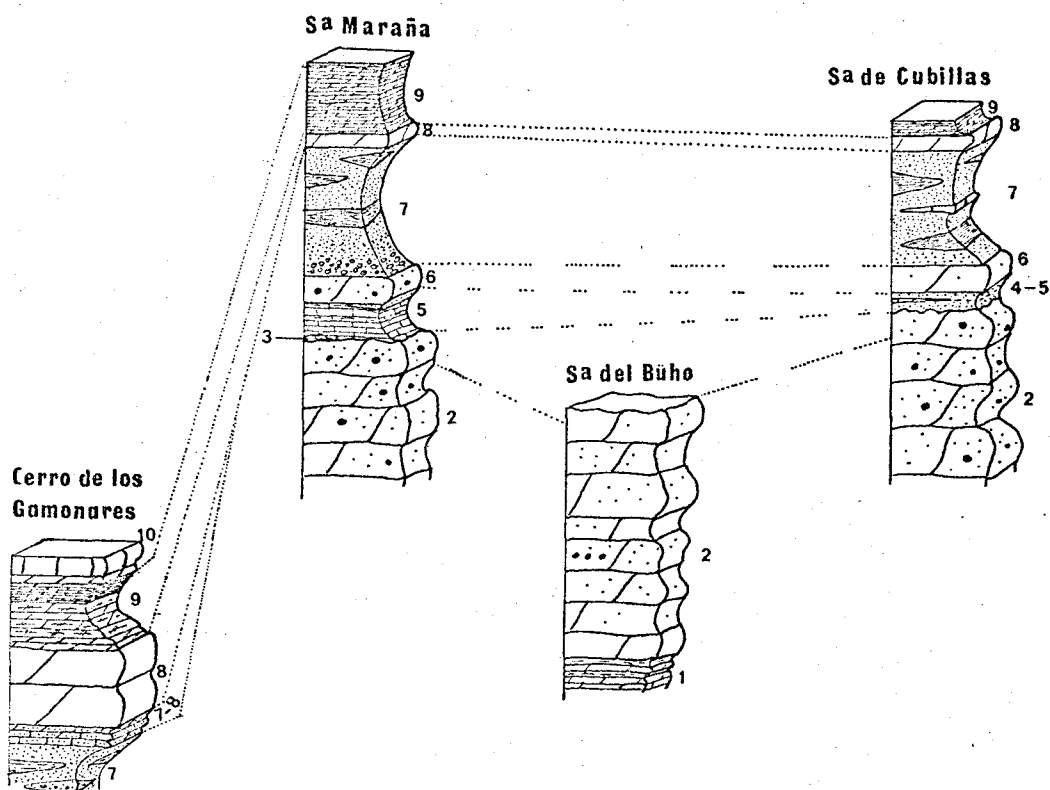


Fig. 37.- Correlaciones entre las series del Sector Centro-Meridional (Dominio Prebético Externo).

- Explicación:
- 1) dolomicritas, arcillas verdes y rojas (Lías);
 - 2) dolomías granudas, con grava y arena silícea (Dogger);
 - 3) residuos de calizas nodulosas del Oxfordiense superior;
 - 4-5') terrígenos silíceos versicolores y eventuales nivelitos de caliza micrítica con Charáceas (Kimmeridgiense inferior-medio,?);
 - 5) calizas con Alveosepta jaccardii y nivel de arena blanca silícea al techo (Kimmeridgiense medio);
 - 6) dolomía granuda, arenosa silícea (Kimmeridgiense medio);
 - 7) conglomerados, arenas y margas arenosas silíceas versicolores (Cretácico inferior)
 - 7-8) dolomías arenosas bien estratificadas con "sombras" de Orbitolinas (Vraconense, ?);
 - 8) dolomía masiva, con sombras de Orbitolinas en la base (Cenomanense);
 - 9) dolomicritas estratificadas (Cenomanense-Turonense);
 - 10) calizas blancas masivas, de base del Senonense (Joniaciense,?).

T E C T O N I C A

R E L A C I O N E S

entre el

Z O C A L O Y L A C O B E R T E R A

Alveosepta jaccardii (Schrodt), debutaría en la parte superior del Kimmeridgiense inferior, siendo especialmente abundante en el Kimmeridgiense medio. Estando presente desde el nivel de base y en el resto del conjunto calizo-margoso inferior del Malm en este Sector, se puede suponer que este conjunto pertenecería prácticamente en su totalidad al Kimmeridgiense medio.

Así pues, es muy probable que el Sector Centro-Meridional permaneciera emergido o subemergido, con ausencia final de depósito, en el área cartografiada del mismo, durante el Kimmeridgiense inferior. En este intervalo de emersión-subemersión, tendrían probablemente lugar los procesos de erosión que barrerían los sedimentos del Oxfordiense superior, o que completarían esta limpieza sobre el techo de las dolomías del Dogger.

Quiero señalar, no obstante, que poco más al SO, fuera del área cartografiada, en la serie jurásica de la vertiente N. del Cerrón de la Serrata, entre las calizas del conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm, y directamente sobre las dolomías con grava del Dogger, existe aproximadamente un metro de margas verdes, que por su facies recuerdan a las del Kimmeridgiense inferior de la serie tipo regional. Sin embargo, no he encontrado Ammonites que puedan confirmar esta posibilidad.

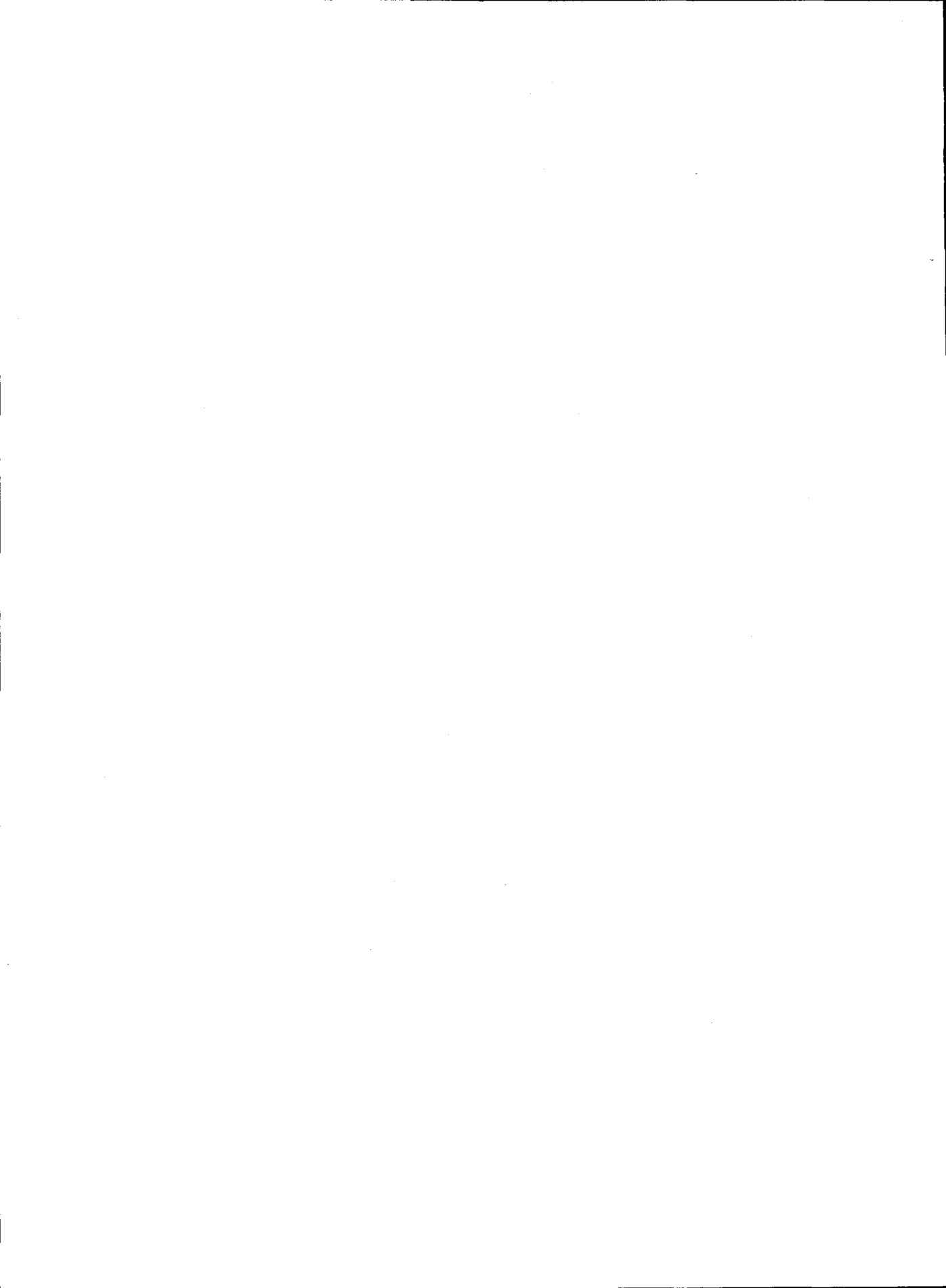
Según lo expresado, el Sector Centro-Meridional durante el Kimmeridgiense inferior, correspondería a un área realizada de menor batimetría incluso que el Sector Central situado inmediatamente al Norte, el cual a su vez, como se recordará, presentaba también una batimetría relativamente menor que los Sectores Occidental y Oriental. El Sector Central, integrado en la zona de sedimentación costera durante parte del Kimmeridgiense inferior (véase 13, del capítulo V. III. 2. 3. 1.), constituiría con el Sector Centro-Meridional un umbral alargado en dirección NO-SE., rodeado de un ambiente de sedimentación más profundo por el Este, Sur y Oeste.

Las conclusiones expresadas se presentan gráficamente intercaladas en el texto del capítulo de Paleogeografía e Historia-Geológica, y en el de relaciones entre zócalo y cobertera.

D4) KIMMERIDGIENSE MEDIO.

El conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm en Sierra Maraña y Cerros del Algibe, tal como se ha dicho, parece corresponder casi en su entera totalidad al Kimmeridgiense medio.

La textura de sus rocas carbonatadas oscila entre intrasparruditas oolíticas, micritas con oolitos dispersos, y micritas



recristalizadas o dolomitizadas. La facies es pues propia de un ambiente de sedimentación muy semejante, en cuanto a profundidad moderada, con las propias del Sector Central. Aquí como allí, existen alternancias de calizas maduras e inmaduras, oolíticas o sin oolitos, relativamente bien lavadas o poco lavadas. Es decir, en ambos casos el ambiente de depósito parece sufrir fluctuaciones, en las que los sedimentos del fondo quedan más o menos a merced del oleaje y corrientes marinas. O lo que pudiera resultar equivalente, parece existir una cierta oscilación en la batimetría del medio sedimentario durante el Kimmeridgiense medio.

En la Sierra de Cubillas, el conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm parece pasar casi íntegramente a facies terrígenas muy similares a las del Cretácico inferior en facies "Weald-Utrillas" (véase, capítulo V. III. 2. 4. B).

En apoyo de esta última interpretación o correlación, puede sumarse un hecho advertido en el transcurso de la redacción de esta Memoria. Tal es la existencia al Sur del Cortijo del Algaidón, en la Sierra del mismo nombre que se sitúa al NO. de la Hoja de Calasparrá, de una serie Kimmeridgiense, sobre las dolomías con gravas de cuarzo del Dogger, de caracteres mixtos entre la descrita en Sierra Maraña y la descrita en la Sierra de Cubillas. Se trata de una alternancia de calizas de grano fino, muy recristalizadas o dolomitizadas, que hacia el techo pasa a una alternancia de dolomías con grava y arena de cuarzo y arenas silíceas. Sobre esta serie viene el conglomerado basal de gravas de cuarzo y cuarcita con el que suele iniciarse en el Sector la facies "Weald-Utrillas".

En resumen pues, el Kimmeridgiense medio del Sector Centro-Meridional, en su parte inferior correspondiente al conjunto calizo margoso inferior de la serie del Malm, quedaría integrado dentro de un ambiente de sedimentación de la zona costera, con lugares aún más próximos a la emersión que en el Sector Central, donde se habrían depositado gran cantidad de terrígenos silíceos. Ambos Sectores, permanecerían configurando el umbral NO-SE., que comenzó a esbozarse durante el Oxfordiense superior.

Por lo que respecta a las dolomías masivas de la parte superior del Kimmeridgiense medio, vuelve a acusarse un hecho análogo al descrito en las dolomías del Dogger. Las series más meridionales del Sector, tales como las del Cerro del Algibe, y las del S. y N. del Cortijo del Algaidón ya fuera del área de la cartografía, se encuentran muy cargadas de terrígenos de cuarzo. Por el contrario, hacia el Norte (Sierra Maraña, Sierra de Cubillas, Sierra de Cabeza Llana, Collado de los Lobos, etc. . . .) en este Sector y en el Central, las mismas dolomías apenas contienen impurezas de cuarzo. La explicación, pudiera ser semejante a la propuesta para el caso de las dolomías del

VII. II.- RELACIONES ENTRE EL ZOCALO Y LA COBERTERA DURANTE LA HISTORIA GEOLOGICA EN EL AREA PREBETICA DE LAS REGIONES ESTUDIADAS

El presente capítulo recoge un extracto , con ligeras modificaciones , de las conclusiones que sobre el mismo tema presenté con antelación, al I CONGRESO HISPANO LUSO AMERICANO DE GEOLOGIA ECONOMICA (MADRID-LISBOA, L. Jerez, - 1971). Aquellas primeras conclusiones se basaban en el estado en que se encontraba la investigación que se presenta ahora más ultimada.

VII-II-1.- RELACIONES ENTRE EL ZOCALO Y LA COBERTERA DURANTE LA ETAPA PREOROGENICA

Durante esta etapa, la región se vió sometida a cambios paleogeográficos sucesivos, en muchos de los cuales se refleja la acción de fallas de zócalo.

VII-II-1-1.- PAPEL DEL ZOCALO EN LA CONSTITUCION DE DOS REGIONES EN LA ZONA PREBETICA

Del contraste y correlación entre las series estratigráficas, se han puesto en evidencia dos grandes dominios netamente diferentes, al Norte y al Sur, respectivamente, de la Zona Prebética. Se trata del DOMINIO PREBETICO EXTERNO al Norte, y el DOMINIO PREBETICO INTERNO al Sur.

Ambas regiones quedan separadas mediante una línea divisoria, que configura un arco convexo hacia el Sur: de Oeste hacia el Este, primero en dirección NO-SE, y después girando hacia el NE.

El hecho en que se fundamenta la existencia de la falla de zócalo en la etapa preorogénica, es en el brusquísimo cambio de espesor que experimenta la cobertera a ambos lados de la línea divisoria, y el cortísimo espacio horizontal en que esto sucede.

Dogger del Sector. Es decir, una posible procedencia del S. o SO. de los terrígenos en cuestión.

D5) CRETACICO INFERIOR.

Pueden hacerse extensivas aquí, las conclusiones de sedimentación expuestas para el Sector Occidental, con respecto a las facies "Weald-Utrillas". Baste añadir, que el espesor es aquí mayor que en el Sector Central, y semejante al de las series meridionales del Sector Occidental.

D6) CRETACICO SUPERIOR.

También pueden hacerse extensivas las conclusiones, en cuanto al tipo de depósito y ambiente de sedimentación del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, expresadas para el Sector Occidental.

En cuanto al conjunto calcáreo del Coniaciense-Senonense, apenas están representadas las calizas de base en este Sector, esto es, las calizas masivas blancas que se atribuyen al Coniaciense. No obstante, en la Hoja de Calasparra he podido constatar numerosas series del Senonense en su facies marino-lagunal, con calizas trufadas, que ya a la altura de la Sierra del Puerto, presentan un espesor de más de 300 metros. Debido a los procesos de erosión, no es posible asegurar cual fué el límite septentrional del depósito en la transversal del Sector Centro-Meridional. Pero en todo caso, a escala regional, resulta claro que las facies marino-lagunales del Senonense del Sector Occidental, enlazan con las mismas facies del Sector Oriental, al Sur del Sector Centro-Meridional del área cartografiada.

En la fig. 37, pueden observarse gráficamente las correlaciones establecidas entre las series del Jurásico y Cretácico del Sector Centro-Meridional.

El hundimiento fuerte y rápido del bloque meridional permitió una subsidencia mucho más fuerte en la región prebética - interna, durante un gran intervalo de la historia geológica (Kimmeridgiense-Cenomanense). Asimismo, durante el mismo proceso el bloque meridional del zócalo, esto es, el subyacente al Prebético interno, se habría basculado hacia el Norte muy probablemente. Tal parece deducirse del doble espesor (superior a 1.200 m.) del Cretácico inferior de las series inmediatas a la línea divisoria, con respecto a las más meridionales (Sierra de la Muela) del Prebético interno.

En regiones más orientales a la estudiada (hacia Jumilla y Yecla) el cambio de espesores entre ambos dominios sedimentarios, no resulta tan brusco, sino sensiblemente gradual. De este hecho parece deducirse, que la falla de zócalo divisoria -- NO-SE, en su inflexión posterior hacia el E y después hacia el NE, se amortiguaría progresivamente hacia Jumilla y Yecla, transformándose en "flexura", acompañada quizás de fallas próximas entre sí y de menor salto (Fig.97,B). Esto siempre entendido durante la etapa preorogénica, pues posteriormente en la "zona de flexura" se manifiesta la acción de fracturas de zócalo en salidas volcánicas y alineaciones diapíricas.

JURASICO Y CRETACICO

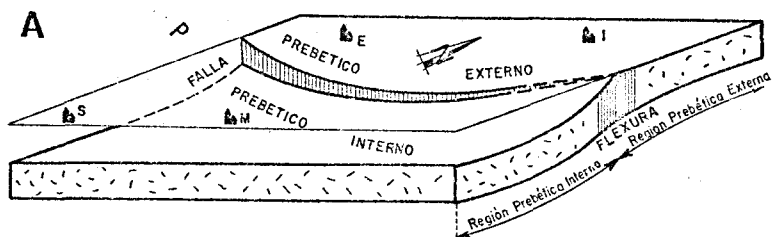
Prebetico externo

sector oriental

FIGURA 97

HIPOTESIS SOBRE EL COMPORTAMIENTO DEL ZOCALO

JURASICO SUP.? Y CRETACICO HASTA CENOMANENSE INCLUSIVE



B : CONFIGURACION HIPOTETICA DEL ZOCALO PREBETICO DURANTE EL CRETACICO.

A : INICIACION DE UNA FLEXURA DURANTE EL JURASICO SUPERIOR

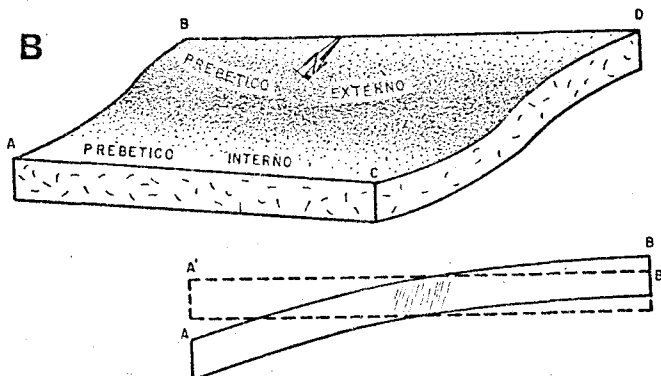
E = ELCHE DE LA SIERRA

I = ISSO

M = MORATALLA

S = SABINAR

P = PLANO HORIZONTAL.





VII.II-1-2.- CONSTITUCION DE UMBRALES EN EL CURSO DE LA ETAPA PREOROGENICA. SUS RELACIONES CON EL ZÓCALO O CON LA HALOCINESIS DEL KEUPER

Además del movimiento relativo entre el zócalo subyacente a cada uno de los dominios, externo e interno, de la zona PREBETICA, en el fondo de la cuenca de ambos dominios se produjeron movimientos diferenciales en sentido vertical, cuya distribución varió en el tiempo y en el espacio.

Estos movimientos, de naturaleza epirogénica, parecen responder a un juego de fallas profundas, a nivel del zócalo. Otras veces, por el contrario, pudieran estar relacionados simplemente con movimientos halocinéticos a nivel del Keuper. A veces, posiblemente también, con una conjugación más o menos concomitante de ambas causas.

Se analiza a continuación los movimientos más significativos a lo largo de la historia de la cuenca.

A) Movimientos relativos durante el Kimmeridgiense - (Fig. 98)

Desde el Kimmeridgiense se observa un movimiento de basculación y hundimiento progresivo del área prebética interna, a la par que una tendencia de elevación de la región prebética externa. Esta última se eleva de modo paulatino, y con intervalos de mayor o menor subsidencia según los sectores considerados.

La tendencia de elevación de la región prebética externa pudo favorecer la constitución de umbrales en su seno. Unos sectores se alzaron con antelación a otros, debido posiblemente al diferente valor de las fuerzas de resistencia a la elevación, en relación con la mayor o menor cohesión de los materiales del substrato. Se constituirían, de este modo, flexuras o pliegues de fondo, que afectaron seguramente al zócalo creando en el mismo zonas de tensión que favorecerían el juego de futuras fallas, talas como las que se manifestarán en la etapa orogénica. Por el contrario, las flexuras del fondo de la cuenca pudieron ser originadas mediante movimientos halocinéticos a nivel del Keuper.

V. III. 2. 5. LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR ORIENTAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

El Sector Oriental, comprende las series que se sitúan al Este de la Sª de Cabeza Llana y del Embalse de Camarillas.

Sus series se prolongan con características afines, más al Este del área cartografiada.

El Sector Oriental presenta una serie de bloques tectónicamente independizados, en los que los materiales mesozoicos que - dan alzados entre depresiones rellenas por materiales neógenos y - cuaternarios.

De aquí, que para definir las series, se necesite completarlas a veces teniendo en cuenta los materiales representados en distintos bloques próximos entre sí.

Se expone a continuación la descripción de las series, - de Norte a Sur, cuya localización de conjunto se observa en el gráfico de la fig. 38 .

V. III. 2. 5. A. LA SERIE EN LA SIERRA DE ENMEDIO Y SERRETA DE RA.

Se describen aquí los materiales mesozoicos de los relieves que ocupan el rincón NE. de la Hoja de Isso, limitado al Sur - por la Cra. de Hellín a Novelda.

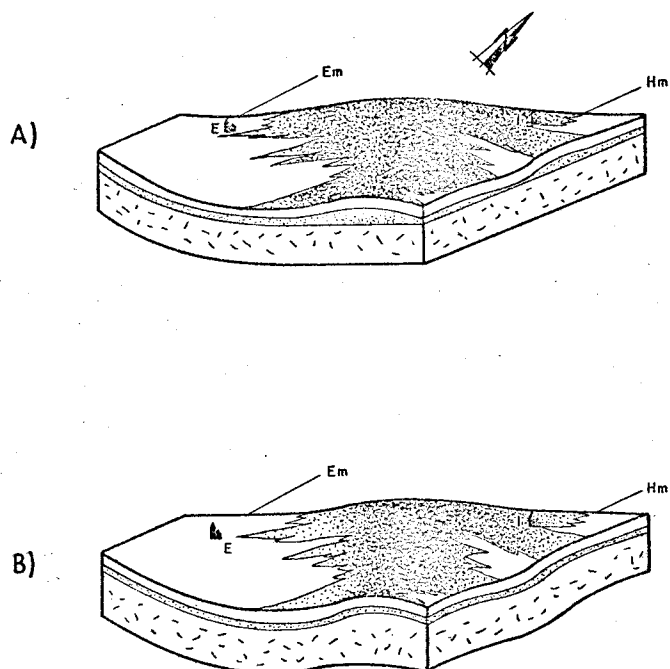
Estos relieves comprenden la estribación occidental de la Sª de Enmedio, y la Serreta de la Rá. Un esquema geológico del - contorno y perfiles de la serie levantada, se presentan en la fig. 39 .

A1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

El Lías sólo aflora en los niveles más superiores, que marcan la transición a las dolomías del Dogger. Se compone de dolomías de grano fino a medio, con patina arcillosa, apenas representadas por unos metros de espesor.

El Dogger está representado únicamente en su "facies - dolomías granudas". Su espesor total no es constatable, por no aflorar en ningún caso completo. Se supone en todo caso del orden o superior a 250 metros, según observaciones más al Este.

UMBRAL KIMMERIDGIENSE EN EL PREBETICO EXTERNO



Hm = MERIDIANO DE HELLIN
Em = MERIDIANO DE ELCHE DE LA SIERRA
E = ELCHE DE LA SIERRA
I = ISSO

Figura 98.- A) Hipótesis de constitución del umbral mediante simple halocinesis, sin intervención del socalo en el mecanismo. B) Hipótesis contraria, constituyéndose el umbral mediante flexura conjunta del socalo+cobertura. La realidad podría ajustarse a una tercera hipótesis, imaginando un mecanismo mixto entre las dos anteriores.

L. Jerez, 1971

A2) OXFORDIENSE SUPERIOR. Extrema base del conjunto - calizo-margoso inferior de la serie del Malm.

Las calizas nodulosas del Oxfordiense superior se encuentran en muy malas condiciones de observación, en el extremo oriental del eslabón montañoso que se extiende desde la Venta de Minateda hacia el Este. Se sitúa el afloramiento a la margen izquierda del camino que desde el Sur se dirige a la Casa del Pocico de la Rá, (fig. 39 B).

En el punto citado, sobre las dolomías del Dogger que se encuentran subverticales, se observan apenas los 2 metros de base de las calizas nodulosas. El resto de las mismas, junto con las calizas y margas del Kimmeridgiense, queda seguramente oculto bajo los coluviones de ladera y bajo los materiales del Mioceno inferior.

Las calizas, con textura de biomicritas y con intraclastos, han librado abundantes Protoglobigerinas; Radiolarios, Globochaete alpina (Lombard), Ostrácodos, Ophthalmídeos, Diademopsis sp., Lenticulina sp., protoconchas, restos de Crinoides y escleritos de Holoturias.

A3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR - MEDIO. Conjunto calizo - margoso inferior de la serie del Malm.

En la Serreta de la Rá (fig. 39, C), las "calizas nodulosas" del Oxfordiense superior deben estar ocultas bajo los coluviones de ladera que se apoyan sobre las dolomías del Dogger, al Sur de esta elevación montañosa.

Igualmente, quedan recubiertos los niveles de base del Kimmeridgiense, probablemente constituidos por margas. Afloran notwithstanding los 50-60 metros superiores del conjunto calizo margoso inferior. Se trata de una alternancia de calizas microcristalinas, de grano muy fino, con textura de micritas, biomicritas e intramicritas más o menos arcillosas y finos niveles de margas.

Contienen Globochaete alpina (Lombard), Eothrix sp., Ammodiscus sp., Nubecularia sp., Epistomina sp., Nautiloculina sp., restos de Valvulínidos, Verneuilínidos, Ophthalmídeos, Ostrácodos, fibroesferas, esquirlas finas y cortas, espiúculas, placas de Equino - dermos, y restos de Crinoides.

En el núcleo del pequeño braquianticlinal de la Sª de Enmedio, aflora únicamente la parte superior del conjunto calizo margoso (fig. 39, A). Los niveles de margas resultan aquí algo más gruesos que en la Serreta de la Rá.

Así, durante el Kimmeridgiense medio, en el área prebética externa comprendida entre los meridianos de Elche de la Sierra y de Hellín, se constituye un importante umbral abierto hacia el NO (Fig. 98), donde se instalan los depósitos costeros (series en los distintos apartados de V. III-2-3). La existencia del umbral se deduce de la evolución paleogeográfica, que refleja un entrante de la zona costera hacia el SSE, rodeada de una sedimentación más profunda. En afloramientos más meridionales del Kimmeridgiense (vertiente norte de la Sierra del Puerto; Hoja de Calasparra) en esta dirección, se constata aún una moderada influencia de la zona costera en relación con este umbral (en un episodio de calizas arenosas) intercalado entre otros de facies más profunda).

El proceso mecánico de constitución de este umbral pudo estar relacionado con la tendencia al alzamiento del PREBETICO EXTERNO, en la que no todas las áreas conseguirían elevarse con la misma rapidez. No parece necesaria la formación de fallas de zócalo, sino solamente de un pliegue a nivel del fondo de la cuenca, tanto más abierto hacia el NO. Este pliegue pudo formarse bien a nivel del zócalo, bien como consecuencia de migraciones halocinéticas a nivel del K euper, o bien como consecuencia de una conjugación de ambos factores (Fig. 98).

Más tarde, durante el Kimmeridgiense medio-superior, se acentúa la elevación general del Prebético externo, pero alzándose más y con antelación la parte occidental del mismo. Se deduce esto del carácter más incompleto de las series noroccidentales del Malm, que reflejan además en ocasiones un proceso de erosión al techo, anterior al depósito del Cretácico inferior en facies "Weald-Utrillas"; por el contrario, las series orientales, en especial las surorientales, resultan más completas y desarrolladas hasta el Portlandiense.

B) Movimientos relativos durante el Cretácico inferior

En el PREBETICO EXTERNO, durante el Cretácico inferior, se depositan las facies "Weald-Utrillas". El aumento gradual de los espesores de las series, sugiere que la región prebética externa sería entonces tangente a un plano inclinado hacia el SE. Dicha inclinación fué seguramente reflejo de una basculación simultánea del zócalo en el mismo sentido. En efecto, se puede imaginar que el zócalo del prebético externo se vería obligado a inclinarse más hacia el SE, que hacia el S y SO. Recuérdese que hacia el S y SO dicho substrato no sería solidario con el zócalo del Prebético interno, por existir entre ambos una importante falla. Por el contrario, hacia

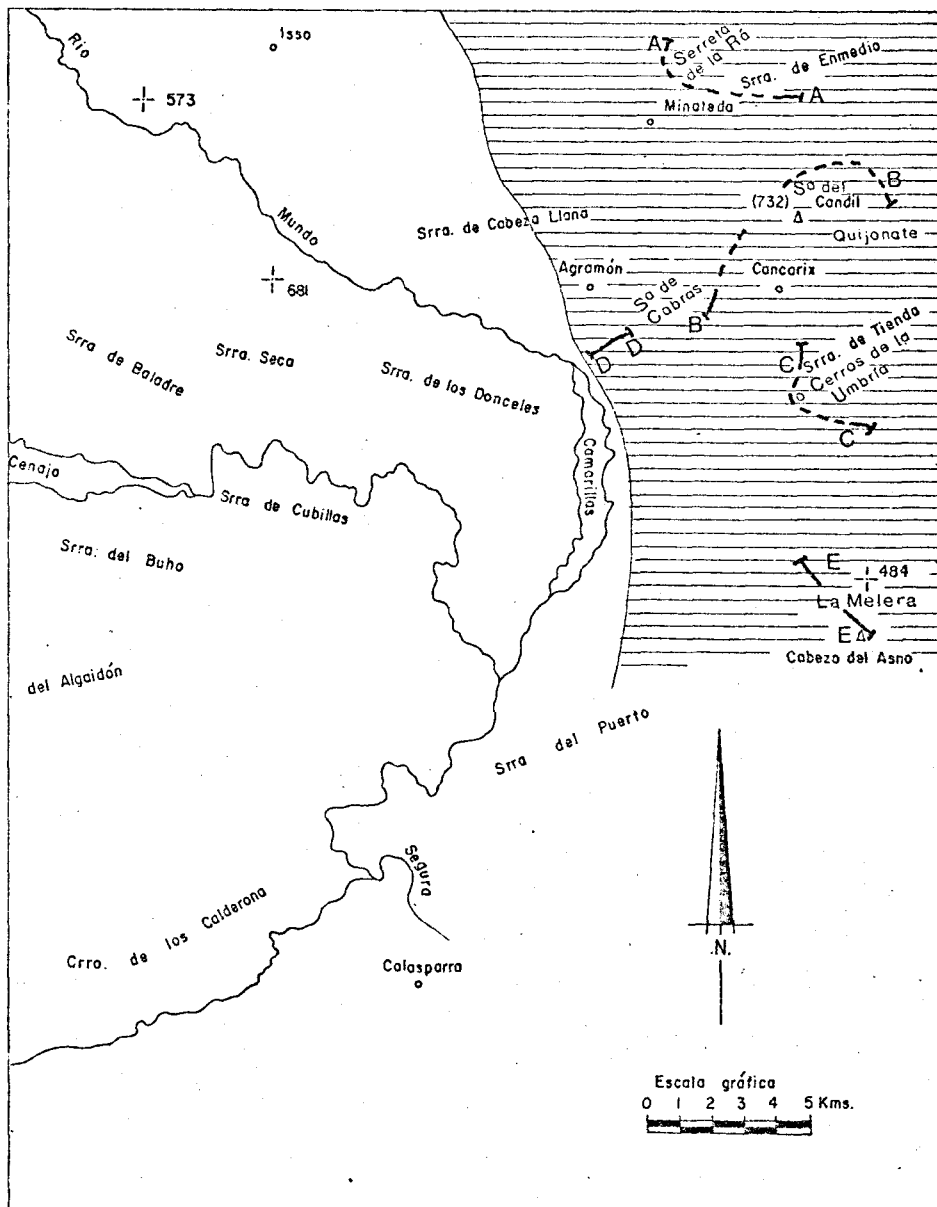
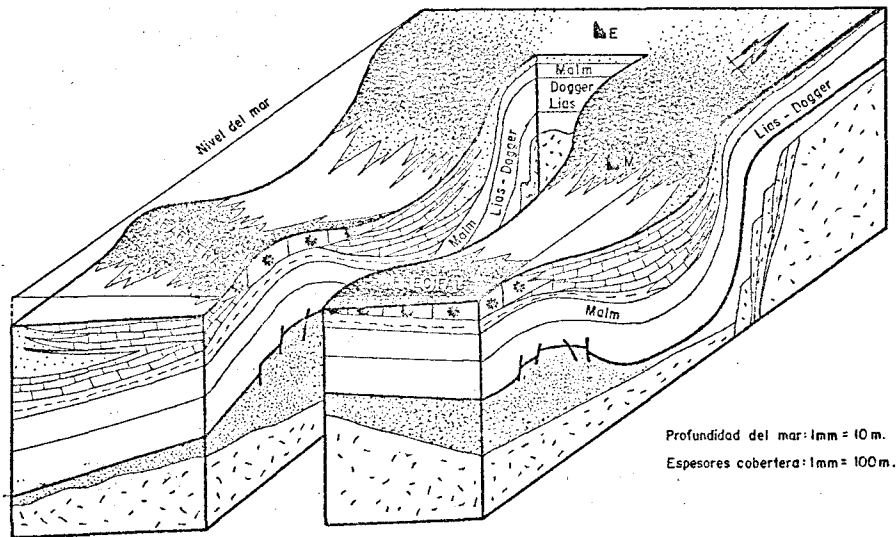


Fig. 38. — LOCALIZACION DE LAS SERIES QUE SE DESCRIBEN EN EL SECTOR ORIENTAL DEL DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

Series A, B, C, D, E según apartados del texto.

BLOQUE DIAGRAMA DE LA CUENCA DURANTE EL CRETACICO INFERIOR



Profundidad del mar: 1mm = 10 m.
Espesores cobertera: 1mm = 100 m.

EXPLICACION








- | | | |
|--|---|---|
|  TERRIGENOS |  SEDIMENTACION CARBONATADA
RESTRINGIDA (PARARRECIFAL) |  SEDIMENTACION
ARRECIFAL (EXTRAPOLADA) |
|  MARGAS (NEOCOMIENSE) |  SEDIMENTOS JURASICOS |  SEDIMENTOS
TRIASICOS (HALOCINESIS) |
|  ZOCALO (PERMOTRIAS
INCLUSIVE) | E = ELCHE DE LA SIERRA
M = MORATALLA | |

Figura 99.- Bloque diagrama esquemático de la cuenca durante el Cretácico inferior. (D. Perez, 1971).

En los 15 metros superiores, desaparecen las margas, y las calizas se disponen en bancos algo más gruesos. Estas calizas con textura de micritas e intramicritas, han librado Rectocyclammina aff. chouberti Hottinger, Feurtillia frequens (Maync), Pseudopirocyclina sp.?, Ostrácodos, Valvulínidos, esquirlas finas de Moluscos restos de Equinodermos y Gasterópodos.

A4) KIMMERIDGIENSE MEDIO. Conjunto calizo y dolomítico intermedio de la serie del Malm (fig. 39-A).

En la Serreta de la Rá, cuenta con un espesor del orden de 20 a 25 metros como máximo, mientras que poco más al Este, en el flanco sur del braquianticlinal de la Sª de Enmedio, supera los 40 metros.

Se compone de "calizas oncolíticas", con pasos locales a calizas dolomíticas, constituyendo un tramo o paquete de aspecto masivo.

Los oncolitos son tan abundantes que llegan a constituir el grueso de la roca. Estos nódulos no son sino gruesas calcificaciones de Sphaerocodium sp. Contienen además, restos de Gasterópodos, Lamelibránquios, Equinodermos, y Ostrácodos.

Su textura es de intramicritas, con partes de esparita, e intraesparruditas, con pelets e intraclastos.

Cuando están dolomitizadas, se siguen observando "sombras" de oncolitos (1).

A5) CRETACICO INFERIOR= "Facies "Weald-Utrillas".

El Cretácico inferior en la Sierra de Enmedio y Serreta de la Rá, también se presenta en facies "weald-Utrillas", con arenas y arcillas versicolores.

Su espesor es difícil de establecer, debido al recubrimiento coluvial. No obstante las observaciones parciales permiten una estimación aproximada. Así, en la Serreta de la Rá no parece superar los 50 metros de espesor, mientras que al Sur de la Sª de Enmedio está recubierto en su mayor parte, pero si se extrapola el espesor (1). - Fourcade, E. (1971). Tesis Doctoral, pág. 81, denomina "oncolitos" a estos nódulos o Algas, y alude a la similitud de los mismos con los que viven actualmente en las costas de Florida o de las Bahamas, a profundidades menores de 20 metros.

el E y SE, ambas porciones del zócalo serían más solidarias, una vez que estarían relacionadas con una "flexura" que no -- rompería su continuidad. De este modo, la subsidencia mucho más notable del dominio PREBETICO INTERNO, obligaría más al hundimiento de la parte suroriental y oriental del Prebético externo, que a su parte occidental insolidaria y en este sentido más independiente.

En el PREBETICO INTERNO, la estructura de la cuenca durante el Cretácico inferior no resulta suficientemente -- clara. Se desconoce como evolucionan las series más meri-- dionales bajo las Unidades alóctonas. No obstante, afloran suficientes series en los sectores septentrionales y centrales del mismo, lo que permite deducir consecuencias muy importantes.

pesor que se observa más al Este, podría superar los 100 metros.

A6) CRETACICO SUPERIOR (Fig. 39-C)

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

Cuenta con un espesor moderado, del orden de 80 metros como máximo.

El tramo de dolomías masivas de base, con unos 15 metros de potencia, aflora en buenas condiciones de observación en la extremidad NE, de la Serrata de la Rá. Se compone de dolomías recrystalizadas en microesparitas, con aspecto brechoide y sombras de intraclastos. Contienen limo de cuarzo, en proporción menor del 5%. Únicamente se ha reconocido Cuneolina sp., entre otros foraminíferos irreconocibles por la recrystalización.

Sobre el tramo anterior vienen 50-60 metros como máximo, de calizas dolomíticas muy bien estratificadas en bancos delgados, y de grano muy fino, que meteorizan dando un aspecto terroso a los bancos, y color ocre amarillento. Hacia la mitad de su serie, existen unos niveles con abundantes restos y moldes de Gasterópodos y Lamelibránquios, que coinciden en su situación estratigráfica con la lumaqueta dolomitizada que en la serie del Cerro de los Gamonares contiene Cerithium gallicum, d'Orb. La textura de estas calizas dolomíticas es de micritas y biomicritas, más o menos recrystalizadas en microesparita. Algunos niveles son de grano algo más grueso, observándose una textura propia de bioesparitas muy dolomitizadas. Es frecuente la existencia de finas oquedades, con manchas de óxidos de hierro. Contienen limo de cuarzo, en proporción inferior al 5%. En ciertos niveles se reconocen, Marssonella sp., Cyclamina sp., Cuneolina sp., Dicyclina sp., Milliólidos y pequeños Valvulínidos (Dorothia sp. ?)

Ocasionalmente, los niveles de base del complejo dolomítico intercalan unos nivelitos areniscosos de colores rojizos y amarillentos, que recuerdan los de la facies "Weald-Utrillas". Se interpretan aquí como unas avalanchas moderadas y esporádicas de terrígenos, que llegaron a alcanzar esta parte septentrional del Sector Oriental, una vez iniciado el Cenomanense, a modo de un reflejo tardío de lo que fué la sedimentación durante el Cretácico inferior.

b) Conjunto calcáreo del Senonense

En la Serrata de la Rá e inmediaciones, sobre el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, vienen unos 60 metros como máximo de calizas muy bien estratificadas, y generalmente de grano muy fino.

FLEXURA DEL FONDO DE LA CUENCA DURANTE EL CENOMANENSE

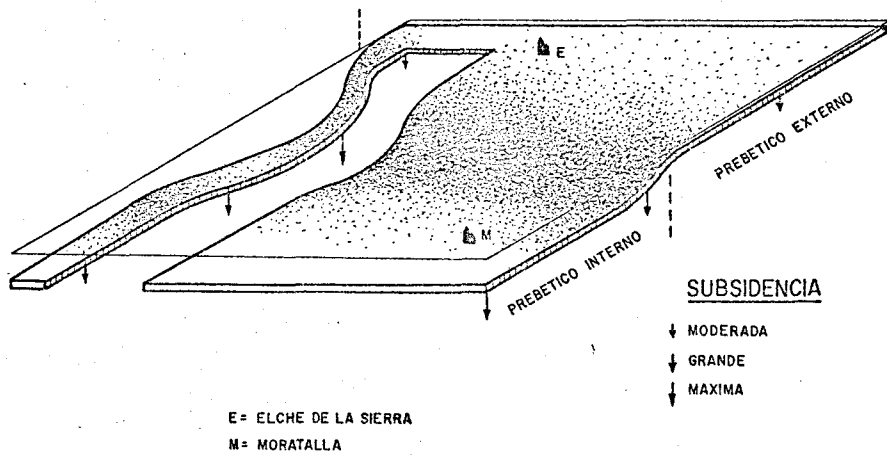


Figura 100.- Bloque diagrama esquemático de la importante flexura que delimitó el fondo de la cuenca durante el Cenomanense, entre el prebético externo e interno, aún con litología del depósito muy semejante en ambos dominios.

Fig. 39.- Mapa y perfiles geológicos entre la Sierra de Enmedio y la Sierra de la Rá.- Sector Oriental del Prebético externo.

Leyenda del mapa:

- 1) Materiales del Jurásico: dolomias y calizas
- 2) Materiales del Cretácico inferior: facies "weald-Utrillas"
- 3).- Materiales del Cretácico superior: dolomias y calizas
- 4).- Materiales del Mioceno inferior-medio: calizas y margas
- 5).- Materiales del Mioceno superior-Plioceno: margas yesíferas

Leyenda de los perfiles geológicos:

- 1.- Dolomicritas bien estratificadas (Lias)
- 2.- Dolomias granudas masivas (Dogger)
- 3.- Calizas nodulosas (Oxfordiense superior)
- 4.- Calizas (biomicritas) y margas (kimmerigg. inf-medio)
- 5.- Calizas (Kimmeridgiense)
- 6.- Calizas dolomíticas con sombras de oncolitos (Kimmer.)
- 7.- Arenas y arcillas, silíceas (Cretáceo inferior)
- 8.- Bancos gruesos de dolomia de grano fino (Cenoman.)
- 9.- Dolomicritas estratificadas (Cenomanense-Turonense)
- 10.- Calizas (biomicritas y pelsmicritas) en facies marino lagunar (Senonense)
- 11.- Margas (Zona G. barisanensis)
- 12.- Calizas bioclásticas (Mioceno inferior-medio)

Así, al Sur de la falla de zócalo que separa los dos dominios prebéticos, se revela un surco muy subsidente durante el Cretácico inferior. No obstante, la serie resulta doblemente potente (superior a 1.200 m.) precisamente en el sector más septentrional del Prebético interno y junto al límite con el Prebético externo; al contrario que en los sectores centrales, esto es en la Sierra de la Muela donde no supera los 600 metros. La subsidencia resulta mucho mayor, paradójicamente, hacia el Norte en todos los episodios datados del Cretácico inferior. Este hecho resultaría difícilmente explicable de no suponer una importante basculación del zócalo prebético interno hacia el Norte.

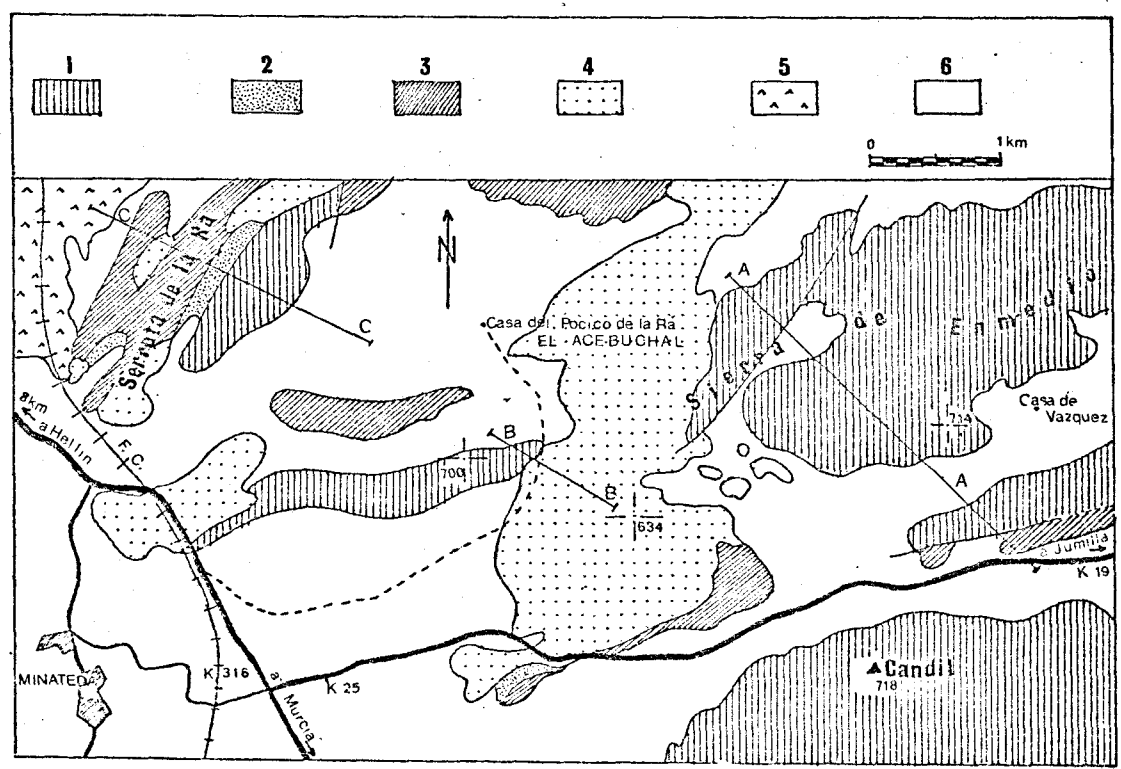
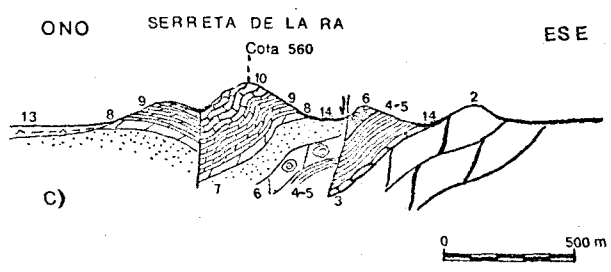
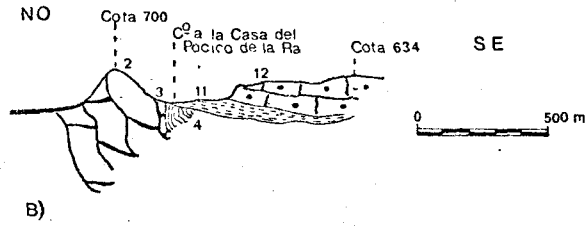
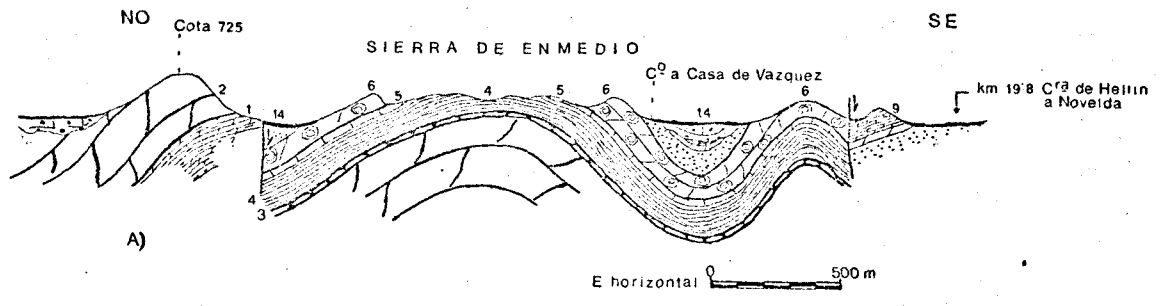
El aptense inferior es esencialmente carbonatado, con intercalaciones más bien eventuales de episodios terrígenos. Lo contrario ocurre en el Aptense superior-Albense. En este último intervalo se constata una progresiva disminución (a pesar del predominio constante de terrígenos sobre carbonatos) de la proporción y abundancia de terrígenos de Norte a Sur. Por otra parte, la abundancia de calizas para arrecifales, con Rudistas tanto más abundantes en las series también hacia el Sur sugiere la presencia, quizás, de una barrera arrecifal más al Sur del área estudiada. Esta hipotética barrera arrecifal pudo situarse sobre el umbral, cuya existencia ya se manifiesta en el adelgazamiento de espesor de la serie en la Sierra de la Muela. Desafortunadamente, la existencia de este arrecife no puede constatararse en las series que llegan a aflorar.

Respecto a la mecánica de formación de este umbral meridional en el Prebético interno durante el Cretácico inferior, pudieron jugar diversos factores. Por una parte, la misma basculación del zócalo hacia el Norte, con el consiguiente alzamiento relativo hacia el Sur. Por otra parte la halocinesis del Keuper, e incluso otras fallas de cobertera o de zócalo. Lo cierto es que este mismo umbral va a seguir jugando durante el Cretácico superior, donde parece más probable la intervención de la halocinesis, según se verá a continuación.

En la Figura 99, se reflejan esquemáticamente las características y relaciones entre la cobertera y el zócalo durante el Cretácico inferior.

C) Movimiento relativos durante el Cretácico superior

Durante el Vraconiense, el surco prebético interno se ve invadido por un mar más abierto, con depósitos menos restringidos, en cuya textura se refleja una mayor influencia del oleaje y de las corrientes. Y durante el Cenomanense, el mar avanzó transgresivamente hacia el dominio prebético externo.



- Fig 39 -

FLEXURA DEL FONDO DE LA CUENCA DURANTE EL CENOMANENSE

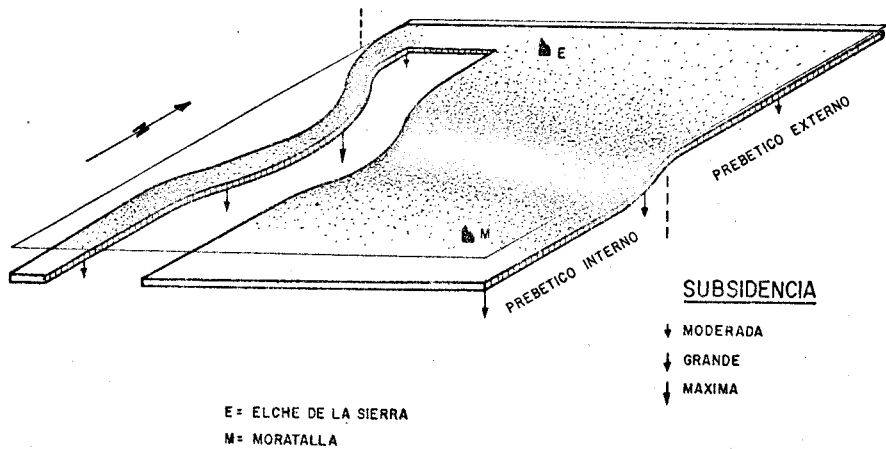


Figura 100.- Bloque diagrama esquemático de la importante flexura que delimitó el fondo de la cuenca durante el Cenomanense, entre el prebético externo e interno, aun con litología del depósito muy semejante an ambos dominios.

Su mitad inferior, con texturas de micritas y biomicritas eventualmente algo recristalizadas en microesparita, ha librado únicamente Microcodium elegans (Gluck), Charáceas, Ostrácodos, Rotalina cayeuxi (de Lapparent), Rotalina sp., Ammodiscus sp., Miliólidos, Ophthalmídeos, espículas, Gasterópodos y Lamelibránquios.

En su mitad superior abundan las calizas con aspecto "trufado", que le prestan sus numerosos intraclastos de colores rosados y negros o grises. Presentan texturas de biomicritas, más o menos lavadas, con esparita. Estas calizas han librado Quinqueloculina sp., Idalina sp., Lacazina sp., Cuneolina pavonia (d'Orbigny), Dicyclina sp., Nummofallotia cretácea (Schumberger), Nummofallotia sp., Globotruncana fornicata (Plummer), Ophthalmídeos, Ostrácodos, Microcodium sp., espículas, restos de Lamelibránquios y Equinodermos. Esta asociación correspondería al Santoniense.

Es probable que todo este conjunto calcáreo corresponda en su totalidad al Santoniense, pues no están representadas en su base las calizas masivas típicas que se atribuyen en otras series al Coriaciense. La parte superior del Senonense podría faltar simplemente por erosión, sin necesidad de invocar ausencia de sedimentación. O por el contrario, el Coriaciense podría quedar incluido en la extrema base de la serie, como un nivel delgado más, de micrita.

V. III. 2. 5. B. LA SERIE EN LAS SIERRAS DEL CANDIL Y DE LAS CABRAS.

B1) LIAS-DOGGER. Complejo dolomítico del Jurásico basal.

Presenta características semejantes a las definidas en la serie anterior.

B2) MALM. Su serie según Fourcade (1971).

Fourcade, E. (1) ha definido la serie del Malm en las Sierras del Candil y de las Cabras, como a continuación se transcribe:(2)

a) 25 metros. Calizas con Espongiarios y Ammonites.

b) 20 metros de margas con Ammonites piritosos.

(1). - Fourcade, E. (1971). Tesis Doctoral, pág 93

(2). - Traducido por el autor.

No obstante todavía se refleja la acción de la falla de zócalo que separa los dos dominios prebéticos, externo e interno, en el cambio brusco de espesores a nivel de la parte inferior del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense. Esto es, a nivel del Cenomanense. No obstante, la naturaleza de los depósitos es semejante en ambos dominios, y la profundidaz del mar es escasa en toda la cuenca (Fig. 100).

Durante el Turonense se equilibra bastante la subsidencia en ambos dominios y no se manifiesta la acción de la primitiva falla de zócalo. Desaparecen los rasgos peculiares de cada uno de los dos dominios, y la sedimentación resulta más homogénea tanto en el espesor como en su naturaleza.

No obstante, hacia el sur del área prebética interna estudiada, se sigue manifestando la presencia de un umbral durante el depósito de los términos dolomíticos de grano muy fino -- que se han atribuido al Turonense. Sobre ciertos sectores (flanco sur del anticlinal de la Sierra de la Muela) no se llegaron a depositar estos sedimentos, o bien fueron barridos. Y allí donde se depositaron, el espesor de los mismos disminuye sensiblemente, si bien muy gradualmente, hacia el Sur de las series -

c) 100 metros de alternancia de calizas sublitográficas y margas con Ataxioceras sp.

El yacimiento de Ammonites lo sitúa este autor en la Sierra del Candil, 1 km. al SO. de la cota 702, cerca de la senda de Despeñagatos ($x=29^{\circ}07'35''$; $y=38^{\circ}27'25''$).

d) 75 metros de calizas "gravelenses" con pasadas dolomíticas, que afloran bien en la Sierra de las Cabras, cerca de Cancárix. Hacia el NO estos niveles están completamente dolomitizados. Estas dolomías kimmeridgienses con fantasmas de Oncolitos forman el flanco occidental de la Sierra del Candil.

e) 25 metros de calizas gravelosas y oolíticas; no han podido ser estudiadas más que en la terminación oriental de la Sierra del Candil (3), un poco al Sur del km. 15 de la carretera de Jumilla a Hellín.

Los episodios a, b y c, corresponden al que he venido describiendo en las otras series como "conjunto calizo-margoso inferior". De ellos, el episodio "a" corresponde a las calizas nodulosas del Oxfordiense superior, y los b y c al Kimmeridgiense, según el mismo Fourcade.

El episodio d es correlativo del que se ha descrito antes en la Sierra de Enmedio, como "conjunto calizo-dolomítico intermedio", con la misma facies, y correspondería al Kimmeridgiense medio.

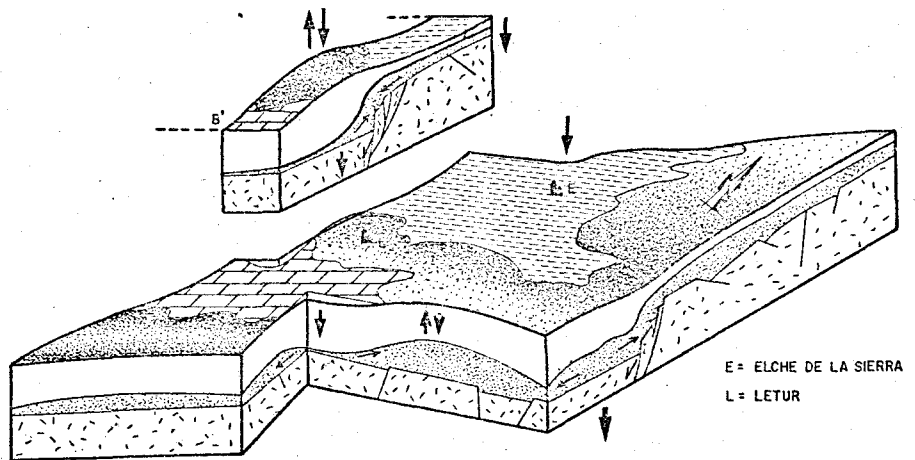
El episodio e, sería correlativo de los que se describirían en las series que siguen, en el Embalse de Camarillas y en la Melera, como "conjunto calizo-margoso superior" que va desde la parte superior del Kimmeridgiense medio al Kimmeridgiense superior y Portlandés.

B3) CRETACICO INFERIOR. Facies Weald-Utrillas

En la Sierra del Candil y de las Cabras, la facies Wealdutrillas se encuentran bastante recubiertas por terreno coluvial. Hacia el Este, en la Hoja de Jumilla, donde el afloramiento es más franco, se estima un espesor del orden o superior a los 100 metros. Tal estimación de potencia podría extrapolarse a estas latitudes.

(3) Se refiere a la Sierra del Candil ya en la Hoja de Jumilla, y no en la hoja de Issa, donde estos niveles quedarían ocultos bajo el Mioceno inferior.

LA CUENCA PREBETICA DURANTE EL SENONENSE













- | | | |
|--|---|--|
|  MARINO LAGUNAL |  COBERTERA |  SUBSIDENCIA DE ZOCALO Y COBERTERA |
|  MARINO |  TRIAS |  MOVIMIENTO VERTICAL ASCENDENTE DE LA COBERTERA |
|  EMERSION-SUBEMERSION |  ZOCALO |  HALOCINESIS |
| | |  ANTIGUA FALLA DEL ZOCALO |

Figura 102.- Bloque diagrama esquemático de la cuenca prebética durante el Senonense (L. Jerez, 1971; ligeramente modificado).

V. III. 2. 5. C. - LA SERIE EN LOS CERROS DE LA UMBRIA E INMEDIACIONES.

Los cerros de la Umbría, al S.E. de Cancarix, presentan una serie jurásica en todo análoga a la definida en la Sierra del Candl y de las Cabras.

El Cretácico inferior, y el conjunto dolomítico del Cenomanense-Turonense, presentan también características idénticas.

La diferencia esencial de esta serie con respecto a las que se sitúan al Norte, reside en el gran espesor que presenta la serie marino-lagunal del Senonense.

Cuenta con un espesor mínimo del orden de 250 metros, y no llega a observarse el muro. Su potencia real podría ser comparable a la que presenta la misma facies pocos kilómetros al SO., en la Sierra del Puerto, donde supera los 300 metros.

Afloran estas calizas al Sur de los Cerros de la Umbría desligadas del resto de la serie mesozóica y rodeadas por materiales del Mioceno.

Las calizas son, por lo general, de grano muy fino y litológicamente muy similares a las calizas lacustres del Mioceno superior, que las rodean apoyándose sobre ellas por el SO. No obstante, la observación atenta permite la diferenciación sobre el terreno.

Estas calizas, con texturas de micritas e intramicritas con partes de dismicrita, biomicritas e intraesparitas; y con pasos de unas texturas a otras en el reducido espacio de una misma lámina delgada, han librado en su mitad inferior Miliólidos (Quinqueloculina, sp., Idalina Sp., Lacazinasp.), Globotruncana sigali (Reichel), Rotalina cayeuxi (de Lapparent), Nummofallotia cretácea (Schlumberger), Ammodiscus sp., Dycyclina sp., Bolivina sp., Cuneolina sp., Thaumatoporella sp., y Ophthalmídeos.

Esta parte inferior del afloramiento, por su microfacies sería correlativa de los niveles más superiores que afloran en la Serreta de la Rá, y que se han descrito con antelación. Corresponden de al Santoniense.

Las calizas de la mitad superior de la serie, con texturas de micritas y biomicritas, contienen restos de Lamelibranchios, Gasterópodos, Ecuinodermos, Lituólidos, Ataxophragmidos, Algas, Miliólidos, Textuláridos, espículas, Nummofallotia sp., Bolivinopsis sp., Rotalina cayeuxi (de Lapparent), Lagénidos y Charáceas. Corresponden estas calizas a un Senonense superior en sentido lato.

V. III. 2. 5. D. - LA SERIE EN EL LADO ORIENTAL DEL EMBALSE DE CAMARILLAS E INMEDIACIONES.

prebéticas internas. Este hecho viene acompañado de la desaparición progresiva hacia el Sur de las "margas dolomíticas" intercaladas entre las dolomías microcristalinas de la parte superior del complejo dolomítico (Fig.101).

Durante el Coniaciense aumentó el área de influencia del umbral antes constituido. Otros lugares próximos se suman al mismo con la ausencia de depósitos y la formación de un -- "hard-ground" al techo del complejo dolomítico del Turonense,

No se manifiestan, en superficie, fallas de cobertura paleogeográficas que pudieran intervenir en la constitución de este umbral. Su configuración ondulada y posición cambiante con el tiempo, de acuerdo con la localización mutable de la posición de las lagunas estratigráficas desde el Turonense al Maestrichtiense, parece más fácilmente explicable mediante un plegamiento moderado provocado, quizás, por movimientos halocinéticos a nivel del Keuper. No obstante, no se puede desear completamente la posibilidad de un concurso de fallas -- más profundas, en la constitución de este umbral.

Durante el Santoniense-Maestrichtiense; sigue actuando la movilidad del umbral antes descrito en los sectores centro-meridionales del Prebético interno. La zona axial o de acción máxima del umbral parece localizarse en la vertiente sur de la Sierra de la Muela, donde se constata una laguna estratigráfica continua desde los términos dolomíticos del Turonense hasta el Maestrichtiense inclusive (Fig. 102).

Ahora bien, más importante aún resulta el hecho de -- que vuelve a configurarse el límite entre las dos provincias paleogeográficas del Prebético externo e interno, al menos dentro del área estudiada.

Este hecho parece conseguirse mediante una nueva acción de la antigua falla de zócalo que separaba los dos grandes dominios de la ZONA PREBETICA. En efecto, es precisamente sobre esta antigua línea o sus inmediaciones meridionales, donde parece instalarse un importante umbral, que separó el mar abierto propios de las facies del Senonense de los sectores centrales y meridionales del PREBETICO INTERNO, de la cuenca senonense restringida, de ambiente marino-lagunal que perdura durante el Senonense en todo el PREBETICO EXTERNO. En la génesis de este umbral, la intervención de la halocinesis pudo constituir además otro factor de acción. Pero en todo caso, la naturaleza intermitente y rápida de las fluctuaciones continuas del umbral en sentido vertical, regulando la entrada del mar hacia el Norte, sugieren la acción de fallas -- más o menos profundas.

En la parte oriental del Embalse de Camarillas, hacia la cola del mismo, donde convergen las alineaciones de la Sierra de los Donceles al Oeste y de la Sierra de las Cabras al Noreste, se pueden observar los siguientes términos de la serie del Jurásico y Cretácico:

D1) KIMMERIDGIENSE INFERIOR MEDIO. - Conjunto calizo-margoso inferior de la Serie del Malm.

Inmediatamente al Este del Embalse de Camarillas, bajo el Mioceno, afloran únicamente los niveles más superiores de calizas y margas con Ammonites, del conjunto calizo margoso inferior del Malm. Sus características litológicas no difieren de las de los niveles equivalentes descritos en las otras series de este sector oriental.

D2) KIMMERIDGIENSE MEDIO. - Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Cuenta con un espesor mínimo del orden de 40 metros (su contacto con las calizas y margas inferiores se encuentra mecanizado en parte). Se compone de dolomías de grano medio a grueso, sin observarse pasos a calizas, como en las series más orientales del mismo sector

D3) PARTE SUPERIOR DEL KIMMERIDGIENSE MEDIO AL -
PORTLANDES-VALANGINIENSE. - Conjunto calizo-margoso superior de la serie del Malm

Sobre las dolomías anteriores, vienen 30 metros de calizas microcristalinas, gravelenses en algunos niveles, o con intraclastos grandes de color oscuro, casi negro. Texturas de micritas e intramicritas, a veces arcillosas, y eventualmente microesparitas con nódulos margosos pseudo-oolíticos.

Estas calizas han librado: Ostrácodos, Verneuilínidos, Miliólidos, Glomospira sp., Valvulínidos, Ophthalmídeos, Hoplöhragminum, sp., oogonios de Charáceas, Nautiloculina sp., restos de Equinodermos y Gasterópodos, entre la fauna más banal. Y, además, hacia la parte media superior Everticyclammina virguliana (Koechlin), Clypeina párvula (Carozzi), Feurtillia frequens (Meyr) y Pseudocyclammina lituus (Yokohama). Esta microfacies correspondería al paso del Kimmeridgiense superior al Portland'es-Valanginiense. (1)

(1) según Fourcade (1971, pag 16, fig 2), Everticyclammina virguliana (Koechlin) correspondería al Kimmeridgiense superior y Pseudocyclammina lituus (Yokohama) al Valanginiense, en la zonación que establece en el estudio de las regiones que se sitúan más al NE. NO obstante, P. lituus, en las regiones más occidentales se ha localizado ocasionalmente en las facies del Kimmeridgiense.

Destaca ahora el hecho de la inversión de grados de subsidencia, que hasta el presente fué mayor sobre el PREBETICO INTERNO. Por el contrario, durante el Senonense la subsidencia es mucho mayor en el área prebética externa ocupada por las facies más restringidas, propias de una sedimentación rítmica marina y lagunal.

En general, la subsidencia máxima sobre el área -- prebética externa, tuvo lugar en las series más meridionales, disminuyendo hacia el Norte. En algunos sectores de posición intermedia en la cuenca marino-lagunal (v. gr. sobre gran parte del antiguo umbral kimmeridgiense entre los meridianos de Elche de la Sierra y Hellín, donde no se encuentran vestigios de sedimentación desde el Cenomanense al Senonense), existe la posibilidad de una emersión, que se sumaría a la del umbral de separación de los dos dominios prebéticos.

D4) CRETACICO INFERIOR "Facies Weald-Utrillas"

Sobre las calizas anteriores vienen las arenas y areniscas de las facies "Weald-Utrillas". Se observan únicamente los primeros metros de su serie, ya que el resto queda oculto bajo las calizas lacustres del Mioceno superior.

D5) CRETACICO SUPERIOR

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

El complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, con litología equivalente a la misma serie en la Serrata de la Rá, aflora poco más al NE, al lado sur de la carretera de Cancárix a la Estación de Agramón. Su espesor total, no puede constatarse debido al recubrimiento. En todo caso, por los afloramientos más inmediatos, puede suponerse superior a los 100 metros.

b) Conjunto calcáreo del Senonense

Por otra parte, el conjunto calcáreo del Senonense marino-lagunal se encuentra al S del Embalse de Camarillas, donde sus calizas sirven de apoyo a la presa. El afloramiento es parcial, y se encuentra rodeado por las calizas lacustres del Mioceno superior. No obstante, todo parece indicar que su serie es tan importante en espesor como la de los Cerros de la Umbría. (V. III. 2. 5. C).

V. III. 2. 5. E. -LA SERIE EN LA MELERA

Se sitúa esta serie en el extremo SE de la Hoja de Isso, junto al mismo límite de las Provincias de Albacete y Murcia (Fig. 38-E).

En el ángulo NO que forman el Arroyo de las Yeguas y la Rambla de agua amarga, a partir de su confluencia en el lugar denominado La Melera, afloran los términos superiores del Malm y la facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior.

En lo que se refiere al Jurásico, en las latitudes donde se realiza el presente corte, afloran únicamente los términos más superiores del Malm. El afloramiento se sitúa en el ángulo NO que forman el Arroyo de las Yeguas y la Rambla de Agua Amarga al confluir en el lugar denominado La Melera. Una columna gráfica de la serie se presenta en la Fig. 40.

E1) KIMMERIDGIENSE MEDIO. - Conjunto dolomítico intermedio de la serie del Malm.

Se atribuyen a esta edad unas dolomas masivas, que constituyen el término jurásico más antiguo de los que afloran en

En la subsidencia máxima de las series meridionales y centrales del área prebética externa, pudieron intervenir: 1º migraciones halocinéticas hacia el Norte y hacia el Sur; - favorecida quizás por la existencia de zonas de tensión hacia ambos extremos de la cuenca; 2º una basculación general del zócalo externo hacia el Sur y tendencia a alzarse hacia el - Norte.

Entre los sedimentos marino-lagunales del Senonense existen frecuentes niveles de brechas intraformacionales, de cantos angulosos y naturaleza litológica semejante a la de los niveles carbonatados que las intercalan. Su formación - pudo estar relacionada con la inestabilidad de la pendiente - del fondo de la cuenca, que facilitaría la movilización necesaria, con sedimentación próxima al lugar de origen del barro carbonatado semiconsolidado. La misma inestabilidad de la - pendiente del fondo de la cuenca, pudo a su vez estar relacionada con las sacudidas debidas al nuevo juego profundo de la antigua falla de separación de los dos dominios prebéticos.

Es de advertir, no obstante, que la cuenca marino-lagunal del Senonense rebasa hacia el Sur el antiguo límite de separación de los dos dominios prebéticos, pues sus series - se encuentran en sectores septentrionales del Prebético interno coexistiendo en la misma vertical con las facies urgonienses del Cretácico inferior.

D) Movimientos durante el Eoceno-Oligoceno

Durante esta etapa, la región prebética externa y gran parte del área septentrional de la antigua región prebética interna debieron quedar próximas a la emersión o completamente emergidas.

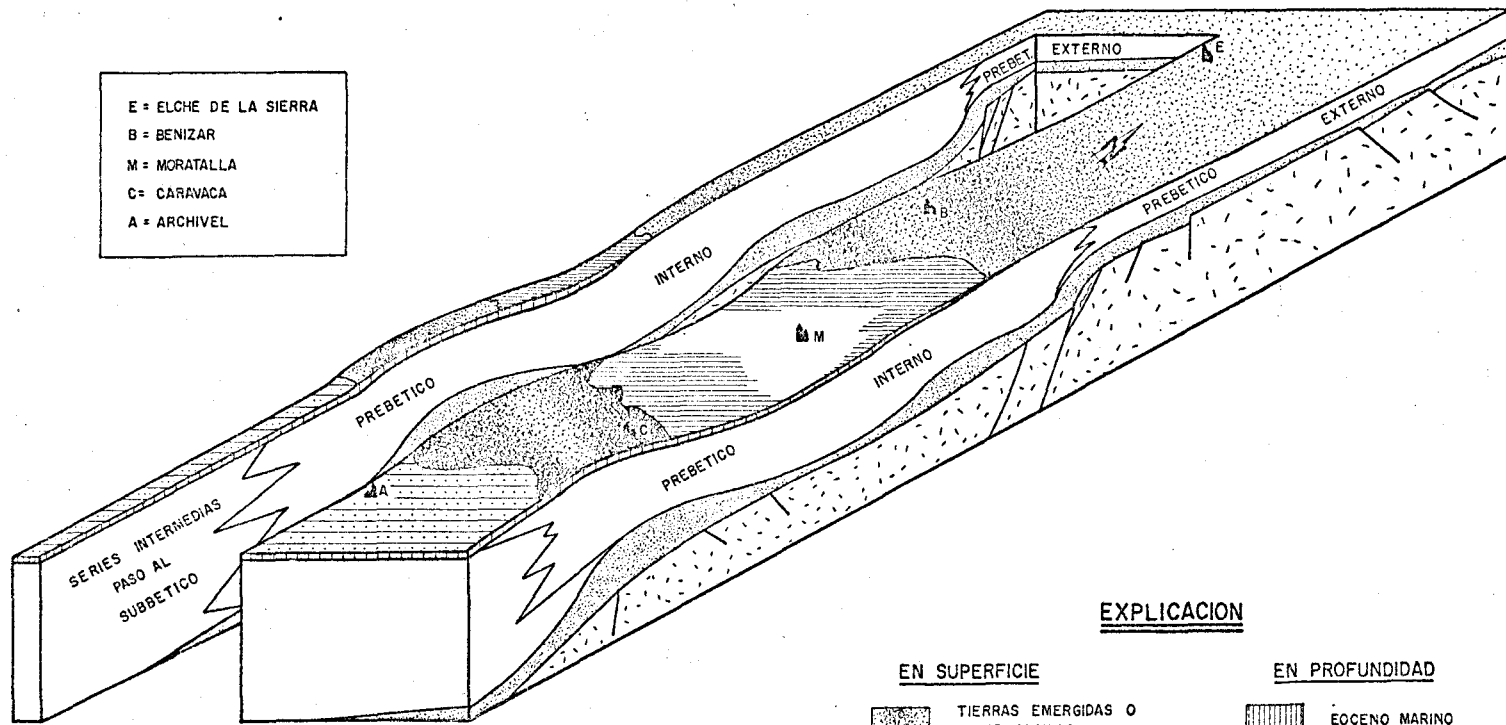
Al Sur del Prebético interno, en el área estudiada, se abre una cuenca marina muy subsidente que comprende desde el Paleoceno al Biarritziense; y tras una interrupción en la sedimentación, con hard-ground, continúa la sedimentación durante el Oligoceno en el mismo surco igualmente subsidente, - si bien la sedimentación es en este caso restringida, de tipo marino-lagunal con influencias continentales (Fig. 103).

Si bien los sedimentos de estos episodios se extienden en parte algo más al Norte del eje de las Sierras del Zacatín-Muela, es precisamente al Sur de este límite donde la subsidencia aumenta muy bruscamente.

EDAD	ESCALA en metros	TRAMO	MUESTRA	COLUMNA	OBSERVACIONES	Fig. 40
						LA MELERA
JURASSICO SUPERIOR KIMMERIDGIENSE SUPERIOR	55	9	960		TROCHOLINA ALPINA y CL. JURASSICA calizas y c. dolomíticas microcristalinas	
			959		CHAROPHICEAS	
			958			
			957			
			956			
			955			
			954			
			953		calizas microcristalinas y nodulosas con intraclastos grandes y oscuros	
			952			
45	8	951		calizas microcristalinas, y un episodio de margas sabulosas coloreadas que anuncian ya la facies "Weal"		
		950				
		949				
40	7	948				
		947				
		946				
35	6	945		microconglomerado con arena gruesa y grava silicea		
		944		CHAROPHICEAS		
30	5	943				
		942		calizas microcristalinas, calizas nodulosas con intraclastos y algunas pasadas de margas		
		941		CHAROPHICEAS		
25	4	940				
		939				
		938				
20	3	937		calizas microcristalinas, e hiladas de margas		
		936				
		935				
15	2	934				
		933		calizas nodulosas		
10	1	932		calizas microcristalinas y margas		
		931		ALVEOSEPTA POWERSI		
		930				
5	1	929		calizas microcristalinas, con episodios nodulosos		
		928				
		927		ALVEOSEPTA POWERSI		
0	1	926				
		925		dolomias masivas areniscosas		




Fig. 105.- Bloque diagrama estructural de la cuenca durante el Cretácico superior

E = ELCHE DE LA SIERRA
 B = BENIZAR
 M = MORATALLA
 C = CARAVACA
 A = ARCHIVEL







EXPLICACION

EN SUPERFICIE

-  TIERRAS EMERGIDAS O SEMIEMERGIDAS
-  SEDIMENTACION MARINO-LAGUNAL
-  SEDIMENTACION MARINA

EN PROFUNDIDAD

-  EOCENO MARINO
-  COBERTERA MESOZOICA
-  TRIAS (HALOCINESIS)
-  ZOCALO

este sector. Sobre las mismas viene una serie calcárea típica del Kimmeridgiense superior de estas regiones, que se describe con detalle a continuación.

Estas dolomías, de grano medio a grueso, mal estratificadas, muy meteorizadas, de color ocre y pardo rojizo en superficie, cuentan con un espesor visible superior o igual a 30 metros. Aunque menos areniscosas, recuerdan a las dolomías del Kimmeridgiense medio de la serie de Sierra Maraña, junto al Embalse del Cenajo.

Parecen corresponder a intraesparitas dolomitizadas. Al microscopio únicamente se observan sombras de intraclastos, y -- grano romboédrico medio.

E2) KIMMERIDGIENSE MEDIO-SUPERIOR. - Extrema base del conjunto calizo-margoso superior de la serie del Malm.

Tramo 1. - 8 metros. Calizas estratificadas en bancos delgados que presentan, en episodios alternantes, estructuras nodulosas y bancos normales. Se diferencian de muro a techo:

a) 2 metros. Calizas bien estratificadas en banquitos delgados del orden de 0'2 a 0'3 metros. Textura de pelgicrita con esparita. Granos romboédricos pequeños, aislados. Limo de cuarzo muy escaso. Contienen frecuentes Gasterópodos, esfculas, Ostrácodos, Halimeda sp. y Ophthalmidium sp., Actinoporella sp y Quinqueloculina sp.

b) 4-5 metros. Calizas en banquitos de estructura nodulosa, alternando con otras cuyos bancos presentan continuidad en su masa calcárea. Las texturas corresponden, respectivamente, a intraesparitas con micrita para los bancos nodulosos, e intra micritas con esparita para los bancos normales.

Contienen limo de cuarzo en proporciones siempre inferiores al 5%.

Las calizas de este episodio, muy ricas en fauna, han librado: Feurtilia frequens (Maync), Glomospira sp., Ostrácodos, Miliólidos, Ophthalmídidos, Lenticulina sp., Nautiloculina sp., Alveosepta powersi (Redmond) muy frecuente, Haplophragmium sp., Trocholina sp., junto a Algas (Munieria sp) restos de Gasterópodos, Lamelibranchios y piezas de Equinodermos.

La presencia de Alveosepta powersi (Redmond), nos permitiría atribuir aún este tramo a la parte superior del Kimmeridgiense medio.

No se puede afirmar en este caso la existencia de una falla de zócalo, pues el aumento de espesor, aunque brusco, no resulta tan exagerado como en el caso del límite entre los dos antiguos dominios prebéticos. La explicación puede ser más simple, mediante el concurso de los juegos halocinéticos del Keuper, que según se ha visto se vienen manifestando en este sector desde antiguo, y quizás también con la existencia de fallas de cobertera relativamente profundas (pues no se manifiestan en superficie).

VII-II-2.- RELACIONES ENTRE EL ZOCALO Y LA COBERTERA DURANTE LA ETAPA OROGENICA

Quando sobrevino la orogenia alpina el zócalo de la ZONA PREBETICA, en el área estudiada, estaba claramente individualizado en dos compartimentos tal como se ha avanzado.

Por otra parte, durante la etapa preorogénica, el zócalo del compartimento PREBETICO EXTERNO se vió sometido, en su proceso de la elevación desigual y selectiva en ciertos lugares, a "zonas de tensión". Además, debieron existir líneas de fractura antiguas, más o menos activas o cicatrizadas.

Estos condicionamientos del zócalo, previos a los empujes tangenciales de la orogénia alpina, influyeron en mayor o menor grado en la respuesta del mismo zócalo y de la cobertera ante tales empujes.

Pero la cobertera no se habría de manifestar totalmente solidaria con los movimientos del zócalo, por existir un nivel de despegue mecánico muy importante a nivel del Keuper. Así, la repuesta divergente de los movimientos de cobertera con respecto a los del zócalo, sería tanto más probable en aquellos sectores donde se hubiese acumulado más material plástico debido a la halocinesis y, quizás, a un diapirismo incipiente previo a la etapa orogénica o concomitante con la misma.

Por otra parte, el estilo tectónico tan diferente entre las Unidades prebéticas externas y la Unidad prebética interna, según se vió con antelación, guardaría una íntima relación con la gran diferencia en espesor de la cobertera, y con la mayor proporción de materiales menos rígidos acumulados en el Prebético interno. De estos condicionamientos nace, en parte, el mayor grado de complicación estructural del Prebético externo (Fig. 106).

E 3) KIMMERIDGIENSE SUPERIOR - Parte inferior, restante, del conjunto calizo-margoso superior de la serie del Malm.

Tramo 2 - 4 metros. Calizas microcristalinas y margas, ambas en banquitos muy delgados de grosor variable entre 0'01 y 0'08 metros. Las calizas son de color gris a beige claro. Su textura es variable entre micritas y pelesparitas. Contienen pequeñas cantidades de limo de cuarzo. Únicamente han librado: Ostrácodos, Ophthalmidium sp., y restos de Equinodermos.

Tramo 3. - 3 metros. Calizas en banquitos de estructura nodulosa, algunos con juntas arcillosas entre los nódulos. Contienen numerosos intraclastos y algo de limo de cuarzo. Únicamente se han librado: Gasterópodos, Algas, Ostrácodos, Ophthalmidium sp., Quinqueloculina sp., Sérpula sp., y Gaudryina sp.

Tramo 4 - 10 metros. Calizas microcristalinas en banquitos generalmente muy delgados, variables entre 0'01 y 0'1 metro. Contienen mayor o menor cantidad de arcilla según los niveles e intercalan de vez en cuando hiladas de margas, tanto más frecuentes hacia el techo. Las calizas son de color blanquecino, a veces verdoso y ocre en las partes meteorizadas. Su textura es de pelesparitas y micritas. Contienen Foraminíferos de ambiente marino-lagunal, con Gaudryina sp, muy abundantes Ammodiscus sp., Ostrácodos, oogonios de Charáceas y Charáceas.

Tramo 5 - 12 metros. En la mitad inferior predominan calizas nodulosas con grandes y numerosos intraclastos. En detalle, de muro a techo se observa:

a) 0'6 metros de caliza nodulosa microcristalina, con textura de dismicrita. Contiene oogonios y talos de Charáceas, algunos Ostrácodos y Gasterópodos.

b) 1 metro de calizas microcristalinas, con textura de dismicrita, en banquitos de 0'1 a 0'2 metros. Contienen únicamente frecuentes restos de Charáceas.

c) 5 metros de calizas en banquitos nodulosos, algunos con juntas arcillosas entre los nódulos y, en general, con numerosos y grandes intraclastos. Textura de intramicropesparita. Han librado sólo frecuentes restos de Charáceas, Ostrácodos y Gasterópodos.

d) 3 metros de calizas microcristalinas, con algunas pasadas de margas, en banquitos de 0'1 a 0'2 metros, y textura de -

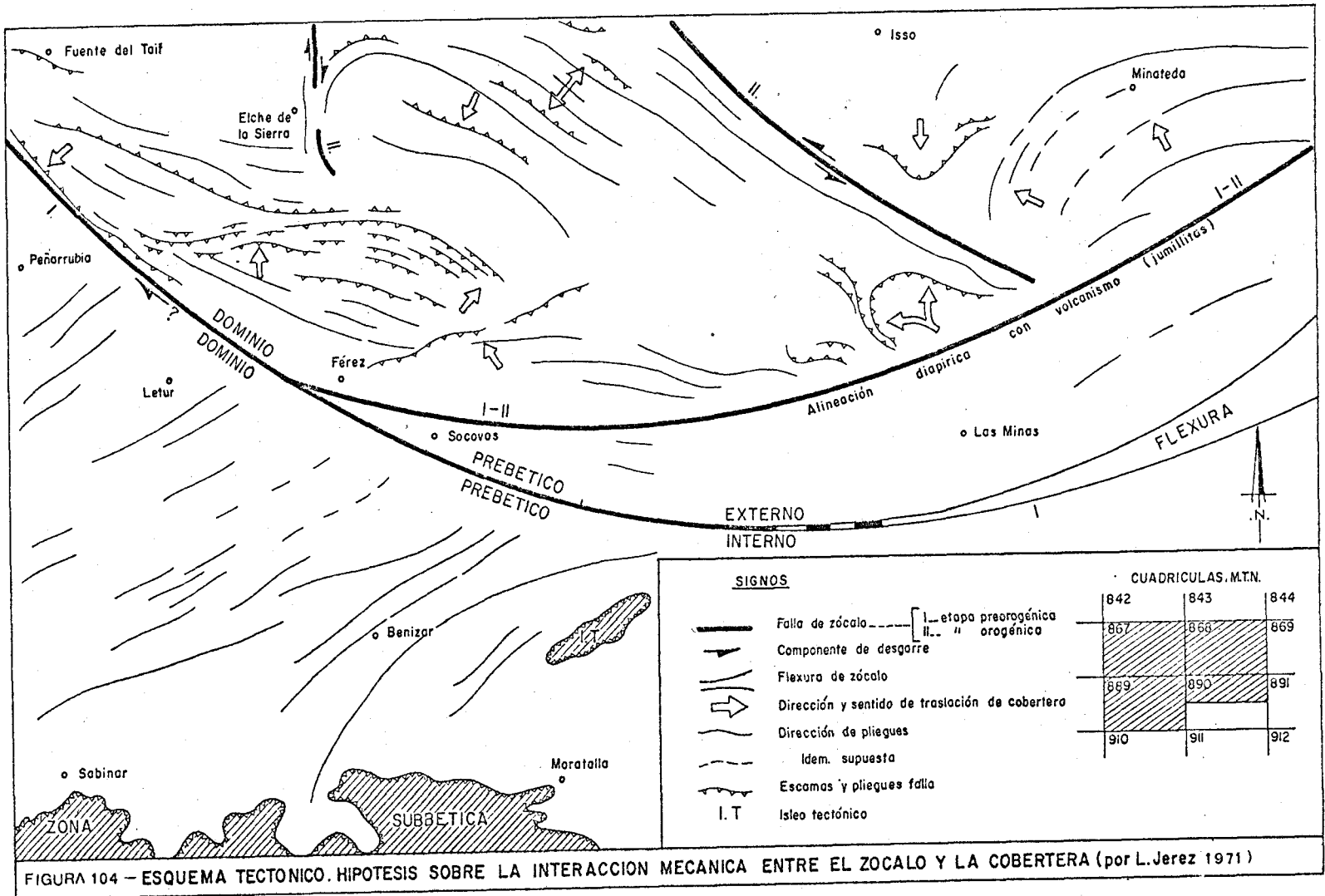


FIGURA 104 - ESQUEMA TECTONICO. HIPOTESIS SOBRE LA INTERACCION MECANICA ENTRE EL ZOCALO Y LA COBERTERA (por L.Jerez 1971)

dismicritas más o menos arcillosas. Contienen abundantes talos de Charáceas, algunos oogonios y Ostrácodos, y muy escasos Ophthalmídidos

E4) PORTLANDIENSE. - Parte superior del conjunto calizo --
margoso superior de la serie del Malm.

Tramo 6. - 2 metros. Microconglomerados de color pardo rojizo, muy meteorizado. Contiene grava de cuarzo de diámetros de - hasta 1 y 2 cm., y arena gruesa de la misma naturaleza - en proporción de hasta el 40 %. Se observan, además, -- algunos granos bien rodados de calizas muy diversas, en - tre ellas de las calizas con Charáceas como las del tra-- mo precedente. Cemento carbonatado.

Tramo 7. - 10 metros. Calizas microcristalinas y margas. Se dispo-- nen de muro a techo:

a) 4 metros de calizas microcristalinas, algunas arcillosas - con finas pasadas de margas, en bancos muy delgados de 0'02 a 0'1 metro en las calizas. Contienen limo de cuarzo en proporciones del 1 al 5%. Textura de intramicritas e intraespa-- ritas con micritas. Han librado frecuentemente oogonios y - fragmentos de Charáceas, algunos Ostrácodos, Ophthalmi- dium sp., Quínqueloculina sp., y Gandryina sp.

b) 3 a 3'5 metros. Margas sabulosas rosadas, rojizas y ocres que recuerdan ya el ambiente weáldico. Han dado algunos Os trácodos (Cypridea sp., Darwinula sp.,) Charáceas, Quín-- queloculina sp., y Ophthalmidium sp., junto con abundante li-- mo de cuarzo.

c) 2 a 2'5 metros de calizas microcristalinas en banquitos de 0'02 a 0'1 metros. Textura de dismicrita. Se observan pellets apenas diferenciados, algunos Ostrácodos y Ophthalmidium - sp.

Tramo 8. - 12 metros. Alternancia de calizas nodulosas con gran-- des intraclastos y calizas microcristalinas.

a) 1'5 metros de calizas nodulosas que contienen guijarros angulosos, muy abundantes y de colores generalmente oscu-- ros, casi negros. Textura de intramicrita, con partes de - dismicrita. Contienen Ostrácodos y Charáceas:

b) 2 a 3 metros. Calizas microcristalinas en nivelitos de - 0'05 a 0'1 metros, de color beige claro. Textura de dismi-- crita. Contienen Ostrácodos y Ophthalmidium sp.

El exámen de las estructuras, y de la independencia de las directrices estructurales de unos sectores a otros -- (Fig. 104), sugiere una mayor compartimentación del zócalo durante la etapa orogénica, en paneles que habrían transmitido los empujes tangenciales con cierta independencia -- entre sí (Fig. 105).

Así, parece bastante claro, que una nueva falla de zócalo (II de la Fig. 104), independizó en cierto modo las respuestas mecánicas de la misma cobertera prebética externa al Oeste y al Este de esta línea de falla. El compartimento occidental tendería a adoptar directrices ibéricas (Unidad BETI-IBERICA), y el oriental directrices béticas (UNIDAD BETICA).

Ahora bien, queda por establecer qué tipo de movimiento existió entre esta y las otras fallas de zócalo.

Las inflexiones bruscas de pliegues de la Unidad BETICA del Prebético externo, al aproximarse a la línea divisoria con la Unidad BETI-IBERICA del mismo, muestran en realidad un "arrastre" de la cobertera en este sector, en cuya explicación habría que invocar una fuerza de resistencia profunda. La falla de zócalo, que bajo el curso del Rio Mundo separa ambas Unidades prebéticas externas, en dirección NO-SE, habría actuado con una importante componente de desgarre que podría explicar estos hechos (Fig. 104). En todo caso, dado que en este lugar la cobertera rompe según escamas, en las que se encuentra involucrada además la acción del Keuper, resulta muy difícil establecer con seguridad el sentido del movimiento del desgarre entre los respectivos paneles del zócalo. Quizás, un movimiento del panel oriental hacia el NO, y una resistencia o movimiento relativo del panel occidental hacia el SE, explicaría la inflexión N-S de los pliegues que más al Este recuperan la directriz bética (Fig. 104). Las escamas hacia el Sur, que aparecen inmediatamente al ONO de la inflexión, en el caso supuesto, se habría movido en sentido contrario al desplazamiento del zócalo subyacente, como reacción local de la cobertera, insolidaria del zócalo gracias a la acumulación del keuper. No obstante, también sería posible la hipótesis de un sentido de desplazamiento contrario al supuesto, entre los respectivos paneles del zócalo.

c) 2'5 a 3 metros. Calizas nodulosas y subnodulosas, con abundantes guijarros angulosos incluidos, de color negro. Textura de dismicrita, e intramicrita con esparita, que pasa en algunas partes a intraesparita. Han dado; Ophthalmidium sp., Quinqueloculina sp., Salpingoporella sp. y Charáceas.

d) 4 metros. Calizas microcristalinas y margas en nivelitos -- de 0'02 a 0'05 metros. Las calizas contienen intraclastos oscuros visibles a simple vista. Textura de intraesparita con micrita. Contienen limo de cuarzo, entre el 3 y el 15 %. Han dado - Ophthalmidium sp., Quinqueloculina sp., Ostrácodos, Gaudryina sp. y oogonios de Charáceas.

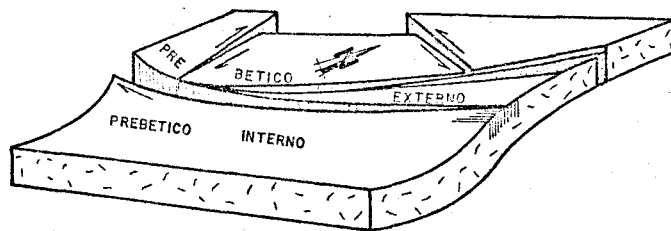
Tramo 9. - 3 metros de espesor mínimo (erosión al techo). Alternancia de calizas microcristalinas, algunas de ellas recristalizadas o dolomitizadas con grano fino. Las calizas no dolomíticas, tienen texturas de biomicritas e intraesparitas con micritas. Contienen pequeños porcentajes de limo de cuarzo, entre el 1 y el 5%. Han librado; Trocholina valdensis (Reichel), Trocholina alpina (Leupold), Munieria bacónica (Deecke), Clypeina jurassica (Favre), Gaudryina sp., Ophthalmidium sp., restos rotos de Solenospora sp., Salpingoporella sp., Nautiloculina sp., Lamelibranchios, Gasterópodos y Equinodermos.

La asociación de Clypeina jurassica (Favre) y Trocholina alpina (Leupold) nos dataría el Portlandiense.

E5) RESUMEN. - Argumentos para la delimitación, en el Kimmeridgiense medio, de las dolomías masivas de la serie 2 del Malm.

La serie jurásica de La Melera se compone de una alternancia de episodios marinos restringidos, con un intervalo de depósitos muy costeros en el tramo 6, cuyo microconglomerado se atribuye aquí a la base del Portlandiense. Conviene señalar aquí, - que un tramo semejante, arenoso, se ha localizado hacia la parte inferior del Portlandiense, al Sur, en el Dominio Prebético Interno (Sierra de la Muela). Ambos tramos serían, muy posiblemente, correlativos. Los episodios con microfauna más interesante, resultan los del episodio b del tramo 1, que por contener Alveosepta powersi (Redmond), puede atribuirse aún al Kimmeridgiense medio. Este hecho es importante, por cuanto delimitaría, con el concurso de la microfauna de otros cortes, las dolomías del Kimmeridgiense precisamente en el Kimmeridgiense medio; y no en el superior como podría pensarse en la mayor parte de los cortes efectuados donde suelen faltar las calizas superiores, y donde las facies de Utrillas vienen directamente sobre las dolomías Kimmeridgienses.

CONFIGURACION HIPOTETICA DE LOS MOVIMIENTOS DEL
ZOCALO PREBETICO DURANTE LA ETAPA OROGENICA



≡≡≡ Desgarros del zócalo

Fig. 105.- Configuración hipotética de los movimientos del zócalo durante la etapa orogénica (L.Jerez, 1971)

Al techo de la serie descrita, en el tramo 9, por su interesante asociación nos marcaría el Portlandiense.

Aún más al techo del tramo 9, continúan unos metros -- de calizas microcristalinas dolomitizadas, sin restos de microfauna, - que pudieran corresponder ya al Valanginiense.

E6) CRETACICO INFERIOR. - "Facies Weald-Utrillas"

En este mismo sector del extremo SE de la Hoja de Isso, aflora ampliamente el Cretácico inferior en facies Weald-Utrillas. Los caracteres litoestratigráficos son semejantes a los descritos en otras series, pero con un espesor mayor. Supera los 300 metros de potencia, y se desarrolla aún más rápidamente hacia el Sur. Se compone de arenas y arcillas versicolores.

E7) CRETACICO SUPERIOR

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

Adquiere gran desarrollo y espesor hacia el Sur, diferenciándose en la Sierra del Puerto el tramo dolomítico masivo de base con un gran espesor, propio ya de la transición al Prebético interno.

Hacia el Norte de La Melera, queda oculto bajo las distintas facies del Mioceno, aflorando sólo algunos niveles de las calizas dolomíticas microcristalinas del conjunto superior de este complejo.

Hacia el Noreste, no se encuentran estas facies hasta el lugar denominado Cerros de la Umbría, donde ya se han definido y donde se veía como el espesor de este complejo dolomítico era bastante moderado, como corresponde generalmente al Prebético externo.

b) Conjunto calcáreo del Senonense

Aflora de forma muy reducida en extensión en la cabecera de la Rambla de la Melera, bajo las calizas del Mioceno inferior que se alargan en el mismo límite de las provincias de Albacete y Murcia en estas latitudes.

Resulta difícil reconocer estas calizas sobre el terreno, en el lugar señalado, dada en este caso su semejanza con las calizas del Mioceno inferior que son aquí muy blancas. Su localización se facilitará indicando que a pesar de lo reducido del afloramiento, se las ve buzar con distinta dirección al Mioceno. Las calizas -- senonenses buzan hacia el Oeste, y el Mioceno hacia el Norte, de -- forma que puede reconocerse una discordancia angular.

Asímismo, la inflexión de los pliegues de la Unidad BETI-IBERICA, que giran bruscamente el rumbo N-S junto al meridiano de Elche de la Sierra, tendría una explicación semejante a la anterior, mediante otra falla de zócalo (más occidental que la anterior) también con componente de desgarre (Fig. 104). El mismo problema existe en este caso, con respecto a los sentidos del movimiento de los paneles del zócalo. No obstante, pudiera existir aquí una mayor solidaridad entre los sentidos de desplazamiento zócalo-cobertera, dado que no se constata aparentemente una acumulación del keuper tan importante como en el caso anterior.

Esta última falla de zócalo, orientada N-S según el meridiano de Elche de la Sierra, se prolongaría al parecer hacia el Norte fuera del área estudiada. En efecto, según datos de mi compañero Tomás Rodríguez Estrella, sobre la misma alineación, en la Hoja de Liétor, ocurren otras inflexiones del mismo estilo.

Por otra parte, la falla antigua que separaba los dos dominios prebéticos, externo e interno, también debió jugar durante la etapa orogénica con cierta componente de desgarre (Fig. 104). En este caso, además de la brusquísima ruptura entre las direcciones de plegamiento del Prebético interno con respecto a la Unidad BETI-IBERICA del Prebético externo situada al Norte, se observan frecuentemente planos de falla con estrías horizontales (o con componente horizontal importante) que afectan a los materiales de la cobertera sobre esta alineación.

Un hecho bastante importante es, además, que sobre la cobertera inmediatamente próxima a las fallas de zócalo referidas, son frecuentes las fallas inversas de plano alabeado, en cuyos extremos el sentido de las cobijaduras es contrario.

En la distensión posterior al plegamiento, el zócalo refleja una compartimentación aún mayor que la expresada, en las alineaciones diapíricas y en las manifestaciones de volcanismo (fallas I- II de la fig 104). Si estas fallas jugaron previamente, durante el plegamiento, es una cuestión insegura. En todo caso, estas fallas se instalan paralelamente

La facies y microfauna permite identificar las calizas microcristalinas del Senonense, semejantes a las que afloran más - ampliamente en los cortes más septentrionales.

V. III. 2. 5. F. - RASGOS GENERALES DE LAS SE--
RIES JURASICAS Y CRETASICAS -
DEL SECTOR ORIENTAL. (Fig. 41).

F1) LIAS-DOGGER

Las facies del Lías y del Dogger, en sus componentes carbonatados, son siempre dolomíticas, y enteramente semejantes a las descritas en el Sector Occidental. Las dolomías del Dogger, se encuentran desprovistas de aportes terrígenos silíceos, en contraste con el Sector Centro-Meridional.

F2) OXFORDIENSE SUPERIOR

Las calizas nodulosas del Oxfordiense superior, --- cuentan en este Sector con un desarrollo notablemente mayor que - en los demás sectores considerados, alcanzando hasta 25 metros de espesor. No obstante, no siempre se observan aflorando en toda su extensión, debido al frecuente recubrimiento del Mioceno y Cuaternario.

Su facies no difiere, en esencia, de la que se pre-- senta en los otros sectores, por lo que se harán extensivas aquí - las consideraciones sobre el ambiente de depósito. Se advertirá - únicamente, pues, una subsidencia del área de depósito visiblemente mayor.

F3) KIMMERIDGIENSE INFERIOR - MEDIO

El "conjunto calizo-margoso inferior" de la serie -- del Malm, vuelve a presentar las mismas facies, de calizas de grano fino y margas, que en el Sector Occidental. Desaparecen rápidamente, las calizas oolíticas-arenosas de las series de los vecinos sectores centrales. Se perfila de este modo, muy claramente, el - borde oriental del umbral que constituyeron aquellos sectores en esta etapa de sedimentación. Los sedimentos más profundos, de este sector junto con el Occidental, constituirían una cuenca relativamente más interna que bordearía por el Sur, fuera del área cartografiada, el umbral de los sectores centrales. Esto sucedería - aún dentro del mismo DOMINIO PREBETICO EXTERNO, tal como se deduce de la naturaleza de la serie del mismo "conjunto calizo-margoso inferior" al Norte de la Sierra del Puerto y de la Sierra de Cabeza del Asno, en la parte septentrional de la Hoja de Calasparra. La serie se compone allí, de las mismas calizas de grano fino y margas, desprovistas de oolitos y de terrígenos silíceos gruesos, pero intercala además unos niveles de calcarenita esparítica que evocarían aún la influencia y proximidad de -- aquel umbral.

te a la zona de flexura, con que continuaba hacia el NE la primera falla de zócalo (I de la Fig. 104) que separó los dos dominios prebéticos. Lo cierto es, que en la fase de distensión se constata también una prolongación de la falla I, más al SE de los expresado en la figura 104 , pues el afloramiento volcánico de las inmediaciones de Calasparra se localiza en la misma alineación NO-SE. Esta nueva actividad de la antigua falla sería posterior a la puesta en lugar de las unidades alóctonas, - intratortoniense.

El conjunto calizo margoso inferior de la serie del - Malm, sobrepasa los 120 metros de espesor en el Sector Oriental, diferenciando por lo general un tramo margoso en la base.

F4) KIMMERIDGIENSE MEDIO

El conjunto dolomítico intermedio de la serie de los otros sectores pasa aquí, en las series más nororientales, a calizas de pisólitos, eventualmente también parcial o totalmente dolomitizadas. Se conserva el aspecto masivo, y en algunas series el espesor llega a sobrepasar los 75 metros.

En este sector, se comprueba el carácter secundario de las dolomías del Kimmeridgiense medio, y el ambiente de depósito de las mismas. Las calizas de "oncolitos" o pisólitos a que pasan de forma irregular las dolomías, se habrían depositado en mares someros, con profundidades del orden de 20 metros (Fourca de 1971), en condiciones semejantes a las de los depósitos actuales de las costas de Florida o de las Bahamas.

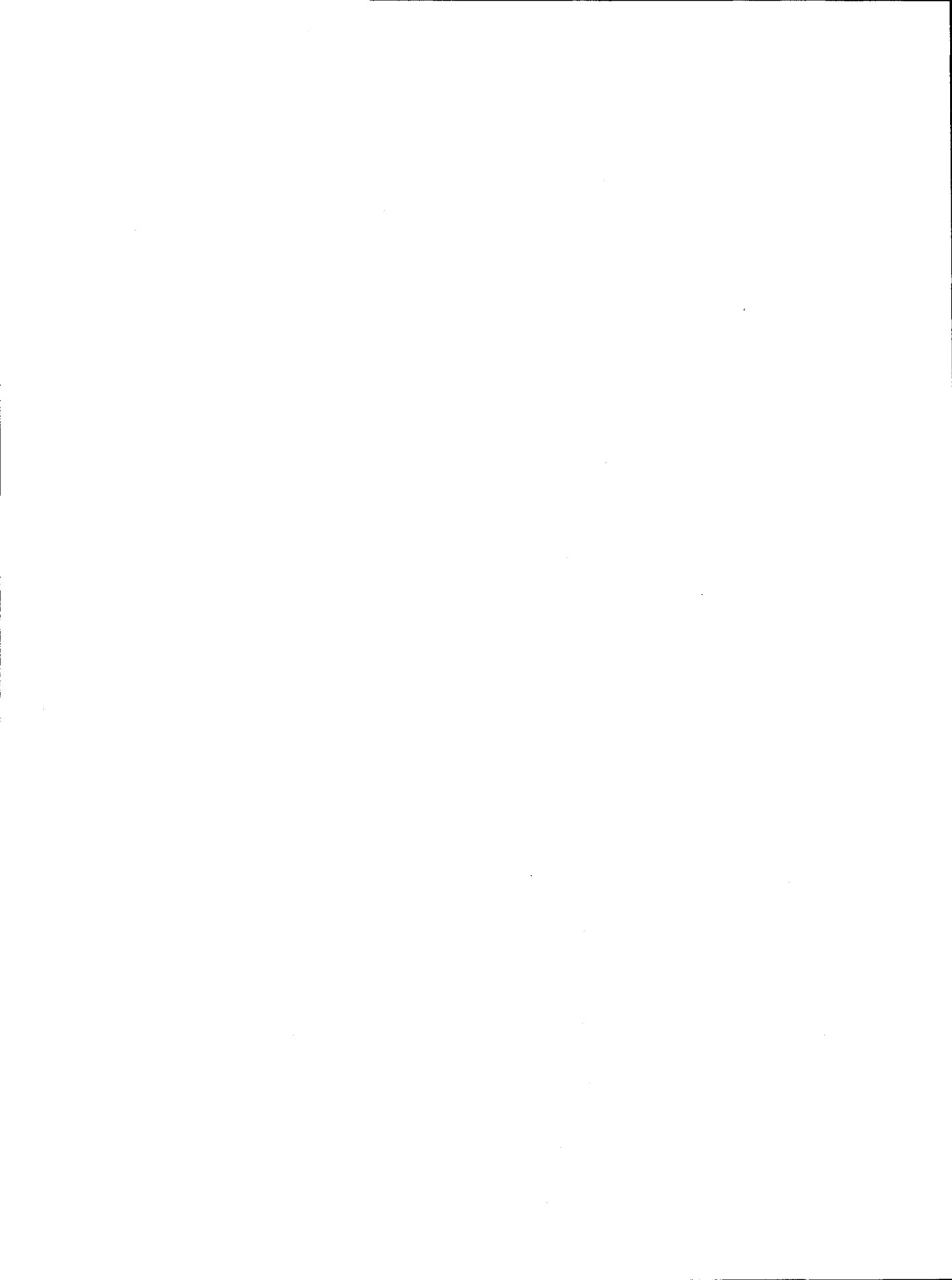
La subsidencia de la cuenca, no obstante el carácter somero de la misma, sigue siendo mayor que en los demás sectores considerados.

F5) EXTREMA PARTE SUPERIOR DEL KIMMERIDGIENSE-MEDIO-KIMMERIDGIENSE SUPERIOR Y PORTLANDIENSE.

Es éste, por otra parte, el único sector de los considerados en el DOMINIO PREBETICO EXTERNO, donde está representado el "conjunto calizo-margoso superior" de la serie del Malm.

Su edad queda comprendida entre el techo del Kimmeridgiense medio, representado en los últimos niveles con Alveosepta powersi (Redmond); el Kimmeridgiense superior, con Everticlammia virguliana (Koechlin), en la parte media del conjunto calizo margoso; el Portlandiense, con la asociación de Trocholina alpina (Leupold) y Clyppeina jurassica (Favre) hacia la parte superior de la serie. Posiblemente también, en los niveles del techo, esté representado el Valanginiense.

El límite entre el Kimmeridgiense superior y el Portlandiense, resulta impreciso en las series descritas. De forma convencional, se establece en la base de un nivel de microconglomerados silíceos, presente en la serie descrita en La Melera -- (véase apartado V. III. 2. 5. E.).



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	TERMINOS
LIAS	DOGGER SUPER.	OXFORD SUPER.	KIMMER INF Y MED.	KIMMER MEDIO	KIMMER SUP	PORTLAND	CRETACICO INFERIOR	TURONENSE (CENOMANENSE)	CUNIACIENSE	SENONENSE	EDAD
> 200 m	300-350 m	20-25 m	120-150 m	50-100 m	0-25 m	60 m r	50-300 m	40-250 m	0-15 m	50-350 m	POTENCIA min. y máx.
dudosos	ammonites y microfósiles y corales	ammonites y microfósiles y corales	microfósiles y correlación	posición estratigráfica y relativa	microfauna	microfauna	correlación con series internas	situación estratigráfica relativa	dudosos correlación	microfauna	CRITERIOS DATAción
											LITOLOGIA
dolomita - dolosparita	biomicrita - pelmicrita	biomicrita - pelmicrita	micrita - pelmicrita	dolosp. y micrita	micrita, intramicrita, event. intramicroesp. partes de esparita y subalternita	muy débil en general y medio alto en ciertos intervalos	med. a muy débil	dolomita y dolosp.	microesp.	micrita, microesp. intraesp. etc.	TEXTURAS
	débil muy constante	débil	débil	costero (oncolitos)	marino litoral, e incommunicado con el mar abierto durante ciertos episodios ricos en Characeas	muy probable al N	marino res-tringido? - marino lagunal?	débil - medio	marino y semires-tringido lagunal	marino y lagunal	NIVEL DE ENERGIA
	pelagico	pelagico	marino plataforma				fluvial				AMBIENTE DE DEPOSITO
									posible al N		LAGUNAS ESTRATIGR
											DISCORDANCIAS
							sobre 5 al N				PENICÓN - CORDANCIAS
muy fuerte	moderada a relativam. fuerte	relativ. fuerte	relativ. fuerte	relativam. fuerte	nula al N, moderada hacia el centro, aumenta progresivam. hacia el S		idem a 9	moderada al N; muy fuerte al S	nula o débil y notable al S	muy fuerte hacia el S	SUBSIDENCIA

Fig 41 — Sintetipo de la serie mesozoica en el sector oriental del Prebetico Externo

VIII

GEOLOGIA HISTORICA

Las texturas de las rocas carbonatadas, varían entre intramicritas con esparita, micritas, pelesparitas, dismicritas, intramicroesparitas e intramicritas. Tienden a predominar las texturas de grano fino.

Muchos niveles presentan un carácter "noduloso", y son muy frecuentes los bancos que contienen grandes intraclastos de calizas negras o gris oscuro, angulosos, en tamaños muy variables, desde el orden del milímetro a dos o tres centímetros de diámetro máximo.

Por su microfacies, el conjunto calizo margoso superior de la serie del Malm, parece haberse depositado en un mar de ambiente restringido, con influencias de ambiente lagunal, de características muy semejantes a las del depósito de las serie marino-lagunal del Senonense del mismo Dominio Prebético Externo.

Llama la atención el hecho de que los intraclastos o guijarros angulosos de calizas incluidas, son tanto más abundantes y de mayor tamaño en las series ya próximas a la transición al DOMINIO PREBETICO INTERNO. Incluso en las series, más meridionales, en este último Dominio, los intraclastos resultan de menor tamaño. Este hecho, me parece relacionado con la mayor inestabilidad del fondo de la cuenca en el límite de los dos Dominios. Las razones paleogeográficas, serán analizadas en el capítulo de Paleogeografía y Geología Histórica.

También pudiera ser significativa la existencia, no sólo del microconglomerado intercalado en esta serie, sino también la presencia, hacia la parte superior, de unos nivelitos de arcillas versicolores que recuerdan las facies "Weald-Utrillas" (véase, apartado V. III. 2. 5. E, tramos 6 y 7). Estos aportes silíceos en la parte superior de la serie del Malm, avalarían a mi juicio la hipótesis de que en la facies "Weald-Utrillas" de las series más externas, estuviera representada también la parte superior del Malm junto con todo el Cretácico Inferior.

F7) CRETACICO INFERIOR

Representado siempre en las facies "Weald-Utrillas", aumenta su espesor también de Norte a Sur, como en los demás sectores ya considerados.

El aumento se produce primero de forma gradual hasta alcanzar las series meridionales, donde una vez en la proximidad del DOMINIO PREBETICO INTERNO el aumento comienza a hacerse más rápido. En las series meridionales, concretamente entre La Melera y la Sierra de Cabeza del Asno, que se sitúa ya



en la Hoja de Calasparra y que por sus facies correspondería - aún al DOMINIO PREBETICO EXTERNO, el espesor de los terrígenos de la facies "Weald-Utrillas" supera los 250 metros. A pesar del notable espesor, no se observan aún niveles carbonatados marinos, propios de la facies del Cretácico inferior del DOMINIO PREBETICO INTERNO.

F7) CRETACICO SUPERIOR.

El complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense aflora frecuentemente en el Sector Oriental, pero por lo general, aún con litología semejante, su espesor es más moderado que en el Sector Occidental dentro del área cartografiada. Inmediatamente al Sur de la misma, el complejo dolomítico se hace visiblemente más potente, diferenciándose ya el tramo masivo superior de dolomías del Turonense, con espesor cartografiable - si bien aún relativamente moderado, en las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno (Hoja de Calasparra). Estas últimas alineaciones montañosas presentan aún series típicas del DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

El "conjunto calcáreo superior" del Cretácico superior presenta facies análogas a las de las series de Elche - de la Sierra. Dentro del área cartografiada del Sector Oriental no llega a diferenciarse, en su base, el paquete de calizas masivas de gran constancia regional que se atribuye al Coniaciense. Sin embargo, este tramo masivo aflora con sus características propias inmediatamente al Sur, en las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno, donde la serie marino-lagunal del Senonense llega a superar, posiblemente, los 350 metros.

El Santoniense queda bien datado con la presencia de Lacazinia sp., Globotruncana sigali (Reichel), Globotruncana fornicata (Plummer) y Nummofallotia cretacea (Schlumberger).

En la parte superior del conjunto calcáreo, de edad Senonense s. lato, sobre el Santoniense, queda suficiente serie como para que esté representado en la misma el resto del Senonense.

En las series más septentrionales del Sector Oriental (Serreta de la Rá), la serie está incompleta; pues sobre las calizas del Santoniense faltan los términos de la parte superior del Senonense s. lato, quizás por erosión, quizás porque no se depositaran en aquellas latitudes septentrionales.

En todo caso, el espesor del Cretácico superior aumenta en este sector rápidamente hacia el Sur.

VIII. - GEOLOGIA HISTORICA Y PALEOGEOGRAFIA

Los tiempos anteriores al Triásico no se consideran en este estudio, una vez que no existen en la región afloramientos de formaciones paleozoicas.

VIII-I- EL TRIASICO

Aunque no afloran más que los materiales del Keuper, el Buntsandstein y el Muschelkalk se conocen al Norte y al Sur de la región estudiada con características litoestratigráficas casi completamente semejantes entre el PREBETICO y el SUBBETICO s. estricto. El primero en su facies continental de areniscas, cuarzarenitas y conglomerados rojos, representa una regresión marina generalizada en el ámbito de las ZONAS EXTERNAS de las Cordilleras Béticas. El segundo, con sus facies marinas neríticas, sigue alternando hacia la Meseta con depósitos terrígenos continentales análogos a los de las facies del Buntsandstein y del Keuper (Tesis Doctoral de A. C. LOPEZ GARRIDO, 1971).

Después de la transgresión marina del Muschelkalk se generaliza de nuevo una regresión marina en el mismo ámbito de las ZONAS EXTERNAS de las Cordilleras Béticas. Un clima extraordinariamente cálido ejercía su influencia sobre una cuenca somera de aguas muy salobres, continental o marina, pero en todo caso con una subsidencia muy notable. La región NO del PREBETICO EXTERNO en el área estudiada recibía en esta época importantes avalanchas de terrígenos, disminuyendo progresivamente la proporción y el grueso de los mismos hacia el E y SE. Así, mientras que hacia el NO las facies arenosas del Keuper son menos ricas en depósitos yesíferos, éstos se habrían depositado en condiciones más favorables en las aguas remansadas más meridionales.

VIII-II. - EL JURASICO

VIII-II-I. - LÍAS

Durante el Lías tanto en el DOMINIO PREBETICO EXTERNO como en la parte más septentrional del DOMINIO PREBETICO INTERNO, al menos, se inicia una sedimentación carbonatada en una cuenca de subsidencia muy importante, lenta y progresiva, manteniéndose las condiciones de un depósito marino muy somero y restringido. En el SUBBETICO las condiciones son análogas durante la extrema base del Lías, si bien cambian rápidamente hacia ambientes de mares abiertos con facies pelágicas claras ya desde el Domerense.

En la fig. 41 , se presenta un gráfico esquemático de la serie característica del Sector Oriental, con indicación de sus variaciones laterales.

La dolomitización general de las series liásicas prebéticas dificulta sumamente el establecimiento de toda precisión. No obstante, la dolomitización, que podría ser primaria en la mayor parte de estos sedimentos, no lo es, claramente, en ciertos episodios de hacia la parte superior donde se han constatado pasos laterales a calizas de forma muy irregular. Asimismo, los niveles de Favreina sp. intercalados hacia la parte superior de la formación parecen indicar un ambiente marino-lagunal, ya relativamente comunicado con el mar abierto, y evocando por primera vez un ambiente sedimentario que va a repetirse frecuentemente a lo largo de la Historia Geológica del PREBETICO EXTERNO. Pero durante el mismo Lías, después de estos episodios marino-lagunales sobrevienen otros que marcan una recurrencia hacia depósitos continentales que recuerdan el mismo ambiente del Keuper, con depósitos de arcillas rojas ligeramente impregnadas de yeso. En los niveles dolomíticos de esta parte extrema superior del Lías, desaparecen todos los restos marinos.

En resumen pues, la cuenca liásica habría fluctuado en el PREBETICO entre ambientes de sedimentación marina y marino-lagunal muy restringida en sus primeros estadios, con una comunicación más o menos eventual con el mar abierto. Finalizaría su historia con un régimen de tipo de albufera, con "charcas" salobres que se irían desecando progresivamente.

VIII-II-2. - DOGGER

Entre el depósito de la formación que se atribuye al Lías y la que se relaciona con el Dogger, podría haber existido cierto intervalo de interrupción de la sedimentación. Ciertos hechos apuntan hacia esta hipótesis. De una parte la existencia de calizas con Protopenneroplis striata Weynschenk hacia el muro y techo de la formación dolomítica del Dogger, sugiere la posibilidad de que ésta debutase en el Bathoniense. De otra parte el marcado carácter regresivo de las arcillas rojas yesíferas con que culmina la formación liásica avalaría esta posibilidad. Desafortunadamente no existen argumentos paleontológicos contundentes, ya que la misma formación liásica no ha podido ser data-

En todo caso, durante el Bathoniense o antes, sobrevino una transgresión marina.

En efecto, la dolomitización de la formación del Dogger es claramente secundaria en su parte superior y, al menos localmente también lo sería en su parte inferior. La textura y microfacies de las calizas de paso lateral, en parte colíticas, esparitas y micritas, pone de manifiesto un ambiente sedimentario propio de plataforma marina con ciertas

V. III. 2. 6. - RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE EL JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO EXTERNO (Fig. 42)

A) diferencias fundamentales entre las series de los distintos sectores.

El Jurásico y Cretácico constituyen la parte más importante de la cobertera prebética externa.

Del contraste litológico entre las distintas series jurásicas nace la subdivisión del área estudiada en los cuatro sectores cuyas series se han descrito: sectores occidental, centro-septentrional, centro-meridional y oriental.

El primer contraste fundamental, con implicaciones paleogeográficas entre las series de los sectores, aparece en las dolomías del Dogger que están cargadas de terrígenos únicamente en el Sector Centro-Meridional.

Se acentúan estas diferencias en el Malm, muy costero en los sectores centrales y propio de mayor batimetría en los demás. Además, de los dos sectores centrales sería menos subsidentes el meridional. En efecto, así parecen confirmarlo los hechos siguientes constatados en el Sector Centro-Meridional:

- 1º) menor espesor del conjunto del Malm.
- 2º) ausencia prácticamente completa del Oxfordiense superior, del que sólo se han localizado en un punto resíduos, más que niveles, de las calizas nodulosas.
- 3º) ausencia de los sedimentos propios del Kimmeridgiense inferior, con depósitos directos de las calizas del Kimmeridgiense medio sobre el Dogger.
- 4º) existencia muy probable de pasos laterales de las calizas del Kimmeridgiense medio a areniscas y arenas.
- 5º) existencia de abundante grava y arena de cuarzo en el tramo dolomítico del Kimmeridgiense medio, en la serie más meridional del Cerro del Algibe, que desaparece o disminuye en su proporción rápidamente hacia el Norte.

fluctuaciones en el nivel de energía de las aguas, reflejo seguramente de ciertas oscilaciones en la profundidad del depósito o simplemente de la mayor o menor restricción del medio sedimentario.

La subsidencia de la cuenca durante esta época continúa siendo importante en el PREBETICO, pero el ritmo de colmatación de la misma, aún con ligeras fluctuaciones, parece haber mantenido en su conjunto - las características del depósito.

El hecho más sobresaliente durante la historia del Dogger en la región estudiada, consistiría en la presencia de un umbral constituido por materiales permotriásicos o paleozoicos, bien emergido o al menos al alcance de la erosión, situado en áreas más meridionales que el PREBETICO EXTERNO. La presencia de terrígenos silíceos en las series prebeticas externas meridionales de la formación dolomítica, y la ausencia de los mismos en las series septentrionales y hacia la Meseta, difícilmente tendrían otra explicación satisfactoria. En relación con este hecho, quizás convenga tener presente que el Dogger de las series más septentrionales del SUBBETICO s. s. representadas en las transversales entre Calasparra y Cieza parece no existir en ciertos casos (el Norte de la Sierra del Oro v. gr.) y en otros su espesor, de estar representado, se reduciría a muy pocos metros. Hacia el Sur del SUBBETICO s. s. el Dogger vuelve a estar representado, esta vez en facies pelágicas con Ammonites. Tales hechos avalarían la existencia de un umbral al Norte del SUBBETICO. s. s.

No obstante, aunque existe la posibilidad, no se puede afirmar que este umbral del Subbético septentrional s. s. tuviera conexión hacia el Norte con el umbral que proporcionaría los terrígenos silíceos a las series meridionales del PREBETICO EXTERNO. La distancia original entre ambos puntos sería seguramente superior a 50 kilómetros, y en este amplio espacio se desconoce la conformación de la cuenca del Dogger entre el PREBETICO EXTERNO y el SUBBETICO s. s.

VIII-II-3. - MALM

Al igual que los episodios anteriores, en la Historia del Malm existen las incógnitas que obedecen a la escasez de afloramientos en el PREBETICO INTERNO donde en esta transversal sólo se conoce el Portlandiense. No obstante, en las regiones vecinas al Oeste se han observado series casi idénticas entre el PREBETICO INTERNO más septentrional y el PREBETICO EXTERNO. De este modo puede suponerse la prolongación hacia el Sur del ambiente de depósito del Malm con características semejantes a las del PREBETICO INTERNO. La incógnita - sería la altura a la cual se producirían los cambios de facies nerfíticas

Las series del Malm de los sectores opuestos, - occidental y central, se asemejan más entre sí, que con respecto a las series más próximas a los mismos de los sectores centrales que los separan. Por las observaciones realizadas - al Sur, en la Hoja de Calasparra, se advierte un enlace meridional entre los ambientes de sedimentación de ambos sectores opuestos, Occidental y Oriental.

No obstante la semejanza, las series orientales del Malm son más completas, y en general de mayor espesor - que las occidentales. Únicamente en el Sector Oriental está - representado el "conjunto calizo-margoso superior" del Malm, de edad comprendida entre el Kimmeridgiense medio y el Portlandiense.

En lo que se refiere al Cretácico, en general - las series son más potentes y completas en los sectores occidental y oriental que en los centrales. Además dentro de cada sector las series aumentan su espesor de Norte a Sur, - con una excepción. Tal es la de la serie de Elche de la Sierra, relativamente septentrional, donde el Cretácico superior es excepcionalmente potente con respecto a las series - que le rodean. Esta desviación con respecto a la regla general se sitúa en el límite del Sector Occidental con el Centro-Meridional, lo que estaría relacionado con ciertas implicaciones paleogeográficas que se discutirán en el capítulo correspondiente de Paleogeografía y Geología Histórica.

B) Características de conjunto de la serie del Dominio Prebético Externo.

Señaladas las diferencias fundamentales entre las series de los distintos sectores, conviene considerar a modo - de resumen las características litoestratigráficas de conjunto, resumiéndolas en una serie idealizada representativa del DOMINIO PRE BETICO EXTERNO. (Fig. 42).

LIAS

150 metros de espesor. No aflora completo.

Se compone de calizas dolomíticas y dolomías microcristalinas, muy bien estratificadas.

En su parte superior intercala arcillas verdes y rojas.

Eventualmente, los niveles dolomíticos superiores pasan a calizas más o menos oolíticas.

a otras pelágicas en los distintos términos del Jurásico dentro del DOMINIO PREBETICO INTERNO o más al Sur del mismo.

VIII-II-3-1. - OXFORDIENDIENSE SUPERIOR (Fig. 107).

En el Sector occidental del PREBETICO EXTERNO se ha comprobado que el "hard-ground" del techo de la formación dolomítica del Dogger pertenece ya al Oxfordiense superior. Un ejemplar de Gregoryceras sp. dolomitizado ha conservado su forma y costulacion permitiendo la constatación de tal hecho. La dolomitación del Ammonites en cuestión, en dolomía granuda de facies análoga a la de la formación del Dogger, litología muy distinta a la de las micritas arcillosas de las calizas nodulosas de la mayor parte del Oxfordiense superior con las que prosigue la serie, sugiere, junto con la presencia del "hard-ground":

- 1º) la existencia de una laguna estratigráfica que podría abarcar en el extremo techo de la formación dolomítica al Oxfordiense inferior y parte del mismo Oxfordiense superior, si es que no también el Calloviense.
- 2º) que en la extrema base del Oxfordiense superior parece haber proseguido tras la interrupción expresada una sedimentación semejante a la del Dogger, dado el hábito de dolomitación tan semejante.

En esta época el fondo de la cuenca quedaría emergido o submergido, pero al alcance de la oxidación subaérea. El valor regional de la presencia del "hard-ground" al techo de la formación dolomítica, parece responder a la existencia de una tendencia a la regresión marina. Pero a este episodio de aparente indecisión sigue una importante transgresión marina durante el mismo Oxfordiense superior. La fauna pelágica invade ampliamente el DOMINIO PREBETICO EXTERNO señalando con sus Ammonites un alejamiento de costa indiscutible, pero la persistencia de faunas neríticas de las mismas calizas nodulosas, junto con el reducido espesor de esta formación, permiten suponer una escasa subsidencia de la cuenca y una profundidad relativamente moderada del depósito.

No todo el DOMINIO PREBETICO EXTERNO de la región se comportó por igual durante el Oxfordiense superior, pues un área relativamente extensa del Sector Central y otros lugares del NO pudieron quedar emergidos o, en todo caso, sus sedimentos fueron completamente barridos. En el Sector Centro-Meridional del PREBETICO EXTERNO todo lo más se encuentran "residuos" de calizas nodulosas bajo los términos del Kimmeridgiense, confirmando-se en estos casos concretos la acción de "barrido" posterior al depósito.

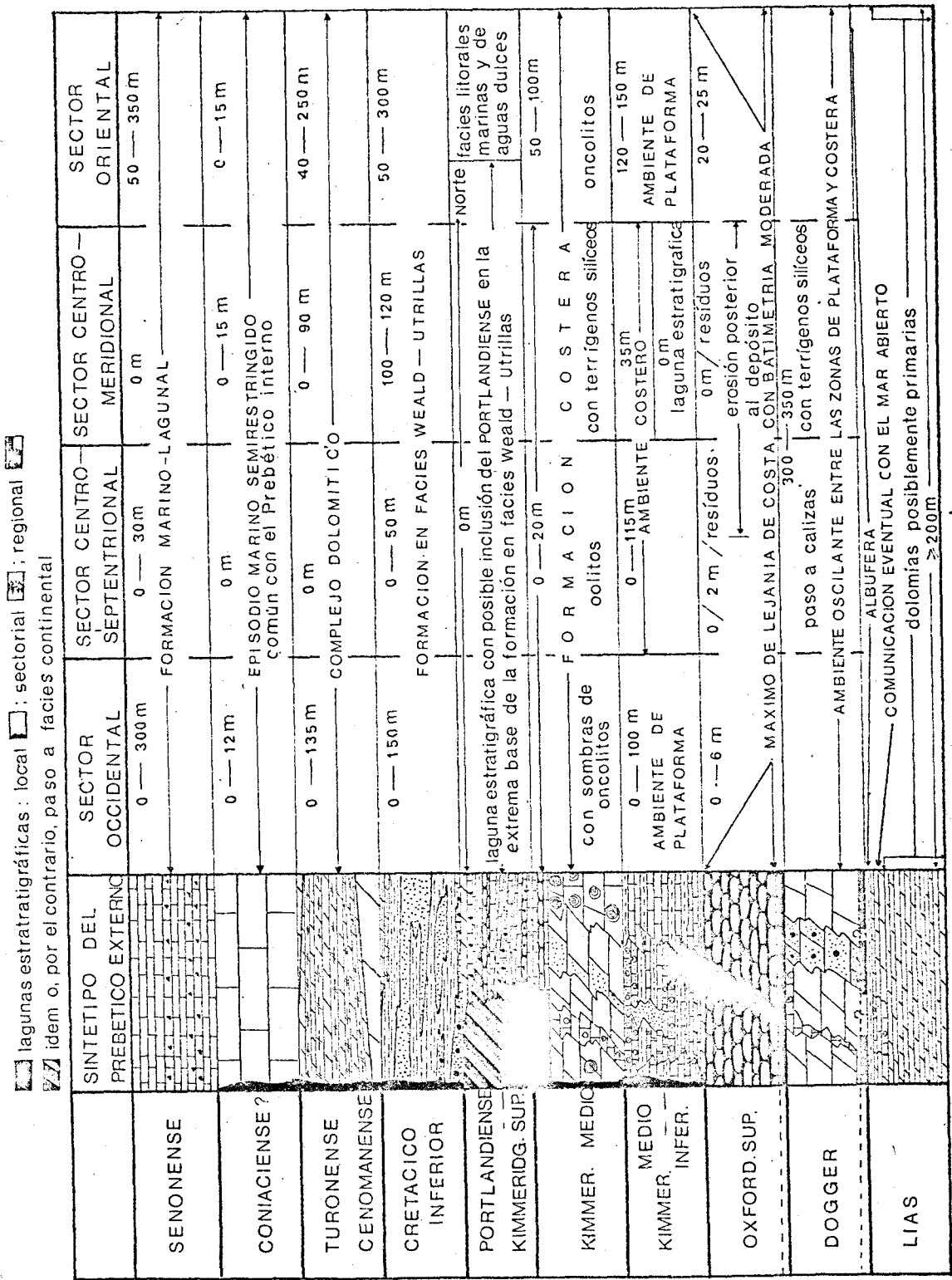


Fig. 42 — Resumen de semejanzas, diferencias y síntesis del Mesozoico de los sectores del DOMINIO PREBETICO EXTERNO

Al mismo tiempo, se constata un progresivo adelgazamiento de las calizas nodulosas del Oxfordiense superior hacia los Sectores centrales del DOMINIO PREBETICO EXTERNO. Y también un espesor notablemente mayor de la formación en el Sector Oriental con respecto al Occidental. Todos estos hechos están sin duda ya relacionados con los repartos de subsidencias diferentes que se van a acentuar durante el Kimmeridgiense en el mismo PREBETICO EXTERNO.

Respecto al carácter noduloso de los sedimentos carbonatados con textura micrítica, podría obedecer a la combinación de los siguientes factores: 1º) a la acción energética débil pero muy constante de las aguas marinas sobre el fondo de la cuenca; 2º) a la inestabilidad mecánica del fondo de la cuenca que se va a acentuar claramente en los episodios posteriores; 3º) a procesos de corrientes de turbidez.

VIII-II-3-2. - KIMMERIDGIENSE INFERIOR (Fig. 108)

Los depósitos del Kimmeridgiense inferior faltan con toda claridad en el Sector Centro-Meridional del PREBETICO EXTERNO (Sierra Maraña y Cerro del Algibe), donde las calizas con Alveosepta jaccardii del Kimmeridgiense medio se han depositado sobre las dolomías del Dogger o sobre los residuos locales de las calizas nodulosas del Oxfordiense superior. Dicho sector se encontraría probablemente emergido o al alcance de la erosión marina.

La parte más septentrional del Sector Centro Septentrional del PREBETICO EXTERNO en la región estudiada pudo quedar igualmente emergida.

En el resto de los sectores centrales del PREBETICO EXTERNO de esta región, se produce una sedimentación marina con episodios claramente costeros de las calizas oolíticas arenosas, entre margas finamente areniscosas y micritas dolomitizadas.

De este modo, en la parte central del PREBETICO EXTERNO de esta región se perfila ya un umbral alzado al Norte y al Sur, relativamente subsidente pero con sedimentación costera en su parte central, y delimitado al Este y al Oeste por zonas de sedimentación más profunda.

En efecto, en los sectores occidental y oriental que bordean a los anteriores, la sedimentación no es costera, sino marina restringida y sugiere cierta lejanía de costa. Este ambiente de sedi-

Texturas, en general de grano muy fino, salvo excepciones en algunos niveles hacia la parte inferior y superior del conjunto.

No existen argumentos paleontológicos de datación. Se utilizan criterios de posición estratigráfica relativa, y litofacies.

DOGGER

250 a 350 metros de espesor.

Su facies más frecuente es la de "dolomías granudas", o dolomías de grano generalmente muy grueso, con formas romboédricas.

En ciertas ocasiones pasa lateralmente a calizas, que se conservan por lo general sólo en cortas distancias. Estas calizas se presentan más frecuentemente hacia el techo de la serie, y sólo en una ocasión en la parte inferior y media.

Únicamente en las series más meridionales, o -- del Sector Centro-Meridional, las dolomías están cargadas de gravas y arenas de cuarzo y cuarcita de distribución muy irregular.

La textura es casi siempre de grano grueso, a veces medio. En las calizas varía entre esparitas y micritas.

Se atribuyen al Dogger, por su posición estratigráfica relativa bajo las calizas nodulosas del Oxfordiense superior, y la presencia de Protopenneroplis striata (Weynschenk) en las calizas tanto próximas al muro como al techo; pero la presencia de Gregoryceras (ocasional) en el "hard-ground" que se suele presentar al techo de las dolomías cuando la serie está completa, indica ya el Oxfordiense sup.

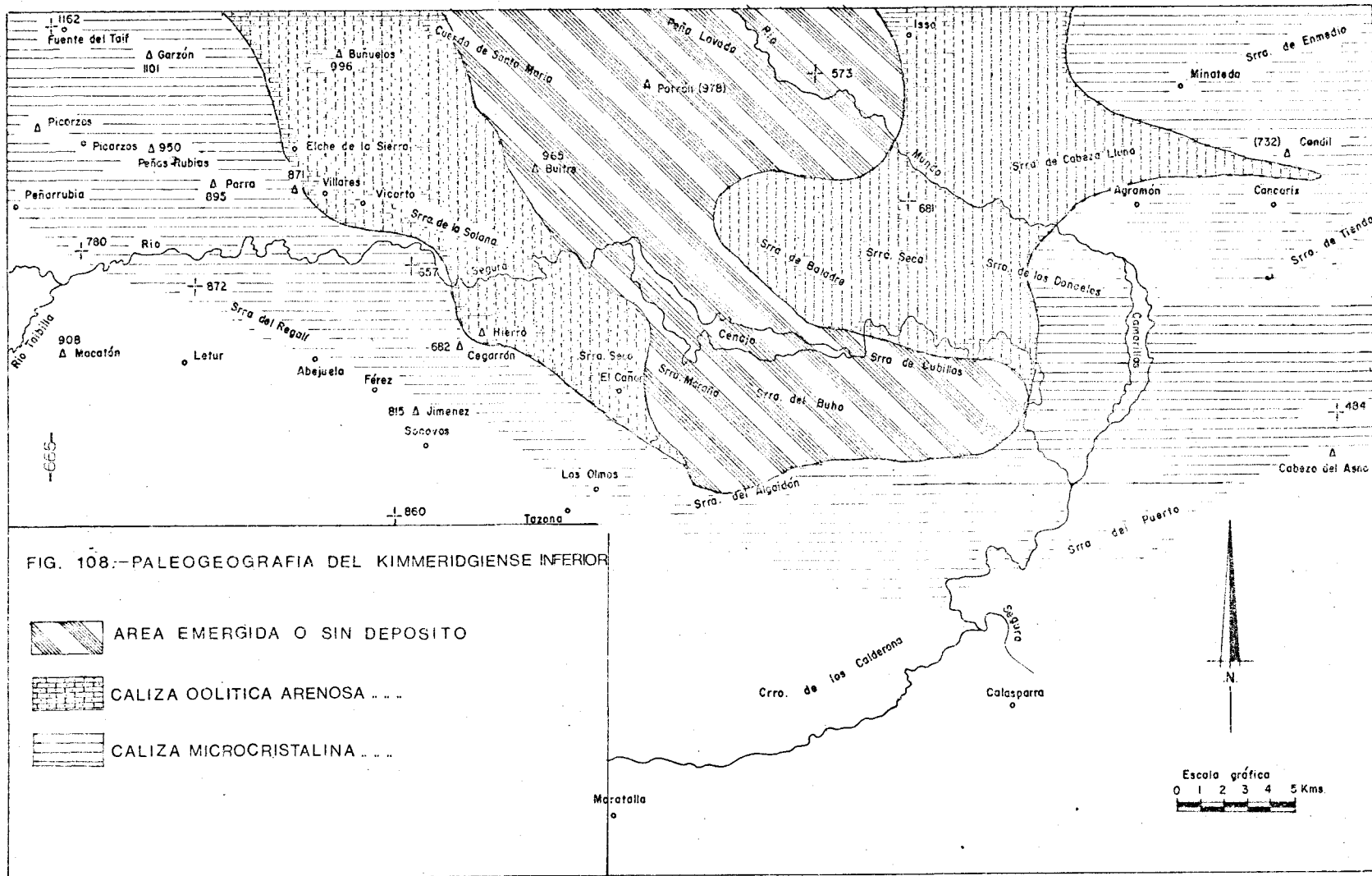
MALM.

Presenta sus series generalmente incompletas.

Únicamente en las series meridionales del Sector Oriental, están representados sus términos más superiores.

Se diferencian en su seno tres conjuntos litoestratigráficos:

"Conjunto calizo margoso inferior"



que comprende el Oxfordiense superior, el Kimmeridgiense inferior, y la parte inferior del Kimmeridgiense medio.

El Oxfordiense superior, se presenta con espesor muy variable, entre unos decímetros y 25 metros. En la mayor parte de las series no supera los 5 metros.

Se compone de "calizas nodulosas" con textura de biomicritas. Contiene abundante fauna de Ammonites característicos, cuando su espesor es mayor de 2 metros. No obstante, su microfacies, sin considerar el aspecto noduloso tan característico, resulta muy útil para su datación a escala regional, pues contiene abundantes Protoglobigerinas que no aparecen representadas más que en este intervalo de la serie. Este criterio ha sido el empleado para la correlación, cuando los Ammonites han sido inclasificables, o no han aparecido en los casos de espesor muy reducido o de gran recubrimiento de la serie.

El resto del "conjunto calizo-margoso inferior", comprende un espesor variable de 40 a 120 metros.

En las series más completas, comienza por unas margas y margocalizas con Ammonites del Kimmeridgiense inferior. En niveles más superiores de la serie, sólo en ocasiones, se presentan Ammonites que todo lo más datan el Kimmeridgiense superior. Pero la presencia de Alveosepta powersi (REDMOND) en los niveles medios y superiores del conjunto, indicaría el Kimmeridgiense medio.

Predominan las series en las que las calizas son de grano muy fino, con texturas de micrita, biomicritas e intramicritas. Pero hacia los sectores centrales se intercalan calizas oolíticas arenosas, con texturas de esparitas y ooesparitas, y a veces incluso areniscas.

"Conjunto dolomítico o calizo-dolomítico intermedio"

10 a 75 metros.

Se desarrolla con más espesor que en el Sector Oriental, y a veces falta en el Sector Occidental.

Se compone, por lo general, de dolomías masivas de características litológicas muy semejantes a las del Dogger. Se diferencia de aquellas, en estos casos, por su reducido espesor. En el Sector Oriental pasa a calizas de pisolitos.

No contiene fauna característica.

mentación bordearía también por el SE el umbral de los sectores centrales, aunque todavía en la misma Sierra de Cabeza del Asno (vertiente norte), entre las micritas y margas del Kimmeridgiense inferior y medio pueden constatarse unos niveles de bioesparitas que evocan aún la proximidad e influencia de la misma zona de sedimentación costera.

No obstante las diferencias expresadas entre los distintos sectores, el Kimmeridgiense inferior se inicia en todos ellos con una avalancha de terrígenos finos, al igual que en las áreas más orientales del PREBETICO EXTERNO (Fourcade 1970); se trata de un episodio de margas finamente areniscosas muy pobres en Foraminíferos que no habrían sobrevivido fácilmente ante las avalanchas limosas.

Con respecto al umbral interpuesto entre áreas más subsidentes al Este y al Oeste, se ha visto con antelación cierto esbozo del mismo en el reparto desigual de subsidencias y espesores durante el Oxfordiense superior.

VIII-II-3-3. - KIMMERIDGIENSE MEDIO (Fig. 109 y 110)

Durante los primeros episodios del Kimmeridgiense medio se conservan en general las condiciones de sedimentación establecidas durante el Kimmeridgiense inferior (Fig. 109).

Al Norte del umbral de los sectores centrales del PREBETICO EXTERNO sobrevienen fuertes avalanchas de terrígenos, depositándose limolitas entre margas finamente areniscosas y, finalmente de nuevo calizas oolíticas arenosas (S^a de Cabeza Llana, Collado de los Lobos, etc...). En la parte meridional del umbral, sedimentos carbonatados de textura frecuentemente esparítica y también micriticas más o menos dolomitizadas, coronadas por un nivel de arena silíceas (S^a Maraña). Estos últimos sedimentos, hacia el Este de esta parte meridional (S^a de Cubillas) se ven sustituidos por terrígenos silíceos que recuerdan los de la facies "Weald-Utrillas". Se trataría allí posiblemente de un cordón o barrera arenosa dentro de la zona de sedimentación costera.

Hacia la parte superior del Kimmeridgiense medio la sedimentación se hace relativamente más uniforme en todo el DOMINIO PREBETICO EXTERNO. Durante esta época se depositan las calizas de oncolitos que pasan lateralmente a dolomías por dolomitización secundaria muy generalizada. Esta formación rica en Algas se habría depositado en un ambiente marino somero, en la zona de sedimentación costera a profundidades no superiores a 20 m, de acuerdo con la semejanza que propone Fourcade (1970, pág. 81) con los oncolitos que se desarrollan actualmente en las costas de Florida o de las Bahamas.

Se atribuye al Kimmeridgiense medio, por la presencia de Alveosepta powersi (REDMOND) en las capas de los conjuntos calizo-margosos que lo delimitan de muro a techo.

"Conjunto calizo margoso-superior"

25 a 40 metros. de espesor.

Se trata de una alternancia de calizas y margas, que sólo parece haberse depositado en las series más meridionales del Sector Oriental, y que existe también, con mayor espesor, en las series del Dominio Prebético Interno.

Las calizas contienen frecuentes intraclastos, a veces con tamaño de gujarros, de calizas de tonos frecuentemente más oscuros que la matriz.

La mayor parte de los niveles presentan restos de fauna banales. Pero existen episodios afortunados, que permiten la datación (serie de La Melera). Así la presencia de Alveosepta powersi (REDMOND) en niveles próximos al muro, dataría el Kimmeridgiense medio; la presencia de Everticyclamina virguliana (KOECHLIN) en la parte media del conjunto (serie de Camarillas) dataría el Kimmeridgiense superior; y la asociación de Trocholina alpina (LEUPOLD) y Clypeina jurassica (Favre) en la parte superior, dataría el Portlandiense.

CRETACICO INFERIOR.

20-40- y 200 metros son los espesores más frecuentes que presentan las facies "Weald-Utrillas" en los sectores del Prebético externo que se han estudiado.

Estos espesores aumentan de forma general de Norte a Sur.

Se componen de arenas, areniscas y arcillas versicolores, y eventualmente se presentan también gravas de cuarzo y cuarcita, especialmente en la parte inferior.

Por lo general, sus facies resultan azóicas.

La atribución al conjunto del Cretácico inferior denominándole facies "Weald-Utrillas" y no "facies Albense" o "facies Utrillas", se hace teniendo en cuenta el contexto regional de todo el Prebético.

Como se verá después, en el Prebético Interno - existen episodios de arenas en el Barremiense, Aptense y Albense. E igualmente, las mismas margas del Neocomiense son areniscosas, y en menor proporción existen terrígenos de tamaño - arena en la misma base del Portlandiense del Prebético externo (tramo 6, de la serie de detalle de La Melera). Estos terrígenos van disminuyendo en tamaño y proporción de Norte a Sur, en el Prebético interno y en la misma serie intermedia. En el Subbético no se dan estas características. La procedencia de los terrígenos vendría, pues, de la Meseta.

Así pues, resulta lógico suponer que los terrígenos que se apoyan sobre las series más o menos completas del Malm, en el Prebético externo, se han ido acumulando en las sucesivas avalanchas que condujeron las arenas al Dominio Prebético Interno, lo que empezó a suceder desde mucho antes del Albense.

Por esta razón, considero inapropiado denominar a estos terrígenos "facies Utrillas" que cronológicamente evocarían al Albense.

CRETACICO SUPERIOR

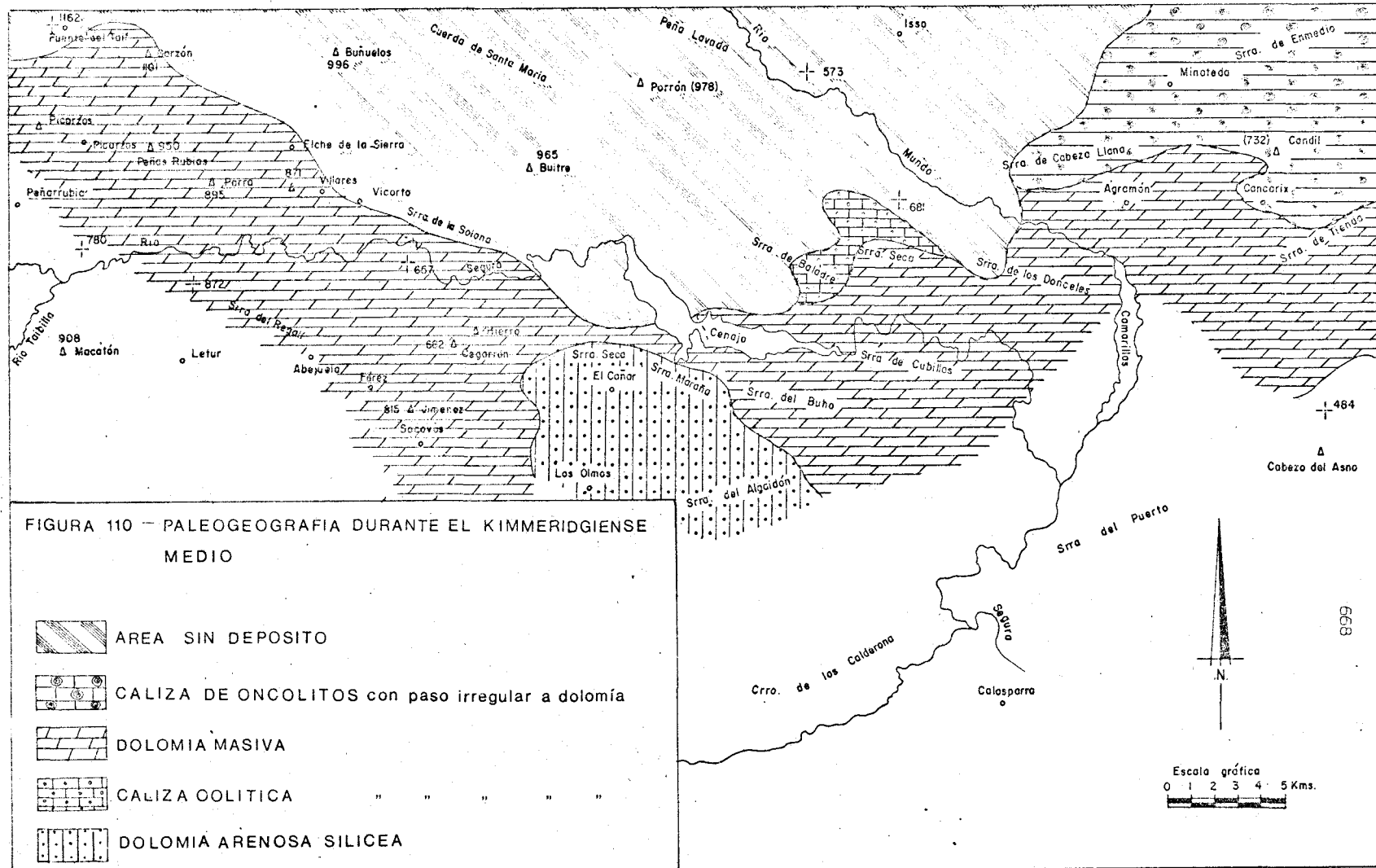
En las series más meridionales del Prebético externo, muy próximas ya al Prebético interno, el tránsito al Cretácico superior se realiza mediante unas calizas dolomíticas muy arenosas, muy bien estratificadas y con numerosos fantasmas - de Orbitolinas. Su espesor es de pocos metros. Estas calizas - dolomíticas, por su aspecto semejante, proximidad y situación - equivalente en la serie, se correlacionan con las calizas de Orbitolinas de la serie del Sifón de Socovos, del Prebético interno. De esta correlación se deduce una edad Albense superior - Cenomanense inferior, concretamente el Vraconiense.

Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

40 a 150 metros, aumentando su espesor generalmente y de forma gradual de Norte a Sur.

Se diferencian dos secuencias litológicas:

- Conjunto dolomítico masivo, en la base, y
- Conjunto de calizas dolomíticas bien estratificadas.



Las dolomías masivas, son cristalinas, de grano medio o grueso, con espesores mínimo y máximo de 10 metros al Norte y 30 metros al Sur. Eventualmente, presentan "fantasmas" de Orbitolinas en la base. Se atribuye este tramo al Cenomanense s. lato.

La secuencia de calizas dolomíticas bien estratificadas, de grano generalmente muy fino, intercala a veces falsos niveles de margas. Por su aspecto, y en sentido figurado, se denominan "margas dolomíticas", pero en esencia, la proporción de arcilla en todo caso parece mínima. Se trataría en realidad de niveles dolomíticos de grano extremadamente fino.

Contiene faunas o restos de faunas generalmente banales. Únicamente en una ocasión, hacia la parte superior de la serie, en Cerro Gordo, han librado moldes clasificables de Cerithium gallicum d'Orb. Por este motivo, se atribuyen en su conjunto al Cenomanense-Turonense, además de por la situación estratigráfica relativa.

Al techo de esta secuencia dolomítica bien estratificada es frecuente encontrar un nivel de dolomía cristalina, de grano medio a grueso, de reducido espesor. Inmediatamente al Sur del área estudiada, en las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno, se transformaría en un paquete masivo y potente.

Conjunto calcáreo superior Coniacense - Senonense

En los únicos casos en que se puede afirmar que la serie se ha conservado íntegramente, o en casi su totalidad, de una erosión posterior, su espesor supera los 275 metros. Esto ocurre en la mayor parte de los casos.

Por lo general, se observan espesores muy variables, y en algunos casos, de unos pocos metros.

Lo más frecuente es observar en la serie un tramo basal, que contrasta en su aspecto del resto o mayor parte de la misma.

El tramo basal, cuenta con un espesor variable entre 10 y 30 metros. Se compone de calizas muy blancas, masivas, recristalizadas en parte, de aspecto mármoleo y textura de grano fino (micritas y microesparitas). Presentan una microfacies similar, y la misma posición estratigráfica relativa, que un tramo semejante en las series del Prebético inter

De este modo durante el Kimmeridgiense medio comienza a generalizarse una regresión marina sobre el PREBETICO EXTERNO. (Fig. 110).

No obstante, durante este episodio vuelve a suceder un hecho semejante al que se dió durante el Dogger: la procedencia de avalanchas de terrígenos silíceos desde áreas fuentes meridionales, que impurifican la nueva formación dolomítica exclusivamente en las series del Sector Centro-Meridional y no en las que le siguen al Norte. La explicación sería semejante a la propuesta anteriormente para el caso del Dogger.

Antes de finalizar el Kimmeridgiense medio la mayor parte del PREBETICO EXTERNO quedaría emergida o, en todo caso, fuera del alcance de la sedimentación marina. Posiblemente emergida y dentro del ambiente de expansión fluvial que se va a generalizar durante el Cretácico inferior. No obstante, en ciertas áreas meridionales próximas ya al PREBETICO INTERNO en esta región, sobre la misma formación dolomítica viene otra formación de calizas y margas cuyos niveles de base aún marinos pertenecen todavía al Kimmeridgiense medio (serie de la Melera).

En resumen se ha visto como la tendencia y la emersión del área prebética externa no se produjo de forma totalmente simultánea en los distintos sectores y áreas dentro de cada sector del PREBETICO EXTERNO.

VIII-II-3-4. - KIMMERIDGIENSE SUPERIOR
- PORTLANDIENSE.
(Fig. 111)

Durante esta época la mayor parte del PREBETICO EXTERNO permanecería emergida. Muy posiblemente, dentro ya del ambiente de sedimentación de la facies "Weald-Utrillas", que en su mayor volumen representaría el conjunto del Cretácico inferior. En efecto, las series carbonatadas marinas más meridionales intercalan microconglomerados y areniscas silíceas entre el Kimmeridgiense superior y el Portlandiense o bien en este último: serie de la Melera en el Prebético externo suroriental y serie de la Muela en el Prebético interno. En el primer caso (La Melera), hacia el tránsito dudoso entre el Portlandiense y el Neocomiense se intercalan también margas limosas rojas y verdes que recuerdan en todo las facies "Weald-Utrillas" del Cretácico inferior. El grueso de los terrígenos y la frecuencia de estos niveles resultan menor hacia el Prebético interno. Parecería pues convincente suponer que estas intercalaciones de terrígenos silíceos, en las series carbona-

no. Todo parece indicar que estas calizas corresponderían al -
Cóniense.

El resto de la serie, corresponde a una alternan-
cia de calizas microcristalinas, con texturas de micritas, intra-
micritas, biomicritas e intraesparitas. Su mitad inferior está -
datada como Santoniense con la presencia de Globotruncana si-
gali (Reichel), Globotruncana fornicata (Plummer), Nummofa-
llotia cretacea (Schlumberger) y Lacazina sp. La parte supe- -
rior correspondería a un Senonense s. lato.

En la figura 42 se resumen las características --
estratigráficas fundamentales del DOMINIO PREBETICO EXTER-
NO.

Se han encontrado niveles ricos en Charáceas, -
indicativos de aislamientos temporales del mar en ciertos inter-
valos, frecuentemente en el Kimmeridgiense superior y Portlán-
diense (serie de La Melera). Y, eventualmente, en el Kimmerid-
giense inferior-medio (al E. de Elche de la Sierra). Estas fa-
cies de "agua dulce" son indicativas de una zona de sedimenta-
ción litoral, esto es, de la proximidad de las zonas de emersión
unas veces, y de la incomunicación con el mar abierto en gene-
ral.

tadas más septentrionales de la parte superior del Malm y hasta del Neocomiense, provendrían de avalanchas tempranas desde -- la Meseta. Posteriormente aumentarían su intensidad y frecuencia durante el Cretácico inferior. La suma de todos los aportes -- estaría representada en la facies "Weald-Utrillas" del PREBETICO EXTERNO.

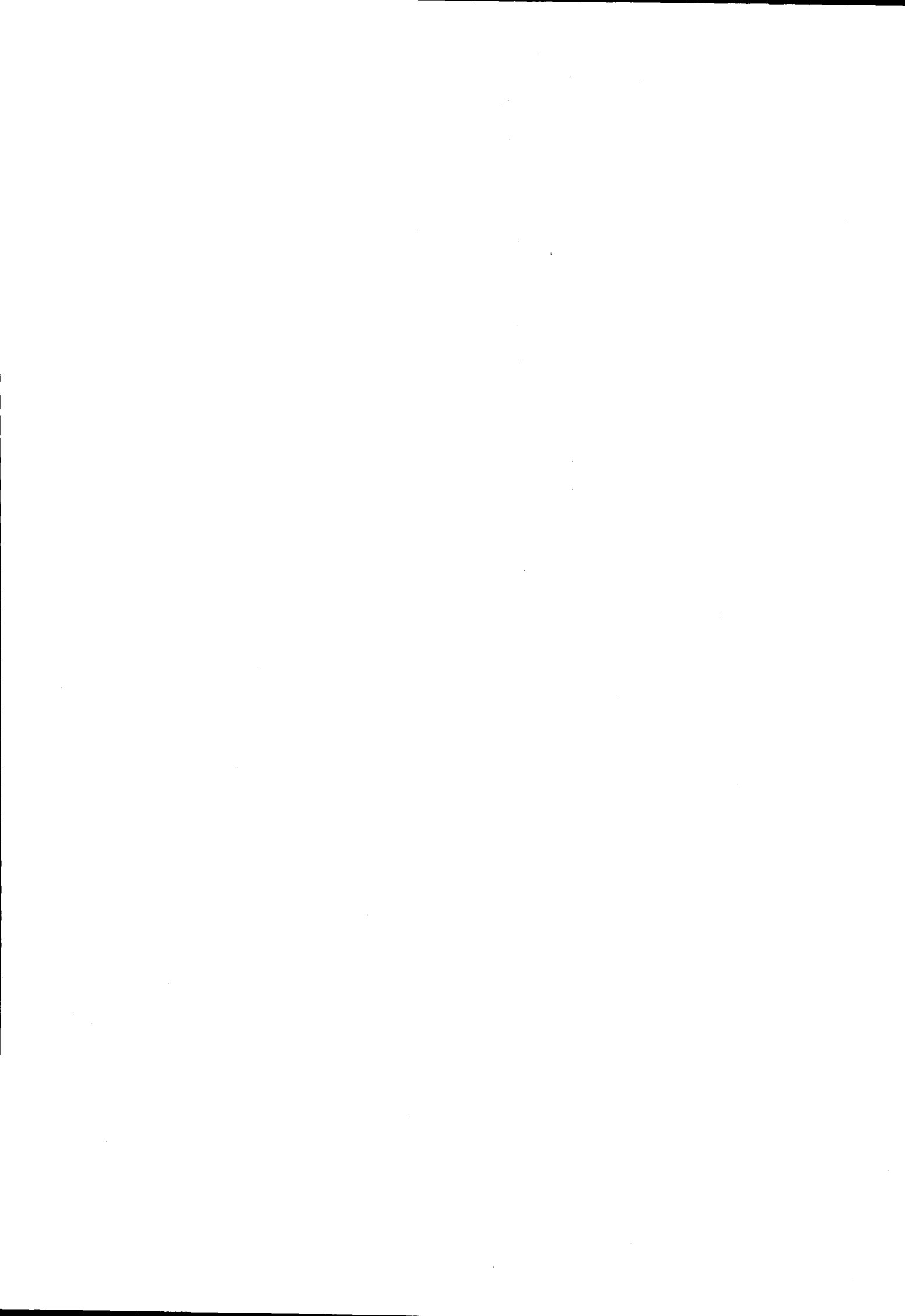
El límite más septentrional de la sedimentación marina durante el Kimmeridgiense superiorPortlandiense penetra en el -- Sector Oriental del PREBETICO EXTERNO hasta el Norte del Embalse de Camarillas desde la Melera al Sur, según una línea al parecer con curvatura al NO. Más al Oeste el mismo límite -- coincidiría con el de separación de los dos dominios prebéticos, cuanto más septentrional. Hacia el Este proseguiría dentro del mismo dominio PREBETICO EXTERNO.

Ahora bien, el ambiente de depósito marino se interrumpiría en ciertos episodios de esta época, quedando en unas ocasiones totalmente incomunicado con el mar, tal como indica la frecuencia de niveles con Charoffceas de agua dulce. En otros episodios el ambiente pudo ser sañobre, con aguas de salinidad más baja de lo normal en las que supervivirían los Ammodiscus. Y finalmente en otros, bien comunicado con el mar abierto.

La subsidencia de esta cuenca marina restringida próxima al litoral, aumenta rápidamente hacia el Sur, posiblemente a -- partir del mismo límite entre los dominios prebético externo e -- interno que comenzarían a configurar sus diferencias desde esta época. En la serie de la Muela, pocos kilómetros al Sur de dicho límite, solo el Portlandiense cuenta con un espesor superior a 200 metros. En la misma transversal en el PREBETICO EXTERNO no está representado. Sí más al Este, donde en el caso más favorable no supera los 50 m.

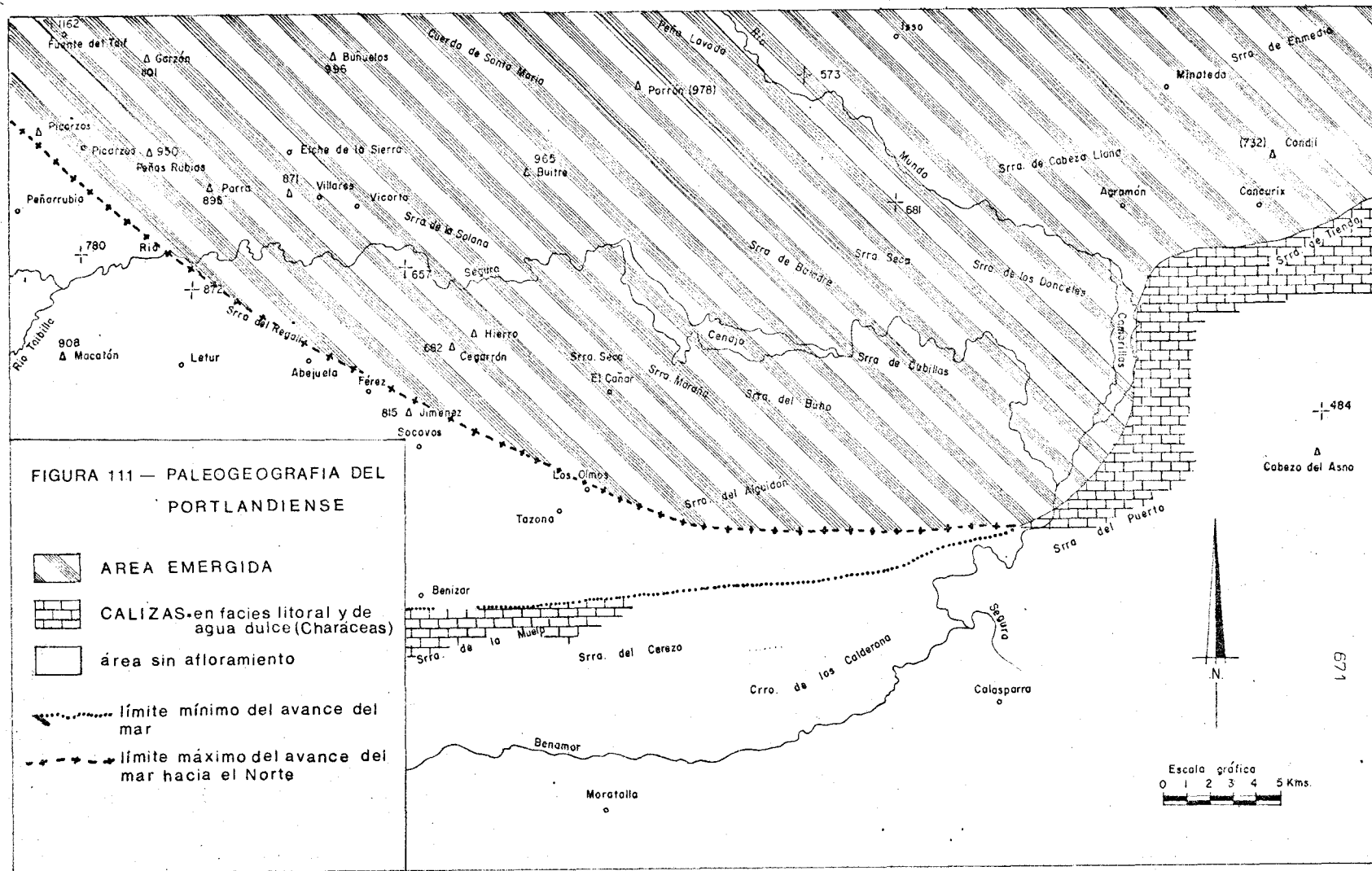
En resumen, durante esta época PREBETICO EXTERNO de la región quedaría tanto más alzado y emergido hacia el -- Noroeste y Oeste, tendiendo a un hundimiento progresivo hacia el Sureste. Mientras que al Sur, el PREBETICO INTERNO se hundiría rápidamente pero al mismo ritmo que el de colmatación de la cuenca, manteniendo sus características más o menos litorales en régimen de sedimentación marina restringida.

En estas formaciones carbonatadas del Kimmeridgiense superior -- Portlandiense llama la atención la presencia de niveles de calizas nodulosas, junto con otros niveles de calizas con gravas o guijarros angulosos calcáreos de colores negros. Estos caracteres de la roca podrían estar relacionados con la inesta-



JURASICO Y CRETACICO

DOMINIO PREBETICO INTERNO





bilidad mecánica del fondo de la cuenca, que pudo sufrir ciertas sacudidas y provocar trastornos y removilización con los sedimentos semiconsolidados del fondo.

La presencia de estas calizas nodulosas en facies marinas próximas al litoral y en ambientes marino-lagunales, muestra -- claramente que el carácter noduloso de los sedimentos carbonatados no es exclusivo de las facies pelágicas.

En estos casos la textura de las calizas nodulosas es también de micrita; con lo que el nivel de energía de las aguas sería en todo caso notablemente débil. Se podría pensar, en otra hipótesis - desligada de la movilidad mecánica del fondo de la cuenca, en una gran constancia del nivel de energía débil de las aguas que por - su acción pertinaz fuera capaz de removilizar los fangos calcáreos. Ahora bien, este proceso por sí solo difícilmente habría dejado - de imprimir un lavado siquiera moderado en el fango carbonatado - del fondo.

VIII-III. - EL CRETACICO

Durante el Cretácico puede establecerse con más nitidez la evolución de la cuenca entre los dos dominios prebéticos, por el afloramiento amplio de sus formaciones en toda el área estudiada.

Tal como se avanzó en el capítulo de Estratigrafía, es el estudio de las formaciones cretácicas el que permite y exige una subdivisión del área prebética en sus dominios de sedimentación netamente diferentes.

En las formaciones cretácicas el contraste máximo se produce a nivel del Cretácico inferior, con el paso brusco de las series de espesor moderado y totalmente terrígenas tipo "Weald-Utrillas" del PREBETICO EXTERNO, a las potentísimas series más carbonatadas pero también con abundantes terrígenos en el PREBETICO INTERNO.

Hacia el OSO y ENE de la región estudiada (regiones de - Orcera y de Jumilla-Yecla, respectivamente), el paso del PREBETICO EXTERNO al PREBETICO INTERNO resulta más gradual, dando lugar a un "sector de transición". En este sector la subsidencia aumenta también rápidamente hacia el Sur si bien de modo más progresivo. Se caracteriza el Sector de transición por la persistencia de las facies marino-lagunales del Senonense propias del Prebético externo. Y difiere del mismo por la --

V. III. 3. - JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Las series del Jurásico afloran en pocas ocasiones en el DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Fuera del área aquí estudiada, en los sectores más septentrionales del mismo, esto es, los relativamente próximos al PREBETICO EXTERNO, afloran algunas series jurásicas completas. Tal sucede en la margen oriental del Embalse del Tranco (1), en las inmediaciones de Orcera (2), por lo que respecta a las regiones más occidentales a las que considero en este estudio, y también hacia el Este (3).

En estos casos, bajo las facies urgonienses del Cretácico inferior típicas del Dominio Prebético Interno, aflora una serie jurásica que no difiere esencialmente ni en su espesor medio ni en su litología, de las series equivalentes que se encuentran en el Prebético externo.

En los sectores del DOMINIO PREBETICO INTERNO que serán considerados en este trabajo, el Jurásico solo aflora ocasionalmente (Serie de la Sierra de la Muela), e incompleto. Llega a observarse únicamente el conjunto calizomargoso inferior del Malm, sin aflorar el muro. Los sondeos de petróleo de S. E. P. E (4) parecen haber encontrado una potente serie del Kimmeridgiense calizo margoso, unas dolomías arenosas bajo la misma, e inmediatamente debajo, el Trías, en el núcleo del anticlinorio de Socovos-Benizar. Estos hechos parecen indicar la existencia de un diapirismo acentuado en este lugar, a causa del cual, el sondeo habría llegado al Keuper sin cortar toda la serie jurásica.

(1) que el autor tuvo ocasión de estudiar en 1970 para el I. G. M. E.

(2) Tesis Doctoral de A. C. Lopez Garrido. Universidad de Granada. 1971.

(3) En la Sierra de Salinas, datos verbales de mi compañero J. M. Esnaola que levantó la cartografía de la Hoja de Yecla para el I. G. M. E. (1970); y Tesis Doctoral de E. Fourcade (1970).

(4) Datos verbales de F. Pendás.

presencia de frecuentes episodios de calizas con Rudistas y Orbitolinas en el Cretácico inferior, y por el mayor espesor de estas series y las del complejo dolomítico basal del Cretácico superior.

Además de las expresadas, otras diferencias fundamentales entre las cuencas prebéticas externa e interna, son: la presencia de facies pelágicas a nivel del Neocomiense y Senonense en el -- PREBETICO INTERNO, en contraste con las facies respectivamente salobres y marino-lagunales de las mismas formaciones en el PREBETICO EXTERNO. Y de otra parte, la existencia de formaciones eocenas y oligocenas con carácter exclusivo en el DOMINIO PREBETICO INTERNO.

VIII-III-1 CRETACICO INFERIOR

Los movimientos diferenciales de la cuenca prebética que se iniciaron en la región estudiada al final del Jurásico en sentido -- vertical, prepararon ya en cierto grado las condiciones de depósito que iban a perdurar durante el Cretácico inferior.

La región quedó alzada al Norte de la línea que en dirección NO-SE recorre el extremo meridional de la Hoja de Elche de la Sierra, por Peñarrubia, Almazarán y Férez, configurando la separación del DOMINIO PREBETICO EXTERNO al Norte, y del DOMINIO PREBETICO INTERNO al Sur.

Fuera de la región estudiada, esta línea divisoria se prolonga al OSO por Fábricas del Riópar en circunstancias análogas a las de la región estudiada; es decir, también en relación con el mismo accidente profundo que marcaría la divisoria. Y hacia el ESE primero y ENE después, la divisoria entre ambas cuencas se prolongaría inmediatamente al Sur de la Sierra del Algaidón, Gargantón-Estación de Calasparra, Sierra de Cabeza del Asno, Sierra del -- Puerto, Sur de Jurrilla y Yecla.

Conviene llamar la atención sobre un hecho importante: esta línea de cambios de facies viene a poseer a grosso modo las mismas inflexiones que caracterizan al denominado "arco" de estructuras comprendido entre Cazorla-Alcaraz-Hellín y Yecla. Una vez más, se advierte la relación entre las circunstancias paleogeográfica y los grandes rasgos de la tectónica. Y fundamentalmente, se advierte la subordinación en este caso de los accidentes del ciclo orogénico a los grandes accidentes de fondo marcados en el ciclo preorogénico durante la etapa de sedimentación.

Durante el Cretácico inferior la región alzada al Norte, esto es el DOMINIO PREBETICO EXTERNO, se ve invadida por avanchas terrígenas de tipo fluvial, en los que los ensayos granulométricos de las series limítrofes con el Prebético interno anuncian ya la proximidad de playas marinas. Posiblemente se trataba en su mayor parte de áreas de expansión fluvial de numerosos ríos emisarios que vendrían de la Meseta modificando continuamente su curso sobre las extensas llanuras peniplanizadas próximas al mar.

La procedencia de los terrígenos de la Meseta resulta indiscutible, dada la progresiva disminución de los mismos hacia las series más internas del Prebético. Y de estas a las del Subbético externo en sentido lato o Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla, donde la presencia de areniscas pudiera obedecer a fenómenos de corrientes de turbidez. Asimismo, se daría un paso progresivo de Norte a Sur de sedimentos genuinamente fluviales, a otros de influencia fluvial pero próximos a playa marina en el PREBETICO - EXTERNO.

Ahora bien, los ensayos efectuados en las arenas intercaladas entre las calizas barremienses, aptenses y albenses del Prebético interno, resultan sedimentos cuyos índices de heterometría (Hé de Cailleux) aumentan visiblemente con respecto a los de las series "Weald-Utrillas" del límite meridional del Prebético externo, al contrario de lo que cabría esperar.

Una interpretación de la cuenca basada exclusivamente en -- los resultados de las curvas granulométricas nos daría de Norte a Sur: ambiente fluvial máximo en la mayor parte del DOMINIO PREBETICO EXTERNO; ambiente fluvial más o menos próximo a playa marina en el mismo límite meridional del PREBETICO EXTERNO; y, de nuevo ambiente fluvial máximo en las arenas intercaladas entre las calizas de Rudistas y Orbitolinas del PREBETICO INTERNO. Este último hecho resultaría una incongruencia de no existir otra explicación, pues hacia el Prebético interno habría que esperar mayor selectividad, menor índice de heterometría (Hé) en los terrígenos, o lo que es lo mismo facies más costeras y menos fluviales, si acaso litorales.

Ahora bien, la lectura de las curvas que sugiere un "ambiente de influencia fluvial máxima" en el DOMINIO PREBETICO INTERNO, cabría interpretarla simplemente como un aumento del índice de heterometría. Y este aumento de la heterometría o disminución de la selectividad, podría estar ligado a las circunstancias especiales que se dan en la evolución de la cuenca del Cretácico inferior -- entre el Prebético externo e interno, más que a la presencia de redes fluviales episódicas que invadieran alternativamente el PREBETICO INTERNO.

En todo el Dominio Prebético Interno no se conocen, al parecer, series jurásicas más meridionales que las señaladas.

Se podría suponer, que las series jurásicas evolucionaran más o menos rápidamente en su litoestratigrafía hacia el Sur, al menos en algunos de sus términos litoestratigráficos antes de alcanzar el dominio Subbético. Pero esta suposición con los datos actuales, no tiene sino un valor meramente hipotético.

Por el contrario, el Cretácico aflora ampliamente, y por lo general bien representado, en los distintos sectores del DOMINIO PREBETICO INTERNO que comprende este trabajo.

El conocimiento del mismo resultará bastante completo en su evolución de Norte a Sur. No obstante, el Prebético interno del Sector más meridional (Sierra de la Puerta), se presenta desligado mecánicamente del resto y cabalgado sobre el Mioceno, en circunstancias tales que resulta imposible asegurar la cuantía de su traslación. Sobre este asunto se discutirá más adelante (ver apartado V. III. 3. 4. A.)

Se describirán a continuación las series de cada uno de los sectores, que se consideran de Norte a Sur, en el mismo sentido en que se producen las variaciones estratigráficas más significativas. Estos sectores son los siguientes:

- 1) Sector Septentrional
- 2) Sector Centro - Septentrional
- 3) Sector Centro - Meridional
- 4) Sector Meridional o Unidad intermedia de la Sierra de la Puerta.

En el gráfico de la Figura 7, se representa la situación geográfica relativa entre los distintos sectores -- considerados. E1, E2 y E3) excepto la del S. meridional.

V. III. 3. 1. - LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL

El Sector septentrional del DOMINIO PREBETICO INTERNO en el área estudiada, queda constituido por las series más inmediatas al DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

Se incluyen en este Sector las series:

En efecto, el cambio de espesores (150 metros al Norte; 1.200 metros como mínimo al Sur) a un lado y a otro de la línea divisoria es tan brusco, y la subsidencia del PREBÉTICO INTERNO tan rápida a partir de su mismo límite septentrional - en estas regiones, que cabe pensar en la existencia de cierta pendiente más o menos importante inclinada hacia el surco prebético interno. En estas circunstancias las avalanchas de terrígenos se verían sometidas a un régimen turbulento al descender por el talud, aumentando en este modo el índice de heterometría (Hé de Cailleux) con respecto a los sedimentos que inmediatamente al Norte resultan en ciertos niveles menos heterométricos y sugieren la proximidad de playas marinas.

Las avalanchas de terrígenos llegarían al surco prebético interno de forma intermitente, y tanto más frecuente -- conforme avanzaba la historia del Cretácico inferior. Este -- último hecho se deduce de la mayor importancia de los episodios de arenas silíceas en el Aptense que en el Barremiense y en el Albense con respecto al Aptense, de las series prebéticas internas. Estas avalanchas de terrígenos dentro del -- PREBÉTICO INTERNO pudieron constituir cordones litorales más o menos extensos.

Así mismo la procedencia de la Meseta resulta indiscutible, pues la proporción de terrígenos silíceos disminuye hacia el Sur del surco prebético interno, aumentando en este -- sentido la fracción carbonatada en todos los episodios estratigráficos del Cretácico inferior.

Los episodios de "calizas nodulosas y subnodulosas" en el Barremiense, Aptense y Albense, resultan tanto más frecuentes en las series más meridionales del surco prebético interno (series de Benizar-Otos y de la Muela). Estas calizas -- presentan texturas predominantemente microcristalinas, en cierto modo incompatibles con un medio sedimentario de alto nivel -- de energía debido a la agitación de las aguas por el oleaje y -- corrientes. Sin embargo la existencia de una marcada inestabilidad mecánica del fondo de la cuenca prebética interna (en su conjunto en relación con el Prebético externo, y también en su propio seno en relación con subsidencias diferenciales muy -- marcadas y variables en el espacio a lo largo de esta etapa de sedimentación), pudiera ser la clave de la textura nodulosa de las calizas. La explicación sería análoga a la propuesta anteriormente para el Kimmeridgiense superior-Portlandiense.

A - de las inmediaciones de la localidad de Peñarrubia.

B - de las inmediaciones de las localidades de Letur y Socovos

En la Figura 7, se observa la localización geográfica relativa del Sector Septentrional, así como la situación de las series que se describirán en este apartado, en las figs. 43 y 46.

V. III. 3. 1. A. - LA SERIE EN LAS INMEDIACIONES DE LA LOCALIDAD DE PEÑARRUBIA (1)

En el área correspondiente al límite de la cartografía del presente trabajo, en la localidad de Peñarrubia que se sitúa en el límite Oeste de la Hoja de Elche de la Sierra, la serie del Cretácico inferior queda muy recubierta bajo los materiales cuaternarios. Para obtener una visión objetiva de la serie es necesario adentrarse unos cientos de metros al Oeste del límite expresado, penetrando en el extremo oriental de la Hoja de Yeste.

El corte se realiza de Sur a Norte, partiendo del Km. 53, de la Carretera de Hellín a Yeste (Fig. 43)

En el apartado correspondiente a planos y figuras se encontrará una serie gráfica detallada. En la fig. 44 del texto se resumen estas características.

La serie contiene los siguientes términos litoestratigráficos:

A1) APTENSE INFERIOR

Tramo 1. - 20 metros aproximadamente, de calizas microcristalinas en ocasiones oolíticas, y margas. De muro a techo se distinguen:

- a) 10 metros de calizas mal estratificadas, "subnodulosas" de color gris y manchas de beige claro.

(1) Esta serie ha sido estudiada conjuntamente por E. FOURCADE y el autor del presente trabajo en campo. Los Foraminíferos y las Algas han sido estudiadas por E. Fourcade, a quien reitero en estas líneas mi agradecimiento. Los resultados que se exponen, fueron objeto de una publicación anterior de ambos autores. Se completa ahora el estudio, con curvas acumulativas de arenas, etc...

Aparte estas generalidades sobre el Cretácico inferior, se analiza a continuación la historia de la cuenca en el DOMINIO PREBETICO INTERNO. Sus diferentes etapas fueron las siguientes:

NEOCOMIENSE

Al iniciarse el Neocomiense prosigue el régimen de sedimentación carbonatada, en el ambiente marino restringido propio del Kimmeridgiense superior Portlandiense, y -- con los mismos límites de líneas de costa y zonas de emersión al Norte y Noroeste.

Un "hard-ground" al techo de esta formación carbonatada (E. Fourcade, L. Jerez, M. Jaffrezo y T. Rodriguez, 1972), -- sugiere la posibilidad de una interrupción momentánea de la sedimentación durante el Valanginiense en el DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Inmediatamente después sobreviene una importante transgresión marina. Se deposita una formación margosa rica en Ammonites, y rica también en terrígenos finos, pajuelas de mica y limo de cuarzo. Los Ammonites corresponden al Hauteriviense inferior, y otros niveles Hauteriviense medio; pero en estos últimos niveles se ha constatado la coexistencia de un ejemplar de *Cicostephanus* sp. del Valanginiense. Por otra parte existe bastante glauconia en esta formación y, además, los ejemplares de Ammonites se encuentran muy frecuentemente recubiertos por una costra ferruginosa.

¡Todos estos hechos apuntan hacia la existencia de procesos de remoción de los niveles margocalizos durante su depósito, relacionadas quizás con fluctuaciones verticales del área de depósito

En resumen la transgresión se habría iniciado durante el Valanginiense, y sus niveles habrían sido barridos en parte y resedimentados después durante el Hauteriviense, en cuya parte superior la presencia de Equinodermos anuncia una vuelta -- hacia condiciones de facies más neríticas.

BARREMIENSE

Durante el Barremiense el mar vuelve a condiciones más neríticas. Domina la sedimentación carbonatada: calizas de cemento cristalino y oolíticas entre otras microcristalinas, lo que sugiere nuevas fluctuaciones en el nivel de energía del ambiente de depósito.

Textura de biomicritas en proceso de recristalización, arenosas al techo.

Se determinan, "Orbitolonopsis" praesimplex (SCHROEDER), Sabaudia minuta (HOFKER), Debarina sp., - Pseudocyclammina sp., Miliólidos, Gasterópodos, - Lamelibranquios y Equinodermos.

La presencia de "Orbitolinopsis" praesimplex, desde los primeros niveles, indica que la serie se inicia en el Aptense inferior.

- b) 10 metros, de margas areniscosas ocre-amarillentas, que hacia el techo intercalan 1 metro de caliza oolítica arenosa, con cemento microcristalino. Estas calizas contienen Equinodermos, Lamelibranquios y Choffatella decipiens (SCLUMBERGER).

Tramo 2. - 25 a 30 metros, de areniscas pardo-rojizas y ocre-amarillentas, y arenas silíceas de color blanco-verdoso. Se disponen en bancos de espesor muy variable. Las areniscas son muy ricas en óxido de hierro, y de cemento carbonatado recristalizado en grano grueso. Contienen Orbitolinas.

Tramo 3. - 15 metros aproximadamente, de dolomías recristalizadas en grano grueso, de color gris en fresco y pardo-rojizo en superficie. Son ricas en óxido de hierro, y en su mitad superior se observan abundantes moldes de Rudistas, y en menor proporción Orbitolinas.

Tramo 4. - 50 a 60 metros, de calizas microcristalinas grises, y a veces beige claro, dispuestas en bancos de 0,1 a -- 0,5 metros. Se distinguen:

- a) 5 metros con textura de biomicritas débilmente arenosas, silíceas, con abundantes Rudistas y Gasterópodos, Iraquia simplex (HENSON), y en una ocasión Orbitolina sp
- b) 25 metros, con textura de micritas, a veces con algunos intraclastos, y localmente recristalizadas o dolomitizadas Rudistas y Gasterópodos más dispersos que en episodio anterior, e Iraquia Simplex (HENSON).
- c) 20 metros, con textura de micritas y biomicritas, - con Gasterópodos e Iraquia simplex (HENSON)

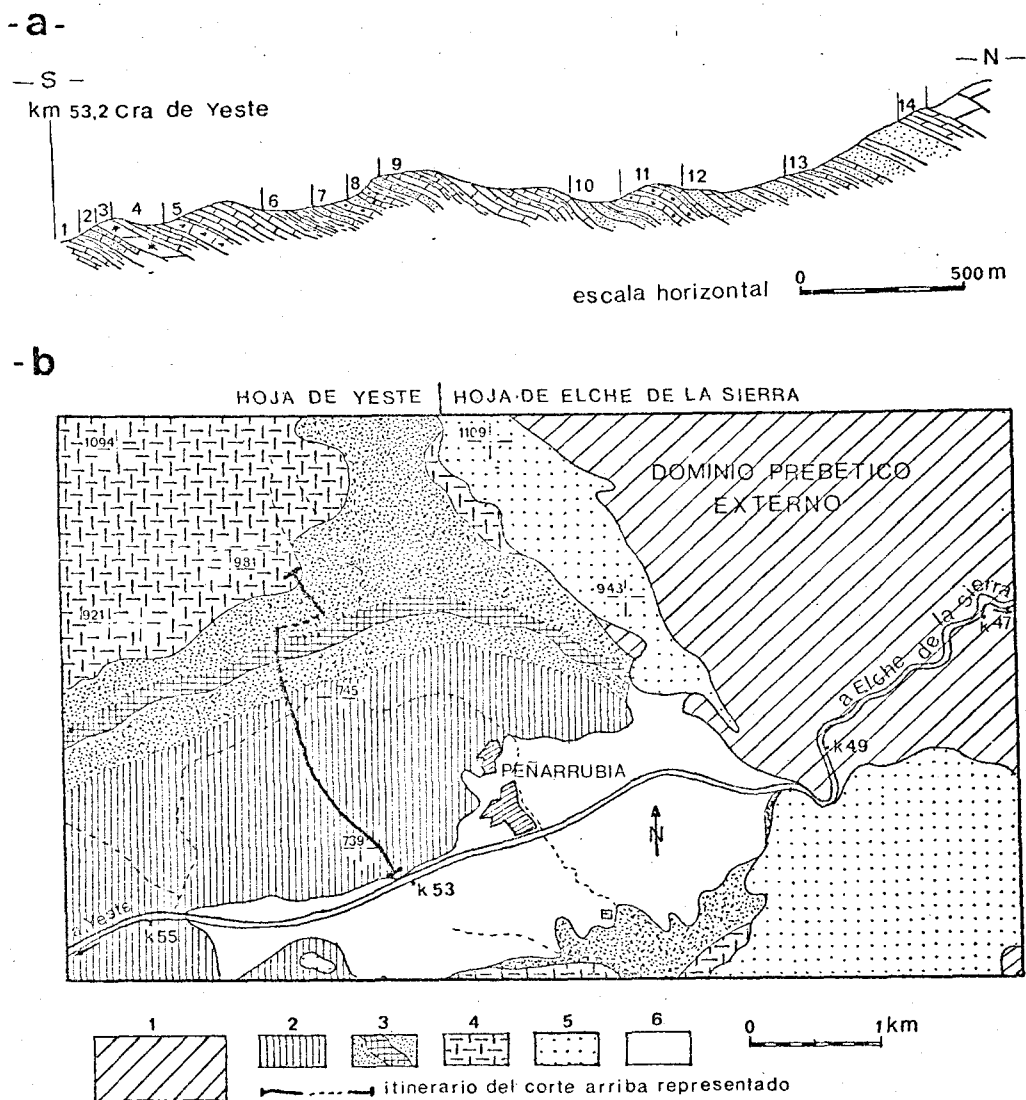


Fig. 43.- Perfil geológico de la serie del Cretácico inferior de Peñarrubia (a, E. Fourcade y L. Jerez, en prensa) y esquema geológico de situación de esta serie prebética interna próxima al Prebético externo.

a) numeración de los tramos del texto y de la figura 44

b) la numeración indica:

- 1- PREBÉTICO EXTERNO
- 2 a 4- materiales prebéticos internos
- 2-calizas con eventuales intercalaciones de arenas silíceas y dolomías (Aptense inferior)
- 3- arenas silíceas con intercalaciones eventuales de niveles dolomíticos y, hacia la base (banda cuadrículada), de pasadas de calizas con Orbitolinas (Aptense superior-Albeñense)
- 4- dolomías (Senonense); 5-calizas (Mioceno); 6-derrubios

Tramo 5 - 120 a 130 metros, de calizas fundamentalmente microcristalinas, grises y beige claro en ocasiones. Se distinguen:

a) 5 metros de calizas fétidas, finamente areniscosas, con guijarros angulosos de caliza negra, y pisolitos en la base. Textura general de micrita, en ocasiones con oolitos. En la base, contienen muy abundantes talos de Charophíceas. "Facies de agua dulce".

b) 110 metros, aproximadamente. Calizas muy ricas - en Algas, y hacia la parte superior algunos niveles ricos en Charophíceas, con facies de agua dulce. - Textura de bioesparita en la base, y variable en el resto entre biomicritas, micritas e intramicritas.

Se observan, dispersos pero en numerosos bancos Rudistas y Gasterópodos. Al microscopio, restos de Equinodermos, Gasterópodos, Cilindroporella sp., Permocalculus sp., Pseudocyclammina sp., - Boueina sp., Choffatella decipiens (SCHLUMBERGER), Miliólidos, Saubaudia minuta (HOFKER), Choffatella sp., Saubaudia sp., Además, en ciertos niveles de hacia la parte superior, abundantes talos de Charofíceas.

c) 10 metros de calizas con Algas. Textura de micritas y biomicritas, con Pianella muehlbergii LORENZ, Miliólidos, Choffatella sp., y Gasterópodos.

Tramo 6 - 50 a 60 metros, fundamentalmente constituidos por - margas blanco-amarillentas, más o menos areniscosas. Se disponen en bancos de hasta varios metros de espesor, separados por otros en general muy delgados de calizas microcristalinas grises y beige. Las margas se encuentran frecuentemente recubiertas, traduciéndose por un terreno eluvial margoso, con pequeños rebajes morfológicos con respecto a las calizas, en cuyos límites suelen aflorar mejor. Se distinguen:

a) 10 metros de margas blancas que intercalan finos niveles de calizas con algunos "graveles", y textura de micritas y biomicritas arenosas silíceas. Las calizas contienen Choffatella decipiens - - SCHLAMBERGER, Pianella muehlbergii LORENZ Choffatella sp., Boueina sp., Miliólidos, Permocalculus sp., restos de Lamelibranchios y Gasterópodos.

Hacia la parte inferior media del Barremiense se intercalan ya arenas silíceas, si bien sigue predominando la sedimentación carbonatada, Corresponden a avalanchas, ya relativamente importantes, de los terrígenos que provienen de la Meseta. Sus condiciones de depósito se han especificado anteriormente.

Durante el Barremiense la subsidencia se manifiesta aún bastante equilibrada, entre las distintas áreas del surco prebético interno en que llegan a aflorar las series de la región. En el borde septentrional de este surco, entre las localidades de Peñarrubia y Socovos, no llegan a aflorar las series barremienses.

En el tránsito del Barremiense al Aptense inferior, cuanto más tarde, se respondería al equilibrio de subsidencias entre las distintas áreas de sedimentación de la cuenca prebética interna.

Así, en el área correspondiente a la Sierra de la Muela la subsidencia es notablemente mayor que en la inmediata septentrional de Benizar-Otos, en proporción justamente superior de 3 a 2. Sin embargo, la forma en que evolucionan los episodios posteriores permite sospechar que hacia el Norte podría la subsidencia incrementarse de nuevo aún más.

APTENSE INFERIOR (Fig. 112)

Durante el Aptense inferior el borde septentrional del Prebético interno en la región estudiada, se integraría en un gran golfo que se prolongaría desde Peñarrubia-Socovos al Oeste y Suroeste hacia Yeste y Hornos (Prov. de Jaén), tal como se indica en un trabajo anterior de colaboración (E. Fourcade y L. Jerez en prensa).

En el área septentrional de Peñarrubia-Socovos se deposita una formación esencialmente carbonatada y microcristalina, con escasos episodios de arenas, areniscas, margas y eventualmente dolomías. El ambiente de sedimentación, generalmente marino y de bajo nivel de energía, se ve alterado durante cortos intervalos. Unas veces para quedar completamente aislado del mar abierto, y disminuir extraordinariamente la salinidad de sus aguas (episodios con Charophíceas). Otras veces, aumentando momentáneamente el nivel de energía de las aguas marinas (episodios eventuales de calizas con oolitos e intraclastos numerosos). Por otra parte, escasos niveles con Rudistas recuerdan la proximidad, inmediatamente al SE, de las facies para-recifales que allí dominan.

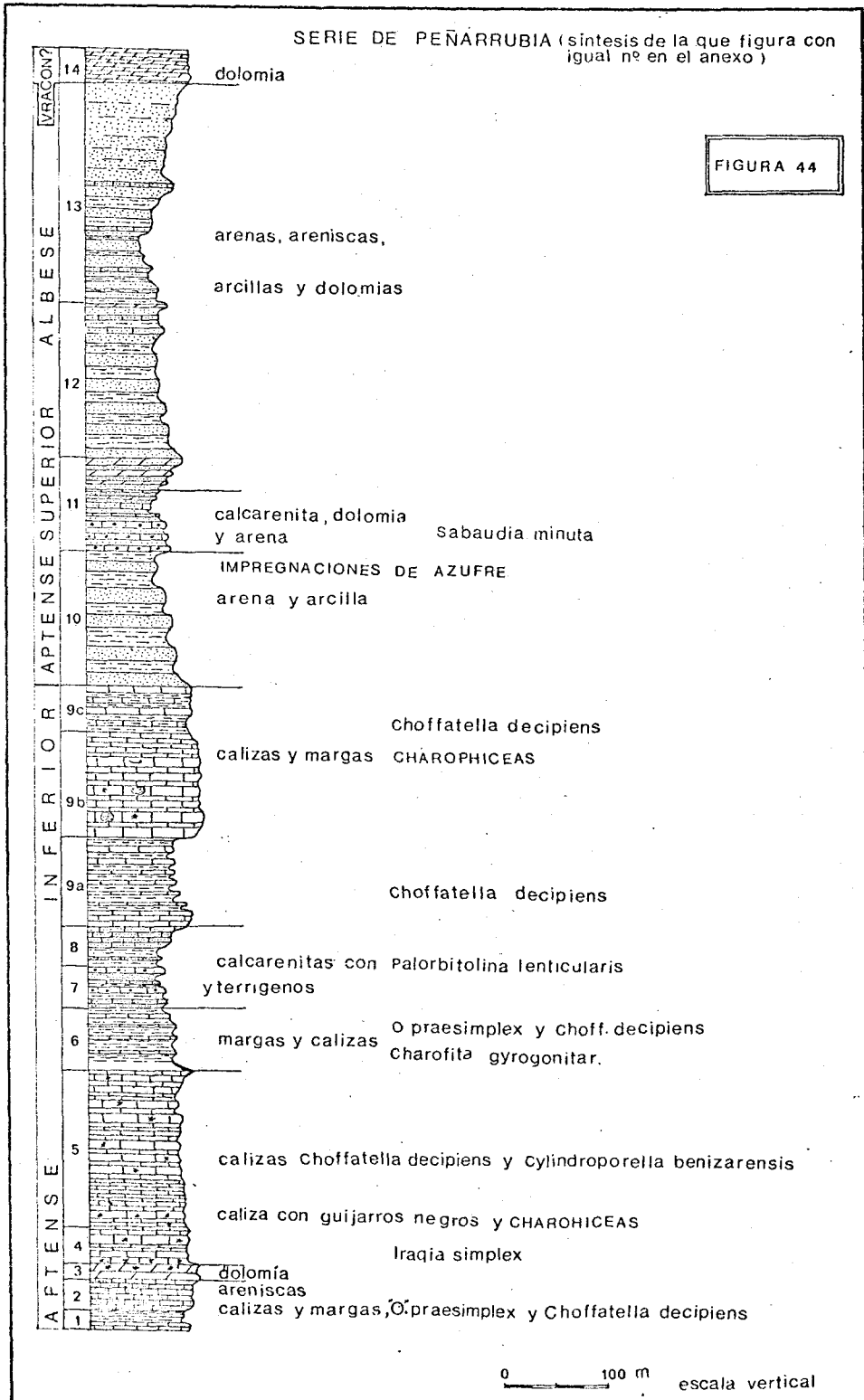
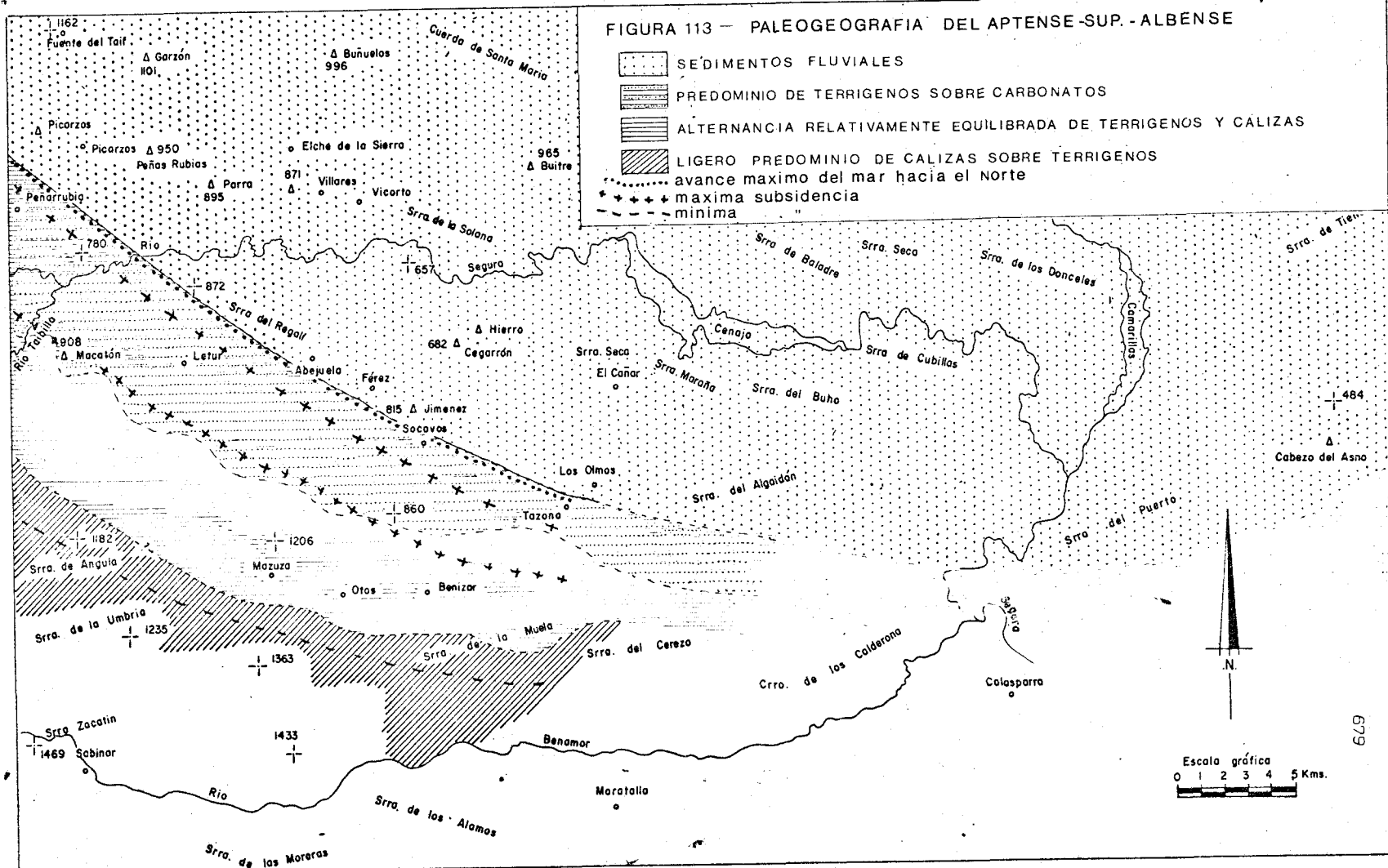


FIGURA 113 — PALEOGEOGRAFIA DEL APTENSE-SUP. - ALBENSE



- b) un nivel delgado de micrita con abundantes talos de Charophyceas, y Cilindroporella sp., "Facies de agua dulce".
- c) 10 metros, en los que alternan calizas y margas, - predominando estas últimas. Las calizas, biomicritas y micritas débilmente arenosas, contienen Gasterópodos, Lamelibranchios, Choffatella decipiens SCHLUMBERGER, "Orbitolinopsis" praesimplex - SCHROEDER, Permocalculus sp., Sabaudia sp., y Miliólidos.
- d) 20 metros de margas en bancos de varios metros, que intercalan nivelitos de biomicritas arenosas. En algunos de estos niveles calizos se observan Rudistas dispersos. Estos niveles contienen además, Gasterópodos, Choffatella sp., Sabaudia sp., y Pseudocyclamina sp., Algunos de los nivelitos calizos intercalados hacia el techo contienen de nuevo abundantes talos de Charophyceas, - junto a Pianella sp. y Gasterópodos.
- e) 1 metro. Calizas con estructura "nodulosa" y -- textura de biomicritas a veces arenosas silíceas. Contienen "Orbitolinopsis" praesimplex SCHROEDER, Sabaudia sp., Neotrocholina sp., Permocalculus sp., Choffatella sp., y restos de Lamelibranchios. Un nivelito, dentro de este episodio con textura de micrita, contiene Charophyta gyrogonita.
- f) 12 a 15 metros de margas parcialmente recubiertas, que próximo al techo intercalan un nivel de 1 metro de calizas, con textura de micrita, micrita con oolitos a veces, y ocasionalmente ooesparita un poco arenosa silícea. Contienen --- Equinodermos, Lamelibranchios, Sabaudia sp., una sección de Orbitolina sp. y Permocalculus.

Tramo 7. - 20 a 25 metros, constituidos en su parte inferior - fundamentalmente por arenas y areniscas silíceas, y por calizas y margas en su mitad superior. Se - distingue en el conjunto.

- a) 2, 5 metros de arena silícea ocre-amarillenta.
- b) 1, 5 metros de areniscas pardo rojizas, separadas por nivelitos de arenas ocre-amarillentas.

En cuanto a las avalanchas de terrígenos silíceos, la parte septentrional del golfo en la región de Peñarubio quedó más abrigado a la recepción de los mismos que las áreas inmediatamente surorientales.

A pesar del ambiente más frecuentemente incomunicado con el mar abierto en este borde septentrional de la cuenca prebética interna, la subsidencia fué allí considerablemente mayor que en las áreas inmediatas surorientales: el Aptense inferior cuenta por sí solo con un desarrollo de espesor de más de 600 metros (serie de Peñarubia), mientras que en Benizar-Otos al SE no supera los 70 metros.

Hacia Benizar-Otos comenzaría a insinuarse la presencia de un umbral, cuya historia va a prolongarse modificando sus circunstancias locales en mayor o menor grado a lo largo del resto de la historia del Cretácico. Este umbral se insinúa ya por un nuevo aumento moderado, pero muy rápido y hacia el Sur, del espesor del Aptense inferior (100 metros en la Sierra de la Muela, 3 Km al S de Benizar).

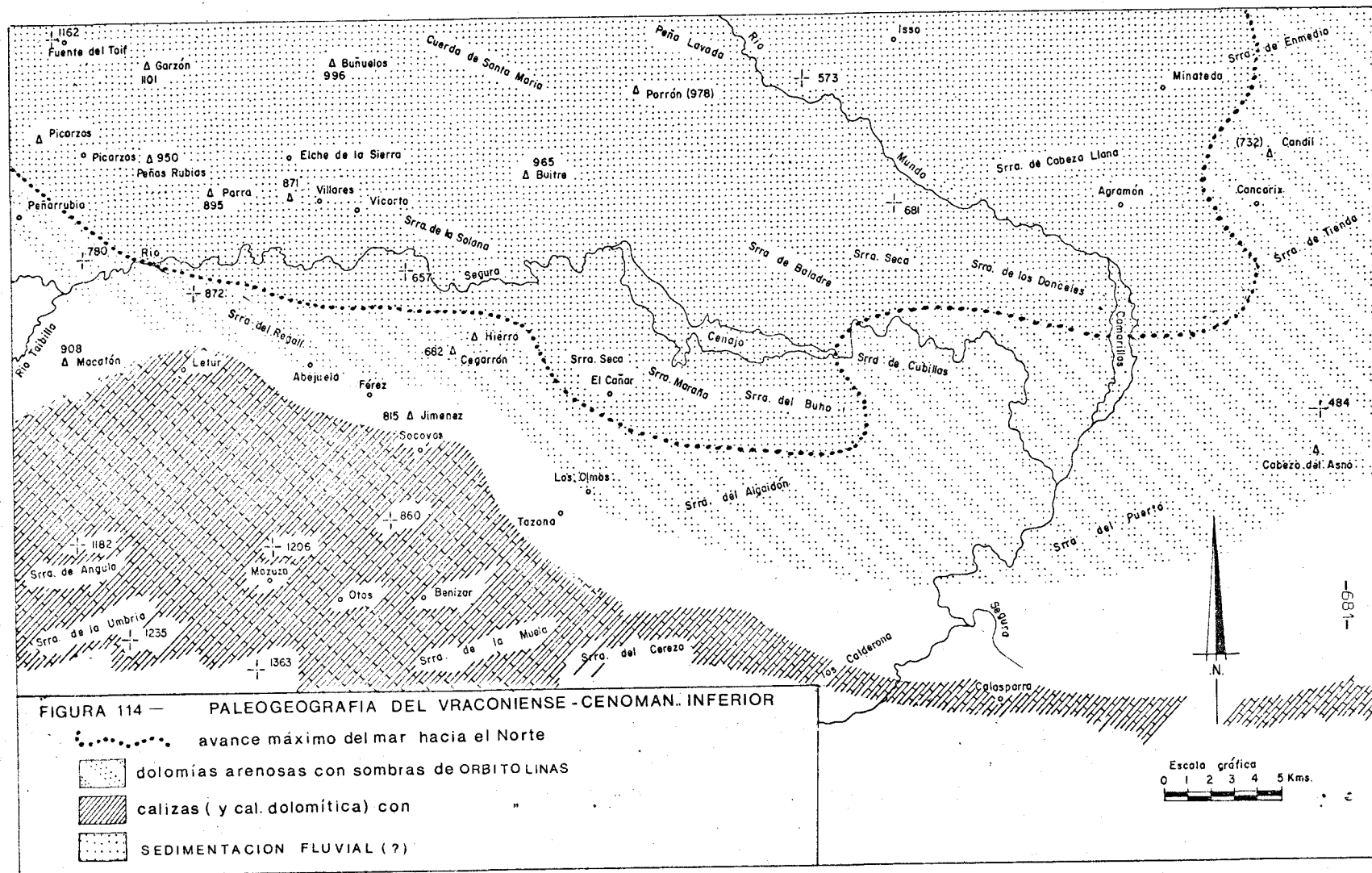
En estos sectores algo más meridionales de la cuenca prebética interna el ambiente de depósito es permanentemente marino en sus episodios carbonatados. Y en sus episodios terrígenos se ha interpretado como de ambiente litoral para todo el Cretácico inferior, aún considerando una importante influencia fluvial o parafluvial, en parte de características condicionadas por las circunstancias especiales que se dan en el límite de los dos dominios prebéticos. No obstante, los sedimentos carbonatados de textura esencialmente micrítica en el Aptense inferior, abogan por un nivel de energía muy bajo en estas latitudes de la cuenca. Y la textura nodulosa de algunos de los niveles calizos podría estar relacionada con la inestabilidad del fondo de la cuenca.

La riqueza en Rudistas y Orbitolínidos es considerablemente mayor que en el borde septentrional de la cuenca prebética interna.

APTENSE SUPERIOR - ALBENSE (Fig- 113)

Durante el Aptense superior se produce una curiosa traslación hacia el Sur, a la par que una acentuación, del eje del umbral antes mencionado en el interior del surco prebético interno.

En efecto, el Gargasiense cuenta con un espesor de 200 m en Benizar - Otos (sobre un Aptense inferior de 70 metros), y apenas supera los 100 metros en la Sierra de la Muela.



1162
Fuente del Toif

Δ Garzón
1101

Δ Buñuelos
996

Cuerda de Santa María

Δ Parrón (978)

1550

Minatada

Srra. de Enmedio

Δ Picarzos

Δ Picarzos Δ 950
Peñas Rubias

Elche de la Sierra

965
Δ Buitre

573

Srra. de Cabeza Llana

(732)
Δ Candil

Agramón

Concarix

Srra. de Tienda

Penarrubia

Δ Parra
895

871
Villares

Δ Vicarto

681

Rio Tabbida

780

Rio

Srra. de la Solana

Segura

Srra. de Baladre

Srra. Seca

Srra. de los Danceles

872
Srra. del Regalil

657

Δ Hierro

662
Δ Cagarrón

Srra. Seca

Cenajo

Srra. de Cubillas

908
Δ Macatón

Letur

Abejuela

Fárez

815
Δ Jimenez

El Cañar

Srra. Marata

Srra. del Buho

484

Δ Cabezo del Asno

1182
Srra. de Angula

1206

Secoyas

Los Olmos

Tazona

Srra. del Algodón

Srra. del Puerto

Srra. de la Umbria

1235

Otos

Benizar

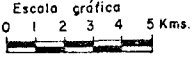
Srra. de la Muela

Srra. del Cerezo

Calderama

Segura

Lasparra



. Al techo pasa a caliza arenosa, bioesparita arenosa, - con Rudistas dispersos, Paleorbitolina sp., y Choffatella sp.

- c) 8 metros aproximadamente, de margas arenosas y arenas silíceas, de colores verdoso y amarillento, que hacia su mitad intercalan 1 metro de caliza oolítica arenosa, beige claro, con restos de Equinodermos y Gasterópodos.
- d) 10 metros, de calizas grises y beige, y margas ocre-verdosas. La textura pasa progresivamente hacia el techo, de micrita y biomicrita arenosa a intraesparita y ooesparita. Contienen Choffatella sp., Saubaudia minuta, Saubaudia sp., Miliólidos, Choffatella decipiens - - SCLUMBERGER, "Orbitolinopsis" praesimplex SCHROEDER, Boueina sp., restos de Equinodermos y Gasterópodos.

Tramo 8. - 50 a 60 metros, constituido fundamentalmente por materiales terrígenos, arenas, areniscas y margas arenosas silíceas, con ciertas intercalaciones de calizas arenosas. De muro a techo, se reconocen:

- a) 2,5 metros de arena silícea amarillenta y blanco grisácea.
- b) 1 metro de areniscas pardo rojizas y blancas, y caliza arenosa con textura de bioesparita parcialmente recristalizada. En la caliza, se observan restos de Rudistas Lamelibranchios, Orbitolina sp., Choffatella sp., y Gasterópodos.
- c) 9 metros de arena silícea ocre-amarillenta.
- d) 6 metros de calizas arenosas con textura de bioesparita, y areniscas pardo rojizas que intercalan finos niveles de arenas amarillentas. Las calizas contienen trozos de Boueina sp., Rudistas, Orbitolina sp., Paleorbitolina lenticularis (BLUMENBACH).
- e) 20 a 25 metros de margas arenosas en bancos de hasta varios metros de espesor, con intercalaciones de finos niveles de areniscas pardo rojizas y de calizas arenosas. Estas últimas, con textura de bioesparitas, contienen Orbitolina sp., y Choffatella sp.

- f) 15 metros de areniscas blancas con cemento dolomítico, de color pardo rojizo y amarillento. Se observa una estratificación cruzada ("cross-bedding") — muy neta. Al techo pasan a dolomías arenosas. Con tienen Orbitolinas.

Tramo 9. - 220 a 230 metros, constituidos fundamentalmente por calizas y margas. Se distinguen:

- a) 40 a 50 metros de calizas microcristalinas, que hacia la parte media y superior alternan con margas blancas en bancos del orden de 0,2 a 0,5 metros de espesor. La textura de las calizas varía hacia el techo desde biomicritas, micritas y micritas con "graveles", a biointramicritas arenosas y biomicritas arenosas. El color es predominantemente gris, y beige claro. En uno de los niveles calizos situado hacia la parte media del episodio se han observado "pisolitos". Contienen Gasterópodos, Lameli branquios, Rudistas, Toucasia sp., Sabaudia sp., Boueina, sp., Miliólidos, Ophthalmídeos, Choffatella sp. y Choffatella decipiens (Schlumberger).
- b) 80 metros, de los cuales, los 30 metros inferiores se encuentran parcialmente recubiertos. La parte aflorante está constituida exclusivamente por calizas, con textura de micrita, en las que se observa únicamente abundantes talos de Charoffceas y algunos Ostrácodos. "Facies de agua dulce".
- c) 90 a 100 metros de calizas microcristalinas y margas, en bancos delgados del orden de 0,2 a 0,5 metros. Algunos de los niveles de hacia el techo presentan estructura "nodulosa". La textura de las calizas varía entre micrita, biomicrita, biomicrita arenosa y biomicrita con "graveles". Contienen -- Choffatella sp., Gasterópodos, Algas, Permocalculus sp., Choffatella decipiens (Schlumberger), y restos de Equinodermos.

A2) APTENSE SUPERIOR - ALBENSE, con un espesor — del orden de 550 a 600 metros.

Tramo 10. - 120 a 130 metros constituidos exclusivamente por materiales terrígenos.

Esta duplicación de potencia en Benizar-Otos coincide con una acumulación mayor de niveles de terrígenos silíceos que en la Muela. Asimismo, la importancia de las acumulaciones de arenas y arcillas entre las calizas paraarrecifales con Rudista y Orbitolinas es cada vez mayor hacia el Norte. Lo contrario sucede hacia el Sur donde los niveles con Rudistas, Estromatopóridos etc. . . aumentan en la Sierra de la Muela. Posiblemente, - hacia el Sur, en relación con la zona axial del umbral mencionado, existiera durante esta época una barrera arrecifal (L. Jerez 1970). Pero al Sur de este Prebético interno no afloran otras series autóctonas del Aptense, con lo que no es posible confirmar - esta posibilidad.

Las condiciones de subsidencia diferencial entre el Sector de Otos-Benizar y el inmediatamente meridional de la Sierra de la Sierra de la Muela, se prolongarán con las mismas características durante el Aptense superior-Albense, acentuándose el umbral anterior.

En el conjunto Aptense superior-Albense, la subsidencia sigue siendo máxima en el límite septentrional del surco prebético interno (600 metros de espesor en Peñarrubia, en contraste con 400 metros en Benizar-Otos; y 200 metros en la Sierra de la Muela).

Al contrario que durante el Aptense inferior, en el Aptense superior-Albense la sedimentación es predominantemente terrígena en las series prebéticas internas septentrionales (arenas y arcillas versicolores con intercalaciones muy esporádicas de calizas con Orbitolinas, dolomías y areniscas. Inmediatamente al Sur (Otos-Benizar) la sedimentación continúa siendo más rica en los mismos terrígenos que en carbonatos, pero ya no tan desproporcionadamente. En las series meridionales aún francamente autóctonas de la Sierra de la Muela, aumenta más aún la proporción de calizas paraarrecifales, pero intercalando aún los mismo terrígenos.

VRACONIENSE-CENOMANENSE INFERIOR (Fig. 114)

Durante el Vraconiense se incrementa sensiblemente el nivel de energía del medio de depósito, de tipo carbonatado cristalino con algunos episodios de calizas oolíticas y frecuentes pasos laterales a dolomías. Se intercalan también episodios de arenas, - pero ya en proporción muy inferior con respecto a los episodios anteriores.

Hacia la parte meridional del DOMINIO PREBETICO EXTERNO esta formación se encuentra ya totalmente dolomitizada, pero la textura de sus bancos bien estratificados, y las frecuentes sombras de Orbitolinas permiten reconocerla y diferenciarla de las dolomías masivas del Cenomanense que siguen en la serie.

Se trata de una alternancia de arenas y arcillas - arenosas silíceas, de colores vistosos y diversos: blancos, rojos, grises, amarillentos y violáceos.

Algunos de los niveles arenosos de hacia el techo - contienen impregnaciones de azufre.

Tramo 11. - 50 a 60 metros en cuya parte inferior alternan arenas y arcillas arenosas con calizas, y en su parte superior con niveles dolomíticos intercalados también - entre terrígenos análogos. De muro a techo se distinguen:

- a) 2 metros de calizas microcristalinas arenosas, de color beige y gris en fresco, y ocre amarillento - de meteorización. Contienen Sabaudia minuta (Hofker) y Miliólidos.
- b) 10 metros de arenas y arcillas arenosas versicolores.
- c) 4 a 5 metros de calizas microcristalinas, parcialmente recristalizadas o dolomitizadas. Textura de biomicritas y micritas más o menos arenosas. Se observan Rudistas, Gasterópodos, Sabaudia minuta (Hofker), Miliólidos.
- d) 5 metros de arenas blancas y amarillentas que intercalan calizas arenosas de colores gris y beige claro. La textura de las calizas varía entre micrita y biomicrita. Se reconocen Miliólidos y Sabaudia sp. ,
- e) 4 metros de calizas muy arenosas, micritas arenosas, y areniscas silíceas poco cementadas, de color amarillento.
- f) 30 metros parcialmente recubiertos. En la parte aflorante predominan los bancos gruesos de arena blanca, sobre otros niveles intercalados de areniscas dolomíticas, dolomías arenosas y calizas dolomíticas arenosas silíceas de colores ocre amarillentos.
- g) 0,5 metros que constituyen el nivel calizo más superior de la serie que se describe. Textura de micrita, en parte dolomitizada. Se reconocen únicamente Miliólidos.

El aumento del nivel de energía del medio sedimentario viene acompañado de un moderado avance hacia el Norte del límite de la sedimentación marina, lo que puede interpretarse como el preludio de la transgresión que se generalizará en el Cenomanense.

La dolomitización irregular de la formación vraconiense-cenomanense sería claramente secundaria, y el ambiente sedimentario original evoca la zona de sedimentación costera que avanzó típicamente sobre el antiguo límite del litoral.

RESUMEN SOBRE EL CRETACICO INFERIOR

El clima durante el Cretácico inferior sería relativamente húmedo cálido, según se deduce del alto grado de oxidación de los terrígenos silíceos y de la necesidad de suponer la existencia de una red fluvial importante para el transporte de los mismos.

Dada la importancia progresivamente mayor a lo largo del tiempo de las avalanchas de los terrígenos procedentes de la Meseta, se supone una elevación de la misma tanto mayor hacia los episodios finales del Cretácico inferior.

Según se ha avanzado en el capítulo de Tectónica (VII. II-1-1-B), la migración de subsidencias diferenciales dentro del surco prebético interno estaría relacionada probablemente con procesos halocinéticos a nivel del Keuper. Por el contrario, la ruptura brusca entre las condiciones de sedimentación a lo largo del límite de separación del Prebético externo con el Prebético interno en la región estudiada, difícilmente sería explicable sin suponer la existencia de un importante accidente a nivel del zócalo.

El ritmo de sedimentación estaría más o menos equilibrado con el de subsidencia, salvo en ciertos intervalos del Barremiense y del Vraconiense, en los que al aumentar el ritmo de colmatación de la cuenca sobre el de subsidencia se incrementaría el nivel de energía del medio sedimentario dejándose sentir una acción de lavado sobre el barro microcristalino carbonatado.

VIII-III-2. - CRETACICO SUPERIOR

CENOMANENSE

La dolomitización total del complejo que se ha atribuido al Cenomanense-Turonense impide precisar bien las características originales del depósito. Pero, aún no existiendo dataciones precisas, todo hace suponer que el miembro basal del mismo representa al Cenomanense, mientras que las dolomicritas superiores corresponderían en parte al menos al Turonense.

Las sombras de Orbitolinas y Lamelibranchios del término cenomanense sugieren un ambiente de depósito marino, de ubicación posible entre la zona costera interior y la de plataforma exterior.

En todo caso, parece bastante cierto que el mar invadió - de nuevo durante el Cenomanense las regiones septentrionales antes ocupadas por las facies fluviales, desapareciendo prácticamente las avalanchas de terrígenos procedentes de la Meseta. Al mismo tiempo, la subsidencia de este dominio externo, antes alzado, comienza a agudizarse progresivamente. Pero, no obstante, en el DOMINIO PREBETICO INTERNO la subsidencia sigue siendo enormemente más acentuada que en el dominio externo aún con facies idénticas en la misma época.

CENOMANENSE - TURONENSE (Fig. 115)

Durante el Turonense se consigue en cierta medida el equilibrio de subsidencia para las áreas de depósito de ambos dominios, pero en el seno de los mismos permanecen importantes sectores poco o nada subsidentes.(Fig.115)

Las dolomías microcristalinas y "margas dolomíticas" del Cenomanense superior-Turonense (s. lato) no están representadas en ciertas series (S^a de la Muela) donde los sedimentos senonenses o el mismo Paleoceno se han depositado directamente sobre el miembro basal del complejo dolomítico (Cenomanense). Este miembro - basal no parece incluir allí, por otra parte, dadas sus constantes características regionales de facies, los miembros dolomíticos superiores.

Al NO del DOMINIO PREBETICO EXTERNO se alzaron pequeños umbrales, parte de los cuales se habrían configurado antes, durante el Malm y Cretácico inferior, cuyos materiales faltan también bajo las capas senonenses. Estos parecen relacionados con la acción

Tramo 12. - 170 a 180 metros de arenas y arcillas arenosas versicolores, que en menor proporción intercalan ciertos niveles de dolomías arenosas y areniscas ferruginosas.

Se caracteriza este conjunto por la dolomitización constante de los únicos niveles carbonatados presentes en el mismo. Las arenas silíceas son blancas y amarillentas. Las arcillas, rojas y verdosas. Los bancos de estos terrígenos superan frecuentemente los 5 y 10 metros de espesor. Las dolomías, en niveles más delgados, de 0,5 a 1,5 metros como máximo, son de grano grueso, romboédrico, de color gris plomizo en fresco y pardo rojizo en superficie. Estas dolomías pasan insensiblemente a areniscas en sentido vertical, las cuales tienden a predominar sobre las primeras tanto más hacia el techo.

Tramo 13. - 220 a 240 metros constituidos exclusivamente por materiales terrígenos.

Su mitad inferior se compone fundamentalmente por arenas blancas y amarillentas, con pasadas más o menos esporádicas de nivelitos de areniscas pardo rojizas, de cemento ferruginoso, y de bancos gruesos de arcillas sabulosas versicolores.

En su mitad superior no se han observado areniscas. Se compone fundamentalmente de arenas silíceas blancas y amarillentas, a veces verdosas. Los niveles arcillosos versicolores, también presentes, son de menor espesor y existen con menor frecuencia que en la mitad inferior.

A3) VRACONIENSE (?) - CENOMANENSE INFERIOR (?)

Tramo 14. - Se compone de unas decenas de metros de dolomías tableadas, muy bien estratificadas, con fantasmas de Orbitolinas.

Estas dolomías equivaldrían, muy probablemente, por su posición estratigráfica relativa, cierta similitud litológica, y demás observaciones a escala regional en el paso de unas series a otras, a las calizas con abundantes Orbitolinas que coronan la serie del Cretácico inferior en Socovos. Admitiendo esta correlación el tramo pertenecería a la biozona de Neoiraqia sp., definida por E. Fourcade (1970),

que se atribuye al Vraconiense por su asociación con Ammonites característicos (A. FOUCAULT, 1971, p. - 272-275). No obstante, la dolomitización impide afirmarlo.

A4) CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS SOBRE LA -- SERIE DESCRITA.

- 1º) No aparecen en la misma términos litoestratigráficos más inferiores al Aptense inferior. La presencia de "Orbitolinopsis" praesimplex (SCHROEDER) desde la base del tramo 1, permite atribuir estos niveles al Aptense inferior.
- 2º) La presencia de Choffatella decipiens (SCHLUMBERGER) desde la base del episodio "c" del tramo 9, hasta unos 30 metros del techo (muestra -- LJ-661) de la columna gráfica), indicaría que el límite Aptense inferior - Aptense superior se sitúa por encima de este nivel. Así, se atribuyen al Aptense inferior los tramos 1 al 9.
- 3º) No existe ningún argumento de datación precisa para los términos correspondientes a los tramos del 10 al 13, ambos inclusivos, que se pueden atribuir en su conjunto al Aptense superior-Albense.
- 4º) El límite Albense superior-Cenomanense inferior puede suponerse al techo del tramo 14, admitiendo la correlación de las dolomías que lo componen con las calizas que en la localidad de Socovos permiten datar este paso.
(Véase apartado V, III. 3. 1. B.)
- 5º) Se deduce una subsidencia más rápida de la cuenca durante el Aptense inferior que supera en espesor al conjunto atribuible al Aptense superior-Albense, aún sin llegar a aflorar el muro

A5) ENSAYOS SEDIMENTOLOGICOS.

1) Complexometrías y calcimetrías

Se han efectuado en los niveles carbonatados intercalados entre las arenas de los tramos 11 y 12 de la serie de Peñarrubia.

de fallas de distensión muy tempranas, quizás en cierto modo singenéticas con el accidente profundo que separaría los dos dominios -
prebéticos.

De otra parte, la ausencia de sedimentos turonenses en ciertos sectores del Prebético interno (vertiente sur de la Sa de la Muela y Sa de la Umbría de la Mata), y el escaso espesor de los mismos en otros (Sa del Zacatín), se relaciona sin duda con el proceso de acentuación del umbral que comenzó a perfilarse durante el Cretácico inferior en estas áreas relativamente meridionales de la ZONA -
PREBETICA.

Los escasos restos de organismos que se han conservado en el miembro dolomítico intermedio del complejo dolomítico, parecen invocar condiciones de ambiente marino muy restringido, o posiblemente un ambiente marino lagunal semejante en cierto grado al del Senonense del PREBETICO EXTERNO. Pero, en este caso, el ambiente restringido del Turonense ocuparía la mayor parte del área prebética sin distinción entre los DOMINIOS EXTERNO E INTERNO del PREBETICO.

La eventualidad de un ambiente marino-lagunal al Norte vendría avalada por las características muy distintas del Cenomanense-Turonense marino y pelágico del PREBETICO MERIDIONAL de la Sierra de la Puerta, que se localiza varios kilómetros al Sur del área cartografiada. Aquella formación pelágica intercala además ciertos episodios con características turbidíticas, y cuenta con un espesor reducidísimo en relación con el del propio complejo dolomítico de las series septentrionales. Ambas cuencas, marina-lagunal al Norte y marina pelagica al Sur, podrían haber quedado más o menos separadas por un amplio umbral del cual la Sierra de la Muela formaría parte. Es decir, el mismo umbral del que antes se ha hablado entre la Sierra de la Muela y del Zacatín, quizás aún más extenso hacia el Sur de lo que cabe confirmar en esta ocasión por el estudio de las únicas series que llegan a aflorar entre el Prebético interno y el Prebético meridional de la Sa de la Puerta.

En las regiones más orientales y surorientales del área cartografiada, hacia el final del Turonense las características del depósito volverían a ser análogas a las del miembro basal del complejo (Cenomanense), según parece indicar la recurrencia a la textura masiva y de grano medio del miembro superior allí bien representado. Estas dolomías masivas superiores apenas cuentan con unos metros de espesor en la región aquí estudiada, cuando llegan a estar representadas.

En todo caso, el ambiente sedimentario de conjunto parece evolucionar con las mismas características, aparte los distintos grados de subsidencia, en la mayor parte del Prebético de la región estudiada.

- Las complexometrías dan un tanto por ciento de dolomita comprendido entre 77,7 y 90,3% (muestras 671 y 678 de la columna gráfica) y un% de calcita que oscila entre 9,1 y 4,3%.
- Las calcimetrías, un% de CO_3Ca variable entre 49 y 79,4 (muestras 672, 674 y 675).

La dolomitización es secundaria, pues se presenta muy irregularmente a escala sectorial.

2) Minerales pesados

Las arenas del tramo 10, en la base de la formación Aptense-Albense contienen: (muestra 840):

- mena metálica, 40-50%
- Turmalina, 5-10%
- Granate, 40-50%
- Zincón, Anatasa, Rutilo, Corindón y Biotita, en trazas o cantidades del orden del 1%

Las arenas del techo del tramo 13, Albense superior probablemente, contienen en la muestra 849:

- Mena metálica, 90:
- Turmalina, 1-5%
- Zincón, Corindón, Estauroлита, en "trazas".

Naturalmente, los porcentajes se refieren a la fracción de minerales pesados.

3) Granulometrías (curvas acumulativas en la fig 45 A y B)

Se han ensayado los tramos 10 y 13, correspondientes probablemente al Aptense superior y Albense superior.

Tramo 10 (Fig 45 A)

- muestra 841: $Q_{dx} = 0,85$. Ambiente fluvial
Hé = 0,8. Fluvial máximo.
- muestra 842: $Q_{dx} = 0,525$. Fluvial playa-marina
Hé = 0,3 Idem
- muestra 843: $Q_{dx} = 0,425$. Fluvial playa-marina
Hé = 0,4 Idem

En resumen, durante el Cenomanense-Turonense se rompe la configuración de los dos dominios paleogeográficos prebéticos, externo e interno. El límite de los cambios bruscos de facies se establece más al Sur, en el Prebético meridional.

CONIACIENSE

Durante el Coniaciense las condiciones de la cuenca de sedimentación siguen presentando una uniformidad muy marcada sobre los antiguos dominios prebéticos, donde el ambiente de sedimentación es marino pero relativamente restringido, de bajo nivel de -- energía.

Las facies pelágicas, con Globotruncanas, se inician igualmente a partir del Prebético meridional, mientras que al Norte son -- esencialmente neríticas.

Sin embargo, la evolución de los umbrales sigue el curso de su historia independientemente de estos hechos, y en parte condicionándolos también.

Ciertas áreas del antiguo DOMINIO PREBETICO INTERNO (Sierra de la Umbría de la Mata, Sierra del Zacatín y Sierra de la Muela) permanecen emergidas o subemergidas, en todo caso sin depósitos permanentes y al alcance de la oxidación subaérea, según -- testimonian las superficies de "hard ground"

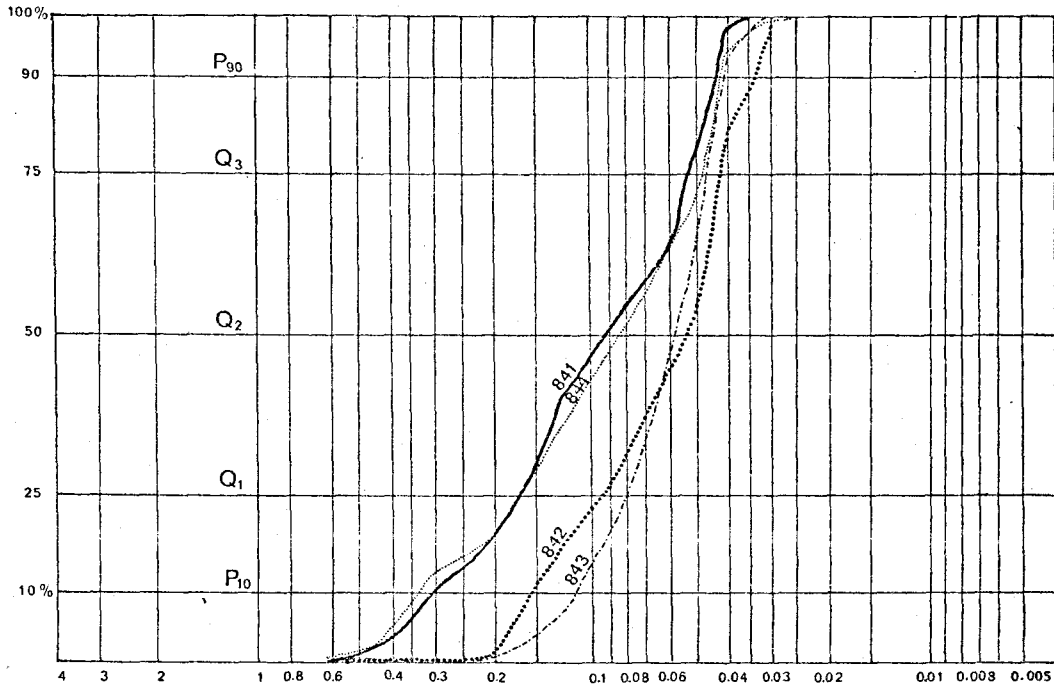
El umbral que existía ya en aquellos parajes modifica su configuración haciéndose más extensivo. Sin duda habría contribuido a la existencia de ambientes sedimentarios netamente diferentes al -- Norte y al Sur del mismo, al igual que se ha supuesto durante el Tu ronense.

SENONENSE (Fig. 116)

El Senonense resulta un periodo muy interesante en el sentido en que tienden a configurarse de nuevo los dos antiguos DOMINIOS PREBETICOS, si bien esto no se consigue sobre el mismo límite anterior. Es decir, la delimitación va a ser menos tajante que durante el Cretácico inferior.

El juego del antiguo accidente del límite entre los dominios prebéticos externo e interno parece bien reflejado esta vez en el fuerte desequilibrio de subsidencias que sufre toda el área prebética en sentido inverso al anterior. Con excepción de ciertas áreas que tienden a permanecer realzadas, la subsidencia viene a ser ahora mucho más importante en el DOMINIO PREBETICO EXTERNO que en el interno. Es decir, el Prebético externo reacciona en esta ocasión como si tendiera a recuperar su desfase en el hundimiento, sin conseguirlo totalmente. Sussactores centrales permanecerán realzados precisamente

A



B

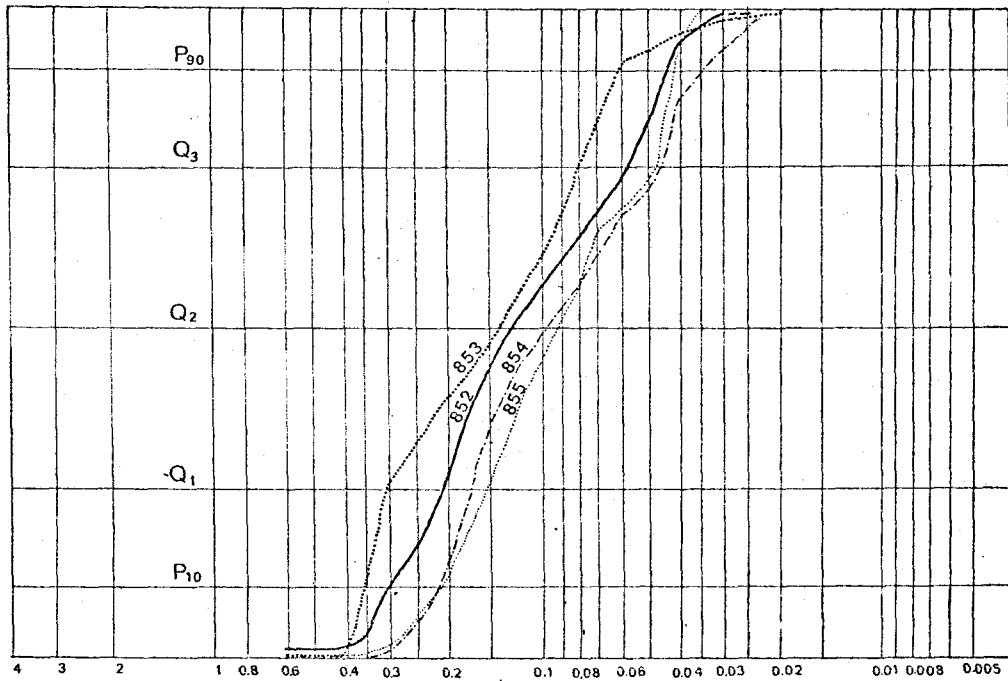


Fig 45 — Curvas acumulativas de las arenas de los tramos 10 (A) y 13 (B) del Aptense superior— Albense de Peñarrubia

allí donde durante el Malm se instituyó el umbral del entrante de la zona costera hacia al SE. A partir de los mismos límites de este antiguo umbral aumenta rápidamente la subsidencia. Esta coincidencia no sería fortuita. Más bien sugiere la persistencia de las condiciones que establecieron aquel umbral (VII-II-1-2-A).

Por otra parte la subsidencia del DOMINIO PREBETICO INTERNO sigue teniendo un reparto irregular y cambiante a lo largo de la historia del Senonense. Las margas santonieneses se depositan en la Sierra de la Umbría de la Mata, antes emergida o realzada, pero sobre las mismas viene directamente el Maestrichtiense, faltando el Campaniense con toda probabilidad. El área en cuestión fluctúa así en corto espacio de tiempo entre la emersión-subemersión y la inmersión clara. Por el contrario la Sierra del Zacatín, próxima al Sur, sólo recibe depósitos del Maestrichtiense; y la Sierra de la Muela (al Este) no recibe sedimentos del Senonense, al menos con carácter permanente.

Aparte los repartos de subsidencias y distribución de áreas con depósito o sin depósito, durante el Senonense se distinguen dos provincias paleogeográficas con sedimentación netamente diferente y un "sector de transición" entre ambas.

- Al Norte, sobre el Prebético externo, una cuenca marina-lagunal, incomunicada con el mar abierto durante ciertos intervalos, alternantes con una comunicación más o menos franca. El nivel de energía del medio, en general bajo, aumenta también a intervalos. Ciertos depósitos de brechas intraformacionales, de calizas con guijarros calcáreos negros, o calizas ricas en intraclastos, parecen relacionados, más que con el aumento de energía de las aguas, con la inestabilidad mecánica del fondo de la cuenca. La inmadurez de muchos de los niveles con estas características así lo sugiere.
- Inmediatamente al Sur sobre el PREBETICO EXTERNO más septentrional y sobre el PREBETICO INTERNO más septentrional, un "sector de transición". Las series más septentrionales del mismo presentan gran afinidad e identidad litológica con las anteriores, pero intercalan niveles con Globotruncanas y Orbitoides media. Las series más meridionales del mismo, son algo más arcillosas asemejándose más litológicamente las de las facies pelágicas más meridionales (S^a de los Estepares y de la Angula), aún con más Orbitoides que Globotruncanas.

- muestra 844: $Q_{dx} = 0,925$. Fluvial
Hé = 0,85. Fluvial máximo

Tramo 13. (Fig. 45 E)

- muestra 852: $Q_{dx} = 0,95$. Ambiente fluvial
Hé = 0,7. Idem, máximo.
- muestra 853. $Q_{dx} = 0,975$. Fluvial, casi máximo.
Hé = 0,85. Idem, máximo.
- muestra 854 $Q_{dx} = 0,95$ Fluvial
Hé = 0,8 Fluvial máximo.
- muestra 855 $Q_{dx} = 0,875$. Fluvial
Hé = 0,75. Fluvial, máximo.

V. III. 3. 1. B. - LA SERIE ENTRE LETUR Y --
SOCOVS.

Entre la localidad de Letur y Socovos afloran --
únicamente los términos del Complejo dolomítico del Cenoma--
nense-Turonense, entre los materiales mesozóicos.

Ya en Socovos, afloran las capas superiores --
del Cretácico inferior, y se puede estudiar muy bien el tránsi--
to de la parte superior del Cretácico inferior al Cenomanense.

Se describe a continuación un corte realizado--
en el lugar denominado Sifón de Socovos, poco menos de 1 km.
al SO. de la localidad del mismo nombre. Una visión gráfica --
del mismo, se presenta en la fig. 46 . Se trata de la parte su--
perior del Cretácico inferior, que interesa estudiar aquí por--
no encontrarse dolomitizada. Las coordenadas de situación --
del corte son las siguientes: x=1241'30", y=38219'33"; x=1241'
25", y= 38219'40".

B1)VRACONIENSE (E. Fourcade, L. Jerez, T. Rodriguez
M. Jafrezo, 1972).

En efecto, sobre las arenas blancas y amari--
llentas con intercalaciones de areniscas ferruginosas
que hemos considerado un equivalente lateral del te--
cho del Albense superior en Otos (Ver V. III. 3. 2. A),
vienen:

- 60 metros aproximadamente de calizas, a --
veces dolomitizadas. La proporción entre caliza y --
dolomía puede observarse en la columna gráfica de --
la fig. 46 . Las calizas son generalmente "gravelo --
sas", con cemento cristalino. Ocasionalmente son --
oolíticas, El color es beige, y rosado en ciertos ni--
veles. Se presentan bien estratificadas, en bancos --
de espesor variable entre 0,1 y 1 m.

Estas calizas han librado: Trocholína lenticu
laris HENSON, Hedbergella washitensis CARSEY, --
Neoiragia cf. convexa DANILOVA, Neoiragia n. sp.,
Orbitolina gr. concava LAMARCK, Marinella lugeoni
PFENDER.

Esta asociación corresponde a la biozona de
Neoiragia n. sp., (definida por FOURCADE, 1970),

que ha sido señalada por A. FOUCAULT (1971, p. 272-275) por debajo del Vraconiense con Mortonicerias aff. inflatum (SOW) y Mortonicerias sp. fissicostatum SPATH.

B2) CRETACICO SUPERIOR

Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

Como en las series del Prebético externo, se distinguen las dolomías masivas de base, y el conjunto superior bien estratificado de calizas dolomíticas.

a) Dolomías masivas inferiores

Cuentan con un espesor del orden de 150 metros.

Se trata de dolomías de grano medio, estratificadas en bancos gruesos o de aspecto masivo.

Los procesos de dolomitización han destruido casi por completo los restos de fauna. No obstante, en las proximidades del muro de la serie es frecuente observar "sombras" de Orbitolinas. En el resto, se encuentran — "sombras" de intraclastos, y en contadas ocasiones moldes de Gasterópodos y de Lamelibranchios.

El color varía entre gris y beige oscuro.

b) Secuencia calizo-dolomítica de grano fino

Sobre las dolomías masivas, muy bien representadas en las inmediaciones del SE de Letur, vienen unos 100-120 metros de dolomías y calizas dolomíticas de grano muy fino. Esta secuencia es aún aquí, enteramente — semejante, en espesor y facies, a la del Prebético Externo en Elche de la Sierra.

Algunos niveles de grano extraordinariamente — fino meteorizan dando un aspecto de margas.

Contrasta con respecto a las dolomías inferiores en la estratificación neta en bancos muy delgados.

Aunque siempre contienen faunas banales, los — restos orgánicos se suelen presentar en casi todos los niveles, y frecuentemente son reconocibles sus formas. Contienen restos de Textuláridos, Textularia sp., Cuneolina sp., Ataxophragmidos, moldes de Gasterópodos y Lamelibranchios.

- Finalmente al Sur, prevalece el ambiente pelágico en margas con Globotruncanas, si bien a nivel del Santo niense en las series más septentrionales (S^a de la Umbría de la Mata) estas coexisten con Equinodermos. Y en las series más meridionales (Prebético meridional de la S^a de la Puerta) estas facies pelágicas pasan de verdes a rojas, como en el SUBBETICO.

VIII-IV. - TERCIARIO

VIII-IV-1. - PALEOCENO INFERIOR (Thanetiense-Ilerdiense medio)

Durante el Paleoceno la mayor parte del área estudiada - quedaría emergida (Fig.117) , muy probablemente.

En los sectores centrales del Dominio Prebético interno, la sedimentación es carbonatada, marina. El ambiente de depósito refleja un bajo nivel de energía, propio de un ambiente marino nerítico relativamente restringido. La cuenca se sitúa posiblemente en la zona de sedimentación de plataforma exterior, con bajo nivel de energía. Con respecto al Senonense pelágico, en los sectores centrales se manifiesta una regresión marina incipiente.

Inmediatamente al Sur del eje Sierra de la Muela-Sierra del Zacatín se acentúa rápidamente la profundidad, depositándose calizas y margas ricas en Foraminíferos pelágicos, en un medio de bajo nivel de energía. A partir de esta línea aumenta visiblemente la subsidencia de la cuenca.

El antiguo umbral prebético interno manifiesta también su existencia durante el Paleoceno. Los sedimentos senonenses que faltan entre las formaciones del Cenomanense y del Paleoceno en la Sierra de la Muela, y que podrían faltar también en series -- aún más meridionales que no llegan a aflorar, son recogidos a manera de bloques rodados en el Paleoceno prebético más meridional (serie de la Sierra de la Puerta). El proceso de remoción afectaría igualmente al mismo Paleoceno. Esta zona de sedimentación meridional, profunda, correspondería a un talud con desarrollo de procesos turbidíticos.

A PARTIR DEL ILERDIENSE MEDIO se acentúa la regresión marina, antes incipiente. La cuenca recibe avalanchas de terrígenos silíceos que impurifican los sedimentos calizos y margosos, aún moderadamente.

DURANTE EL CUISIENSE se intensifican estas avalanchas terrígenas, depositándose calizas arenosas, margas arenosas y areniscas.

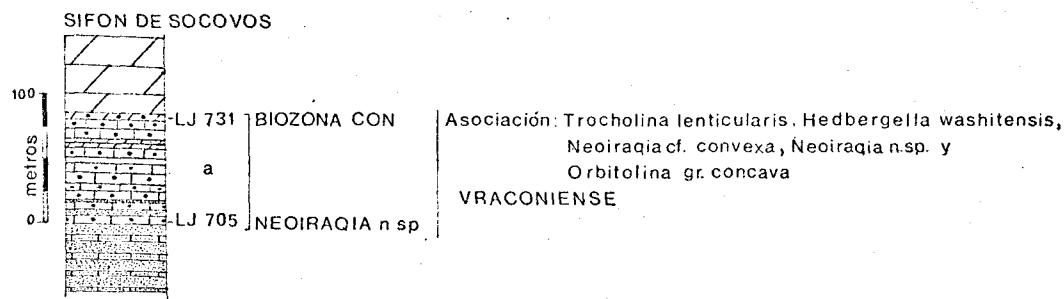
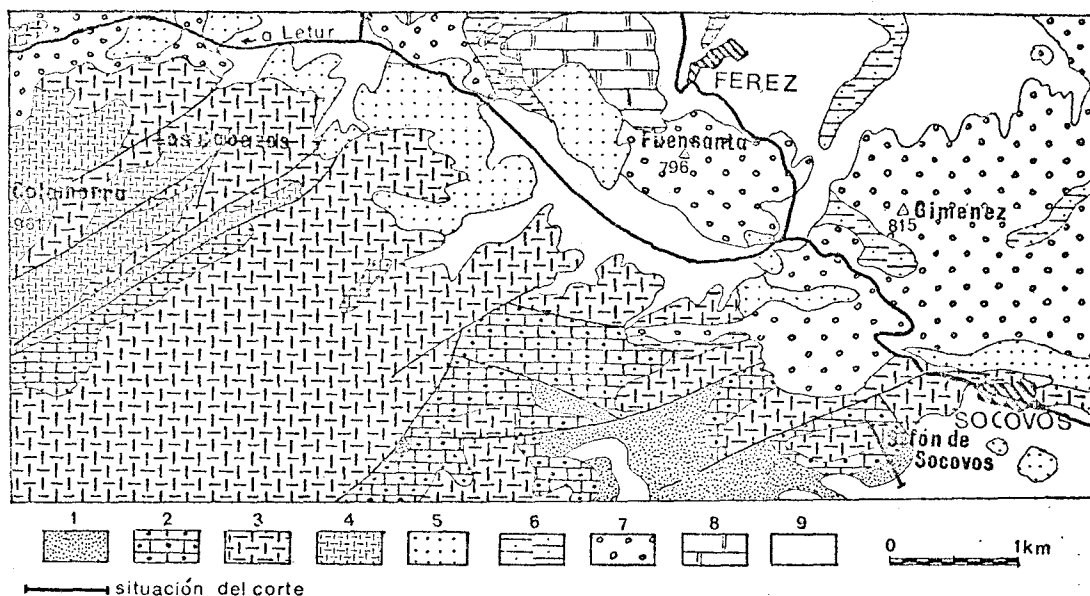


Figura 46.- Mapa geológico de las inmediaciones de Socovos, situación del corte y definición de la serie tipo del Vraconiense - en el Prebético interno.

LEYENDA: 1, arenas y areniscas silíceas (Albense); 2, calizas y calizas dolomíticas (Vraconiense); 3, dolomías masivas (Cenomanense); 4, dolomicritas estratificadas (Cenomanense-Turonense); 5, calizas bioclásticas (Mioceno inferior-medio); 6, calizas y margas con indentaciones de areniscas (Mioceno superior en facies lacustre y fluvial); 7, conglomerado poligónico (Plioceno-Cuaternario); 8, travertinos; 9, coluviones y eluviones

La parte superior del Cretácico superior falta posiblemente por erosión, pues sus términos existen al Norte y al Sur, si bien con facies distintas. En efecto, el Senonense aparece al Norte en las facies marino-lagunales del Prebético externo, y al Sur en las facies francamente marinas, o de mares abiertos, del resto del Prebético interno.

Las avalanchas de terrígenos silíceos que se inician durante el ILERDIENSE MEDIO, sugieren que los sedimentos paleocenos carbonatados y limpios de terrígenos de las series septentrionales (Sierra del Zacatín y de la Umbría de la Mata), cuya datación es más imprecisa, representan solamente el Paleoceno inferior. En consecuencia aquellos sectores se encontrarían probablemente emergidos a partir del Ilerdiense medio. Todo esto, en el supuesto de que las avalanchas de terrígenos silíceos procedan de la Meseta, como parece lo más lógico en el presente caso.

VIII-IV-2.- PALEOCENO SUPERIOR (Ilerdiense superior-Cuisiense)

DURANTE EL ILERDIENSE SUPERIOR-CUISIENSE se depositan gran cantidad de margas más o menos areniscosas, y en menor proporción calizas arenosas y areniscas, condiciones que se prolongan durante la extrema base del LUTECIENSE INFERIOR.

VIII-IV-3. - EOCENO

Hacia la mitad del LUTECIENSE MEDIO la sedimentación cambia, viniendo a ser esencialmente carbonatada y propia de un medio de alto nivel de energía, aún más costero. Los terrígenos silíceos se hacen progresivamente más gruesos, a la par que aumenta el índice de madurez textural en las calizas (Fig. 118).

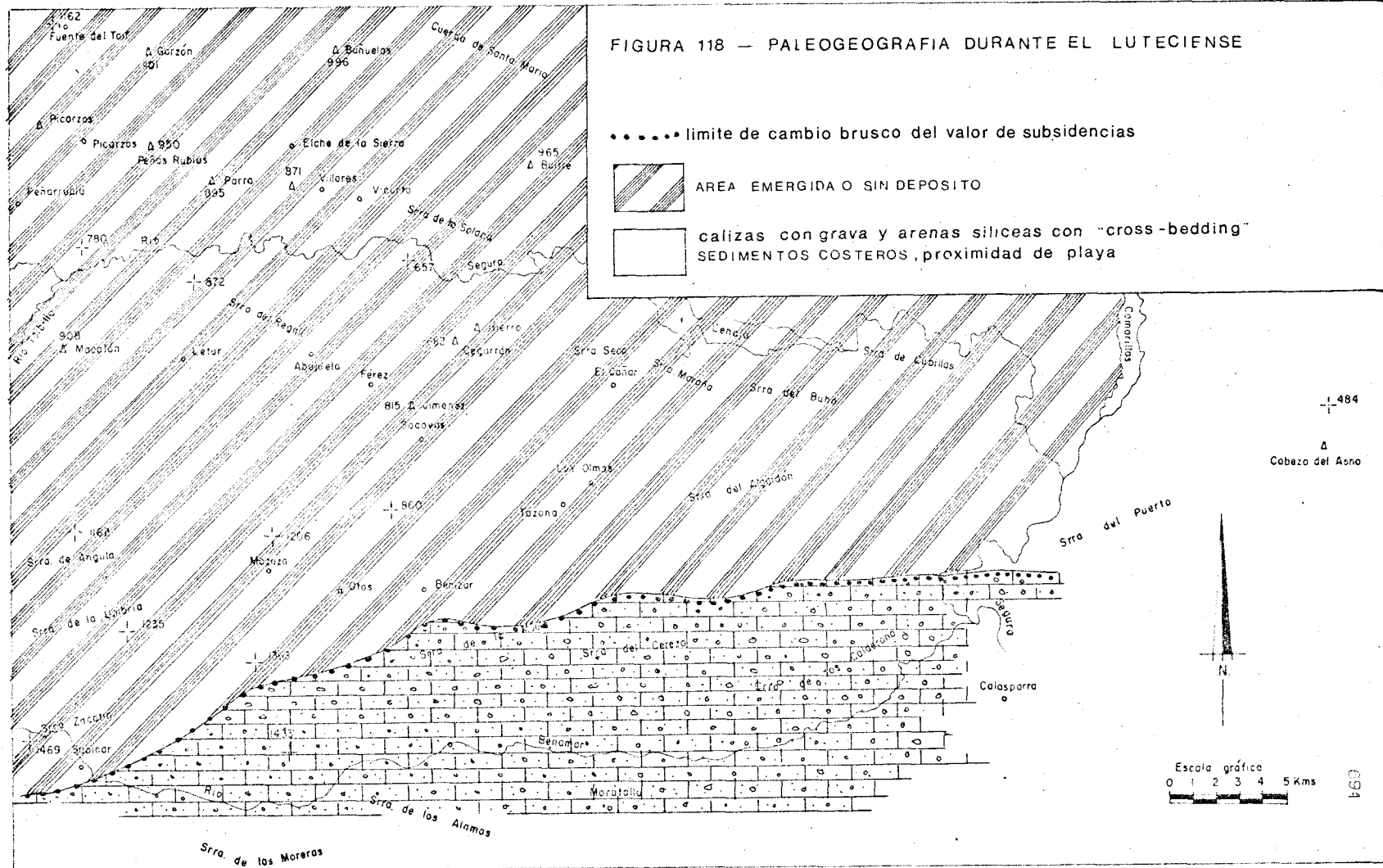
En el LUTECIENSE SUPERIOR (Biarritziense) se llegan a diferenciar entre las calizas niveles de arenas silíceas con estratificación cruzada, sugerentes de la proximidad de las playas marinas. Finalmente, en la parte superior de esta formación llega a diferenciarse un "hard-ground", que marcaría una interrupción de la sedimentación que abarcaría, cuanto menos, el Eoceno superior y muy posiblemente también el Oligoceno inferior.

VIII-IV-4. - OLIGOCENO SUPERIOR (Chattiense)

Durante el OLIGOCENO SUPERIOR permanecen emergidas las mismas áreas, aproximadamente, que durante el Paleoceno superior y Luteciense (Fig. 119).

La cuenca que se instala sobre el borde meridional del Prebético interno inicia una fuerte subsidencia muy equilibrada con el ritmo de colmatación. La sedimentación es de tipo marino lagunal, muy restringida, con rocas carbonatadas muy inmaduras, margas más o menos areniscosas, e incluso letejones de conglomerados que marcan la influencia continental.

FIGURA 118 — PALEOGEOGRAFIA DURANTE EL LUTECIENSE



V. III. 3. 1. C. - RASGOS GENERALES EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL.

En el Sector Septentrional del Prebético Interno - correspondiente al área cartografiada, afloran sólo materiales -- desde el Aptense al Cenomanense-Turonense.

JURASICO. - Si bien no llega a aflorar, por equiparación de series análogas al Este y al Oeste (Fourcade, 1970; - López Garrido, 1971; Dabrio, 1972; y confrontaciones personales del autor), podría considerarse análogo al de la serie tipo descrita para el Dominio Prebético Externo.

CRETACICO INFERIOR. Se desconoce la existencia de la extrema base del Cretácico inferior. No obstante, debe considerarse que en el Sector prebético interno inmediatamente -- meridional al presente, aflora un Neocomiense margoso y un Barremiense calizo (Ver series en V. III. 3. 2. A. y V. III. 3. 3. A.)

El Aptense inferior está constituido fundamentalmente por calizas, y en menor proporción margas, arenas, areniscas, y dolomías. Se caracteriza por la presencia constante de "Orbitolinopsis" praesimplex (Schroeder) y Choffatella decipiens (Schlumberger), acompañadas de Rudistas, Gasterópodos, algunas Orbitolinas y Algas. Depositado en un ambiente marino restringido, intercala ciertos episodios ricos en Charoffceas con -- "facies de agua dulce". Se trataría de un amplio golfo (1)

El Aptense superior-Albense, constituye una serie cuyos caracteres micropaleontológicos no han permitido una subdivisión del mismo. En la parte inferior existen episodios calizos y dolomíticos con Orbitolinas, escasas y mal conservadas, que impiden precisar los límites entre el Aptense superior y el Albense. La parte superior es prácticamente azóica. El conjunto es predominantemente terrígeno, con arenas, areniscas y arcillas arenosas versicolores.

En cuanto a la distribución de espesores dentro del Cretácico inferior, llama la atención el hecho de que el Aptense inferior, por sí sólo, tenga una potencia igual o superior a la del conjunto Aptense superior-Albense. La subsidencia -- fué, pues, máxima durante el Aptense inferior, y aún siendo -- también de valor considerable en el Aptense superior-Albense, disminuye proporcionalmente.

(1) E. Fourcade y L. Jerez (en prensa)

El paso del CHATTIENSE SUPERIOR A LA EXTREMA BASE DEL AQUITANIENSE INFERIOR queda tan impreciso, como la misma discordancia que se establece entre estos episodios y que marcaría la primera fase de plegamiento de la -- ZONA PREBETICA.

La formación anterior se hace progresivamente más terrígena hacia el techo, y de influencia continental muy marcada. Se depositan margas areniscosas y conglomerados silíceos rojos junto a arenas versicolores que recuerdan el ambiente de sedimentación fluvial de las facies "Weald-Utrillas".

Tras esta primera fase de plegamiento que habría llevado la región hasta los límites de una emersión casi total, aumenta de nuevo la subsidencia en los dos dominios.

Esta fase de plegamiento sería la causante de las principales estructuras del Prebético interno y del externo, sin perjuicio de una remodelación de las mismas en fases posteriores también importantes.

VIII-IV-5. - AQUITANIENSE INFERIOR-BURDIGALIENSE INFERIOR

A partir del AQUITANIENSE INFERIOR el conjunto de la región estudiada se ve afectada por un nuevo proceso de subsidencia diferenciales. Mientras que el PREBETICO EXTERNO y los sectores más septentrionales del PREBETICO INTERNO sufren una subsidencia moderada, por otra parte muy desigual según las áreas consideradas, el Sur de la región estudiada sufre una fuerte subsidencia de carácter más homogéneo.

De acuerdo con estas condiciones, el mar que invade las regiones septentrionales presenta una configuración irregular y discontinua, con abundantes islotes resguardados del área de depósito. La sedimentación es en este caso más -- carbonatada que margosa, menos rica en Foraminíferos pelágicos, y con un índice de madurez textural en las calizas tanto mayor que en las áreas meridionales (Fig. 120)

VIII-IV-6. - BURDIGALIENSE MEDIO-HELVETIENSE

En el BURDIGALIENSE MEDIO (zonación de Bolli, zona G. barisanensis) se produce una nueva fase de compresión que afecta desigualmente a la Zona Prebética; tanto más a las regiones prebéticas externas.

Los materiales del episodio anterior se ven implicados en una tectónica de escamas, cuyas fallas inversas están ya en gran parte constituidas desde la fase anterior, reactivas.

Si se compara el espesor de la serie del Cretácico inferior de este Sector septentrional del Dominio Prebético interno, con respecto a las potencias de la serie equivalente en sectores prebéticos internos más meridionales (Ver series en V. III. 3. 2. A, y V. III. 3. 3. B), se advierte que la subsidencia máxima de la cuenca se localiza, precisamente en este Sector, hacia el límite con el Dominio Prebético Externo. Las causas de estos hechos, sin duda en relación con una basculación diferencial, y con la existencia de una importante falla de zócalo entre los dos Dominios Prebéticos, serán discutidas en el capítulo de Paleogeografía y Geología Histórica.

El Vraconiense y posiblemente también el paso al Cenomanense inferior, está representado en una formación de calizas con Orbitolinas, con paso lateral a dolomías. La dolomitización generalizada de esta formación, parece ser una característica común a las series más meridionales de PREBETICO EXTERNO y a la más septentrional de este Sector Septentrional del PREBETICO INTERNO, al menos en el área estudiada. No obstante, la existencia de niveles de dolomías en series aún más meridionales del PREBETICO INTERNO, también en el tránsito del Albense superior-Cenomanense inferior, aún con peculiaridades litológicas diferentes (Ver V. III. 3. 3. A, corte A2), permite afirmar que la dolomitización de estos episodios es netamente irregular en el espacio. Y, en consecuencia, dolomitización secundaria.

CRETACICO SUPERIOR

El complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, presenta en este Sector una litofacies de conjunto análoga a la de casi toda la ZONA PREBETICA, con excepción de la Unidad Prebética Meridional de la Serie de la Sierra de la Puerta:

- dolomías masivas en la base, con espesor del orden 150 a 200 metros.
- y dolomías y margas dolomíticas al techo, con 100 a 150 metros de espesor mínimo.

No obstante la litología afín, contrasta el hecho del enorme espesor de las dolomías masivas de base del complejo, con respecto a la disminución rapidísima del espesor de las mismas dolomías hacia el PREBETICO EXTERNO. Por el contrario, el conjunto de dolomías y margas dolomíticas su-

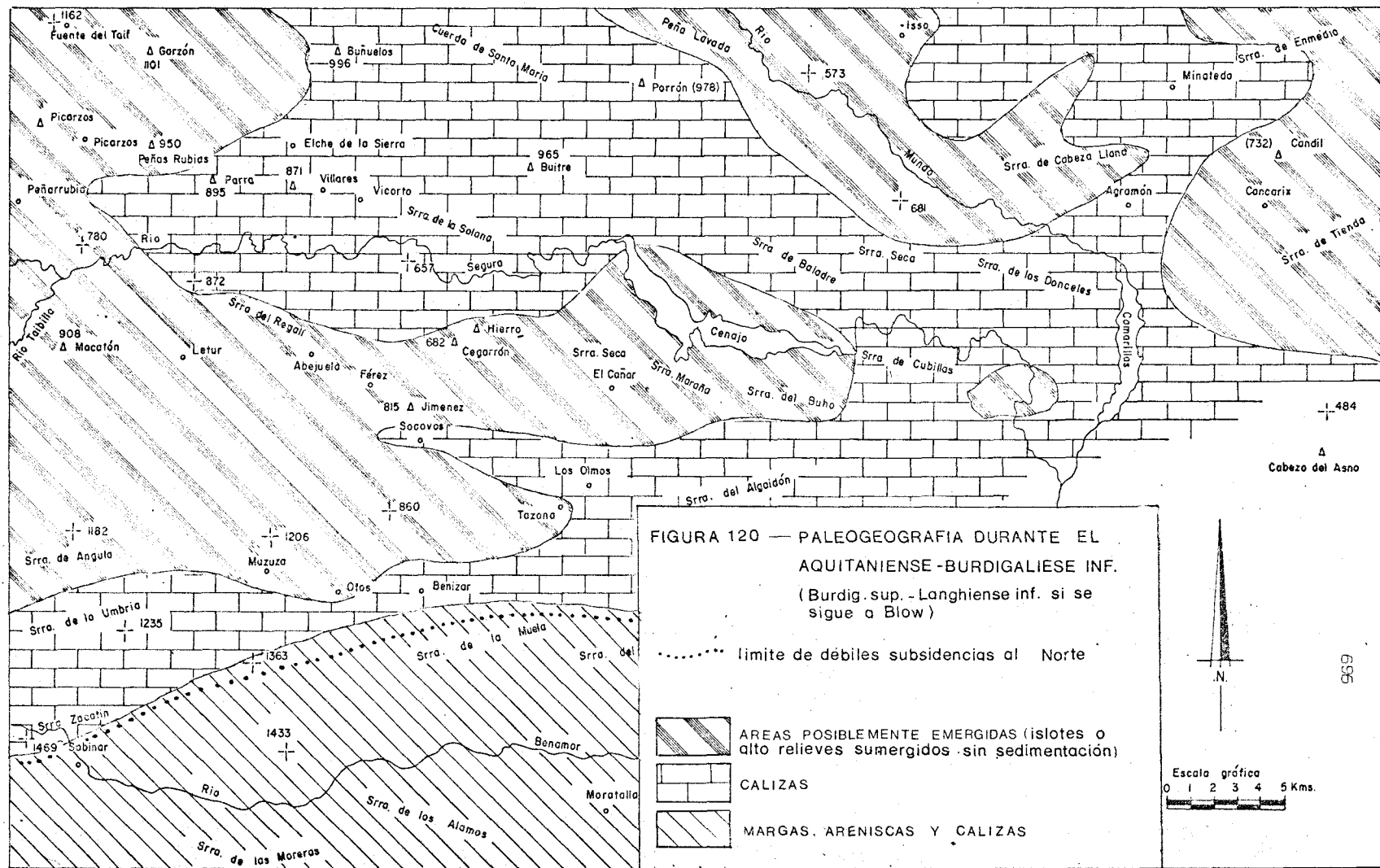
periores, presenta, en este sector, una litología y espesor análogos a los del PREBETICO EXTERNO.

Senonense. En el Sector septentrional no aparecen vestidios de materiales atribuibles al Senonense. Posiblemente hubo depósito y posterior erosión, o bien falta de depósito.

No obstante, es imposible deducir si el ambiente sedimentario del Senonense en este Sector, de haber existido — depósito, fue más afín al del DOMINIO PREBETICO EXTERNO — o al que se encuentra en las series inmediatamente meridionales a este Sector, en los Sectores Centrales del DOMINIO PREBETICO INTERNO, En el primer caso, serían calizas microcristalinas de ambiente marino-lagunal. En el segundo caso, calizas y margas con Globotruncanas.

A este fin, conviene recordar que inmediatamente al Oeste, en la región de Yeste, y más al Oeste, en la región de Orcera (López Garrido, 1971...), así como al Este, en la Hoja de Yecla (Fourcade, 1970), y asimismo en la Hoja de Calasparra (vertiente Norte de la Sierra del Molino), precisamente en sectores también septentrionales del DOMINIO PREBETICO INTERNO, la litoestratigrafía del Senonense es más afín a la marino lagunal del DOMINIO PREBETICO EXTERNO, que a la — propiamente marina dominante en el DOMINIO PREBETICO INTERNO.

Por otra parte, conviene tener en cuenta la — posibilidad de una emersión de este Sector durante el Senonense, o simplemente, la falta de depósito por erosión posterior al mismo. Esta posibilidad, quedaría avalada por la constatación de la existencia de un umbral durante el Senonense en — gran parte de los Sectores Centrales del DOMINIO PREBETICO INTERNO, con lagunas estratigráficas (Ver series de la Sierra de la Muela, de la Sierra de la Umbría de la Mata, y — de la Sierra del Zacatín en los apartados V. III. 3. 3. A, B, y — C, y sus rasgos generales en V. III. 3. 3. D.). Este umbral, en hipótesis, podría haberse extendido hacia el Norte de forma — irregular, ocupando en esta región el Sector Septentrional — del DOMINIO PREBETICO INTERNO.



V. III. 3. 2. - LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRO - SEPTENTRIONAL.

En el Sector Centro-Septentrional se estudian -- los materiales mesozóicos del anticlinorio comprendido entre Socovos, Otos y Benfzar, al Este, y los representados en las Sierras de los Estepares y de la Angula, al Oeste. Se sitúa este -- sector en la parte septentrional de la Hoja de Moratalla (Fig 7).

En el anticlinorio de Socovos aflora en su mayor parte la serie del Cretácico inferior, de forma amplia, gracias -- a la erosión de los términos del Cretácico superior.

Por el contrario, en las Sierras de los Estepares y de la Angula, se han conservado series muy interesantes del Cretácico superior, que permitirán establecer correlaciones -- de gran valor, con respecto a las series de los demás sectores, del Prebético Externo e Interno.

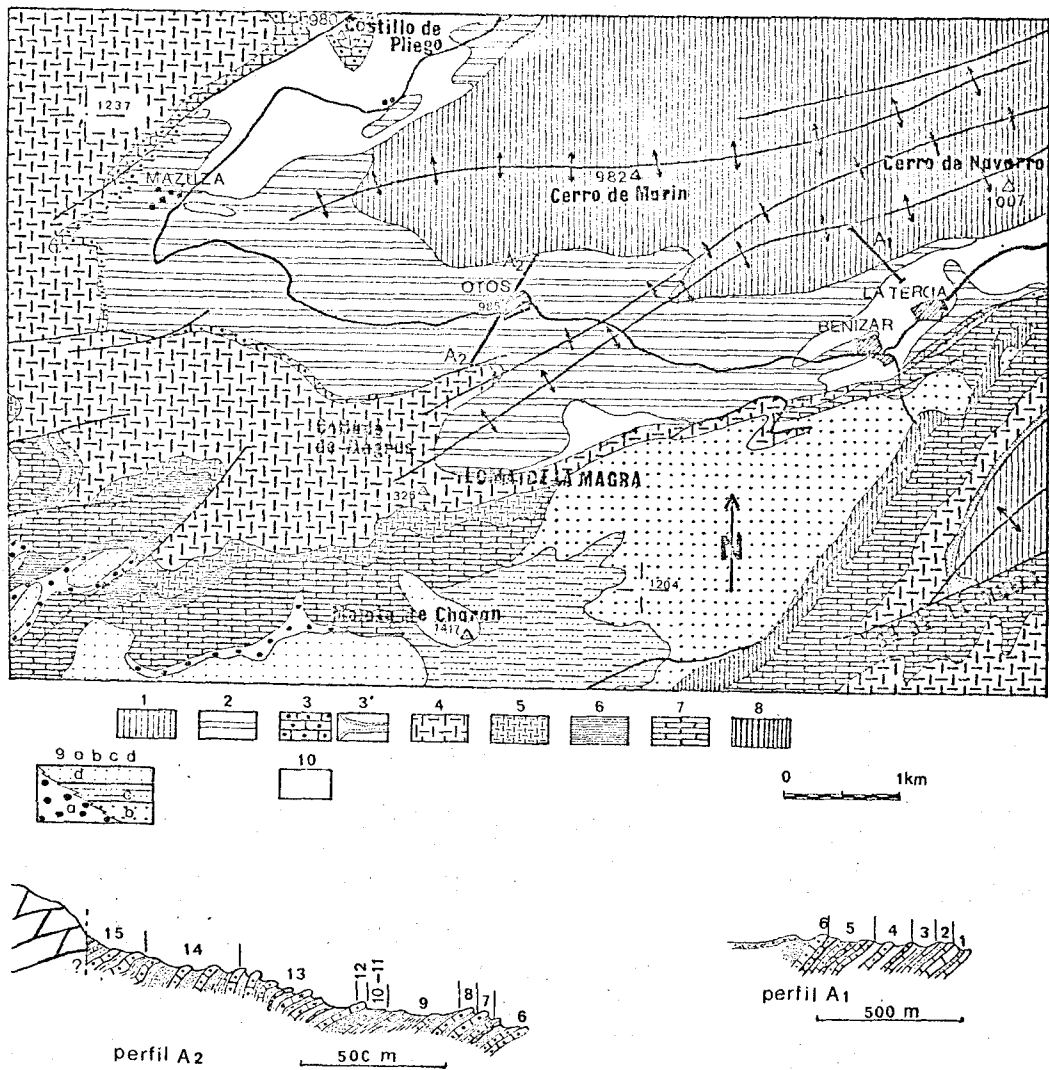
V. III. 3. 2. A. - LA SERIE ENTRE BENIZAR Y OTOS.

Se sitúa la serie en el flanco sur del anticlinorio de Socovos, partiendo del núcleo del anticlinal más meridional del mismo, y siguiendo de Norte a Sur el Camino de Benfzar a Socovos (Fig. 47)

En la dirección expresada, hacia Benfzar, llega un momento en que el recubrimiento cuaternario imposibilita la continuación del corte.

Afortunadamente, las últimas capas que afloran aquí se pueden seguir fácilmente hacia el Oeste, gracias al afloramiento al techo de las mismas del primer tramo arenoso importante que presenta la serie, y que tiene valor de nivel -- guía con carácter local.

De este modo, se puede continuar el estudio -- de la serie 2 Km. al Oeste, realizando un segundo corte que -- complementa al anterior, siguiendo la senda que pasa por el -- pié occidental del Cerro de Marín y conduce a la aldea de Otos. Y desde esta aldea, hasta el pié del Collado de Magrás, al -- Sur (Fig. 47).



— para detalle ver columna de fig. 47 en el Anexo

Fig. 47.- Mapa geológico de las inmediaciones de Benizar-Otos, anticlinorio de Socovos, situación y perfiles geológicos A1 y A2, de la serie que se describe.

LEYENDA; Números de los perfiles según los tramos del texto.

Números de las tramas del mapa:

- 1) Formación fundamentalmente caliza, con escasos terrígenos silíceos intercalados (Barremiense + Bedouliense inferior y parte del Bedouliense superior); 2) Formación fundamentalmente arenosa silícea, pero con niveles calizos intercalados tanto más frecuentemente hacia el Sur (Bedouliense superior + Gargasiense + Albense inferior y superior); 3) calizas (Traconense); 4) dolomías masivas (Senonense); 5) dolomicritas (Senon-Turon); 6) margocalizas (Senonense); 7) calizas (Paleoc.); 8) calizas y margas (Oligoceno); 9) conglomerados, a; calizas b y d; y margas, c (Aquitano + Burdig. + Helvet.); 10, derrubios.

vandose en esta ocasión y constituyéndose otras nuevas.

La "cuenca festoneada" del PREBETICO EXTERNO sufrirá una redistribución a consecuencia de los nuevos movimientos, retirándose el mar de lugares que ocupaba antes, e invadiendo otros previamente emergidos. En esta etapa se producen las discordancias intramiocenas más espectaculares del -- DOMINIO PREBETICO EXTERNO. Por el contrario, en el DOMINIO PREBETICO INTERNO, este proceso apenas queda reflejado en cobijaduras poco importantes, y en la presencia de un conglomerado poligénico peniconcordante. Ciertas discordancias locales y cobijaduras de poca importancia reflejan no obstante la acción de estos movimientos.

Durante el BURDIGALIENSE SUPERIOR-HELVETIENSE la sedimentación se hace más uniforme esencialmente carbonatada, en el conjunto de la región estudiada. El alto índice de madurez textural evocaría las condiciones de la zona de sedimentación costera.

Inmediatamente después, tiene lugar la llegada de las Unidades alóctonas (Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla y -- Subbético s. s.), con el consiguiente "arrastre mecánico" del Prebético meridional de la Sierra de la Puerta.

VIII-IV-7. - MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO (Fig. 121)

Durante esta etapa la mayor parte de la región queda emergida, o al menos dentro del dominio continental. Pero inmediatamente al Sur, en la cuenca tortoniense de Calasparra, se siguen depositando sedimentos marinos.

Entre el TORTONIENSE y el PLIOCEÑO se instala sobre el PREBETICO EXTERNO una amplia cuenca lacustre, que rellena las depresiones producidas tras la etapa de distensión que ocasiona el hundimiento de unos bloques con respecto a otros, y un proceso de erosión más o menos acentuado (conglomerado poligénico basal del Mioceno lacustre).

La cuenca lacustre del MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO se adapta al relieve anterior, configurándose entre numerosos entrantes y salientes. (Fig. 121).

El límite meridional de este lago se localizaba a la altura de la cadena montañosa que constituyen las Sierras del Algaidón, del Puerto y de Cabeza del Asno, al Norte de Calasparra. Al sur de la misma alineación montañosa se abría el mar tortoniense.

Durante el TORTONIENSE, según se puede comprobar -

en regiones inmediatas meridionales, sucedieron los reajustes finales de la puesta en lugar de las masas gravitatorias alóctonas, que provocaron cabalgamientos de hasta 1 km de envergadura sobre los materiales tortonienses; y asimismo la constitución de discordancias intratortonienses muy vistosas sobre los materiales corridos.

Es imposible asegurar si estos últimos empujes, de origen inicialmente gravitatorio, pudieron influir en la constitución de los pliegues moderados que afectan a los materiales lacustres del Mioceno superior en la región cartografiada. Más bien, según se ha visto en el capítulo de tectónica, parecen adaptarse a los bloques mesozoicos subyacentes y se deberían a procesos también gravitatorios.

A la altura de la localidad de Férrez, y desde el OSO, penetraría en la cuenca lacustre un río importante, cuyas aguas se verían frenadas al penetrar en el lago, disminuyendo bruscamente su energía de transporte y descargando cerca de la desembocadura importantes cantidades de gravas, arenas y limos.

VIII-IV-8. - PLIOCENO-CUATERNARIO

Posteriormente la región se eleva más aún, al tiempo que los materiales de la cuenca lacustre se siguen adaptando al relieve infrayacente en este proceso de elevación desigual que impone la anterior red de fracturas.

La erosión se acentúa sobre las áreas más realzadas, y las depresiones se rellenan de conglomerados cuyos bloques se vieron arrastrados por aguas torrenciales.

Estos cortes son los siguientes:

- A1) Corte de Benfzar (figs. 47 y A1). Coordenadas desde --
 $x=1941'50''$ y $=38917'10''$, hasta $x=1942'05''$; $y=38917'40''$
Se ha realizado a lo largo del Arroyo de Benfzar, 1 Km.-
al N. de dicha aldea.
- A2) Corte de Otos (Fig. 47 A₂). Coordenadas desde $x=1941'30''$
 $y=38919'33''$, a $x=1941'25''$; $y=38919'40''$. Se sitúa inme-
diatamente al O. del precedente.

El primer corte ha sido levantado en el campo por el autor, junto con E. Fourcade y T. Rodríguez. El segundo corte, fué levantado por el autor. La biozonación de Foraminíferos se debe a E. Fourcade y el estudio de las Algas a M. Jaffrezo. Este corte, junto con el de la Muela, constituye el tema de una publicación conjunta de los autores (1972). Por este motivo, sólo se resumen aquí las características principales:

A1) CORTE DE BENIZAR BARREMIENSE

Tramo 1. - 30 metros de calizas amarillentas, en bancos gruesos. En su parte inferior se sitúan unos bancos fuertemente arenosos. En su parte superior, un nivel de margas amarillentas. Las calizas a menudo "gravelosas", con cemento cristalino, contienen, justo en la base, pequeños Polyperos, Estromatoporidos, escasos Equínidos, Briozoarios, y Foraminíferos, Choffatella decipiens (Shlumberger) y Neotrocholina friburgensis (Guillau-me y Reichel).

Hacia la parte media y superior del conjunto, se desarrollan calizas oolíticas. Se encuentran también algunas intercalaciones de calizas microcristalinas.

En la proximidad de este afloramiento, un sondeo del INSTITUTO NACIONAL DE COLONIZACION, e INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO, situado a unos 500 m. del comienzo de nuestro corte ($x=1941'55''$ y $=38917'15''$, coordenadas del sondeo), ha permitido localizar bajo el tramo A, a partir de 60 m. de profundidad, 200 metros de margas grises azuladas, idénticas a las del tramo 5 de la Sierra de la Muela.

BARREMIENSE - APTENSE BASAL

Tramo 2. - 10 metros aproximadamente de calizas beige, "gravelosas", y de areniscas calcáreas con granos de cuarzo - de hasta 4 mm. de diámetro. Han librado Choffatella decipiens, Cuneolina scarcellai, Neotrocholina friburgensis, y Orbitolinopsis buccifer, Permocalculus y Lithocodium sp.

Tramo 3 - 30 metros de calizas de grano fino, de color claro, con algunos niveles de margas grises. Las calizas, lo más frecuentemente micritas un poco arenosas, se caracterizan por su riqueza en Algas: Pianella muehlbergii, -- Pianella melitae, Tripoporella sp., Pseudoactinoporella fragilis CONRAD, Boueina sp., Carpathoporella sp. y Cylindroporella benizarensis. Se encuentran también Foraminíferos: Cuneolina scarcellai, Cuneolina hensoni DALBIEZ, Choffatella decipiens, Sabaudia minuta, - y en los últimos metros de este tramo, en unos niveles "gravelosos", Neotrocholina friburgensis, y Paracoskinolina sunnilandensis.

Tramo 4 - 30 metros de margas, aflorando mal, que hacia su parte media intercalan algunos niveles de calizas "gravelosas" de color beige, con numerosos restos de caparzones, con Miliólidos, Paleodictyconus n. sp., Paracoskinolina sunnilandensis, Debarina hahounerensis FOURCADE, RAOULT y VILA, Choffatella Decipiens, Sabaudia Minuta, Orbitolinopsis sp.

APTENSE INFERIOR (Bedouliense inferior)

Tramo 5. - 60 metros de una serie que comprende, en la base, calizas beige, gravelosas, con algunos niveles de margas grises. Las calizas, bien estratificadas, tienen a veces un aspecto noduloso. En la parte superior, se intercalan algunos niveles fuertemente arenosos.

Las diferentes láminas realizadas en este tramo, muestran que se trata de biomicritas a veces recristalizadas, o de intraespartitas. Los Foraminíferos son abundantes: Choffatella decipiens, Sabaudia minuta, - Orbitolinopsis sp., Orbitolinopsis kiliani, Orbitolinopsis buccifer, Pseudocyclammina sp., Paracoskinolina sunnilandensis. Las Algas son mucho menos frecuen-



tes que en el tramo D; entre ellas, Permocalculus sp., Boueina sp., Pianella muehlbergii, Pianella melitae, - Marihella lugeoni.

Interesa destacar, que algunos metros por debajo de los citados niveles arenosos aparece Orbitolinopsis praesimplex.

APTENSE INFERIOR (Bedouliense superior)

Tramo 6 - 8 metros de calizas de color claro, a veces en bancos gruesos de hasta 2 metros, fácilmente reconocibles - por la abundancia de Paleorbitolina lenticularis. Destacan también algunos niveles con Rudistas. Igualmente, hemos notado la presencia de Neotrocholina friburgensis, de Lithocodium sp., así como dos secciones - de Orbitolinidos que atribuimos a Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei (Schroeder).

Sobre estas calizas vienen unos 10 metros de arenas blancas, y el resto de la serie continúa prácticamente recubierto en este corte.

Por esta razón, como se dijo anteriormente, es necesario desplazarse al Oeste y proseguir la serie - en el corte 2

A2) CORTE DE OTOS

En este nuevo corte prosigue la serie con los siguientes términos:

Bedouliense superior-Gargasiense

Tramo 7 - 10 metros de margas arenosas verdes, arenas blancas y areniscas calcáreas con Choffatella decipiens (Schlumberger) y Orbitolina sp.

Las areniscas se encuentran muy meteorizadas con color ocre-amarillento.

Tramo 8 - 15 metros de calizas beiges, recristalizadas, con Rudistas y Orbitolinas, así como algunas intercalaciones de areniscas y margas arenosas.

IX

GEOLOGIA APLICADA

Tramo 9 - 70 metros aproximadamente de arenas blancas, arcillas arenosas rojas, margas arenosas verdes y rojas, con algunos niveles de areniscas del orden de 1 metro de espesor. Uno de estos niveles, un poco más calizo que los demás, contiene algunas Pseudocyclamminas.

Tramo 10 - 6 metros de calizas ricas en Orbitolinas con intercalaciones de arenas amarillentas. Algunos de los niveles calizos contienen Rudistas. Estos son micritas un poco arenosas, o bien calizas organógenas - "gravelosas", con Orbitolina (Mesorbitolina) texana (Roemer), Sabaudia minuta, Cicindroporella benzaensis n. sp., y Lithocodium sp.

Tramo 11 - 8 metros de margas verdosas y arenas de color ocre en malas condiciones de afloramiento.

Tramo 12 - 10 metros de calizas, a veces finamente arenosas, - en las que abundan Orbitolina (Mesorbitolina) texana asociadas a Sabaudia minuta, Miliólidos y Rudistas.

Tramo 13 - 80 metros aproximadamente de una formación que - comprende margas, arcillas arenosas verdes y rojas, arenas, y calizas finamente arenosas. Estas últimas contienen Miliólidos y Sabaudia minuta, y - en algunos niveles, Orbitolinas.

Este conjunto finaliza con un paquete de 6 metros de calizas un poco oolíticas con cemento cryptocristalino, y con Rudistas.

APTENSE SUPERIOR - ALBENSE INFERIOR

Tramo 14 - 120 metros aproximadamente de margas y arenas - versicolores, aflorando generalmente mal, y arenas blancas. A unos 20 metros del techo del conjunto, viene un nivel carbonatado, un poco arenoso, que contiene Rudistas.

ALBENSE SUPERIOR

Tramo 15 - 80 metros aproximadamente de arenas blancas y - calizas microcristalinas con Orbitolinas, Trocholina lenticularis, Cuneolina pavonia parva, Neorbitolinopsis conulus, Sabaudia minuta, Miliólidos, Pseudocyclamminas, Marinella lugeoni.



Sobre el tramo 15 vienen las dolomías masivas que se atribuyen al Cenomanense. El contacto entre ambas formaciones - pudiera ser mecánico, una vez que las dolomías aparecen muy brechificadas. Esto podría explicar la ausencia de las calizas tableadas correspondientes a la biozona de Iraqia n. sp., del Vraconiense, dadas en Socovos (V. III. 3. 1. B.)

También puede interpretarse una dolomitización de estas calizas, y en consecuencia que estuvieran representadas en la parte inferior de las dolomías masivas.

En su conjunto, estas dolomías masivas se atribuyen a escala regional al Cenomanense.

A4) CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS SOBRE LA SERIE DESCRITA.

- 1º) El tramo 1 se atribuye al Barremiense por considerarlo equivalente al tramo 6 de la serie de la Muela (V. III. 3. 3. A).
- 2º) La presencia de Orbitolopsis en el tramo 2, permite considerar una edad Barremiense o Aptense inferior también para las calizas de Algas del tramo 3, algunas de las cuales son frecuentes en el Barremiense-Aptense.
- 3º) En el tramo 4, los Orbitolínidos son abundantes. La asociación de Paleociclyoconus sp., Orbitolopsis, Paracoskinolina sunnilandensis y Debarina sp., indicaría un Barremiense superior - Aptense basal.
- 4º) Los tramos 4 y 5 contienen entre otros, Paracoskinolina sunnilandensis y Orbitolopsis kiliani, que constituyen una biozona junto con Paleorbitolina lenticularis. Esta biozona se sitúa, - al menos en parte, en el Bedouliense inferior, según parece - haber confirmado Fourcade (comunicación personal).
- 5º) En el techo del tramo 5 encontramos "O. praesimplex". Esta forma aparece antes que Iraqia simplex, y ambas coexisten en el techo del Bedouliense.
- 6º) El tramo 6, contiene Palorbitolina lenticularis y O. (Mesorbitolina)lotzei, que indicarían el Bedouliense superior.
- 7º) El límite Bedouliense-Gargasiense debe situarse en el tramo - 9, de forma imprecisa, puesto que los tramos inmediatamente

IX. GEOLOGIA APLICADA

Los aspectos más interesantes de la región estudiada desde el punto de vista económico-geológico se centran en los recursos hidrogeológicos, materiales de construcción, yacimientos minerales exógenos y, finalmente, en las perspectivas de reservas de hidrocarburos en regiones vecinas de características sedimentarias análogas a las de esta región, pero con posibilidades estructurales ciertamente más sugestivas.

Se discuten a continuación brevemente las distintas posibilidades, únicamente con el ánimo de orientar las investigaciones más específicas que sería necesario llevar a cabo.

IX-I.- YACIMIENTOS MINERALES Y MATERIAS PRIMAS PARA LA CONSTRUCCION E INDUSTRIA.

1. YACIMIENTOS ENDOGENOS

Aunque en la región estudiada no existen manifestaciones superficiales de yacimientos minerales endógenos, sí hay motivos para concebir esperanzas sobre su existencia a profundidad en cierto modo imprevisible. Estas esperanzas se fundarían en la movilidad repetida y pertinaz de las supuestas fracturas de zócalo, esencialmente la que separaría el Prebético externo e interno, a lo largo de la Historia Geológica de la región. Pueden considerarse indicios estimables de mineralizaciones, quizás más importantes en profundidad, los yacimientos abandonados de cobre en Fábricas de Riopar. Estas mineralizaciones se localizan en las dolomías del Cenomanense justo en el límite de separación de los dos dominios prebéticos en la Hoja de Yeste (Prov. de Jaén). Su génesis podría estar relacionada -- con la salida más o menos circunstancial de fluidos mineralizadores, aprovechando las fracturas de cobertera que se subordinan en parte al accidente profundo del zócalo. En la región estudiada, en relación con las fracturas de zócalo, han tenido lugar emisiones volcánicas más tardías, probablemente durante el Mioceno superior. Los afloramientos son puntuales, y no se reconocen mineralizaciones importantes en las rocas encajantes.

Dadas las escasas manifestaciones en la cobertera de mineralizaciones endógenas, el interés sobre las mismas se limitaría a niveles tan profundos como el zócalo cristalino donde los fluidos mineralizadores habrían sido retenidos, quizás, en circunstancias más --

superiores 10 y 11 contienen Orbitolina (Mesorbitolina) texana.

89) En este corte, al contrario que en el de La Muela más al Sur, no hemos encontrado Simplorbitolina manasi, clásicamente considerada como indicadora del límite Aptense-Algense. El nivel equivalente debería encontrarse en el tramo 14, pero su localización no ha sido posible debido a la naturaleza esencialmente marga-arenosa, y al mal afloramiento.

90) El Albense superior se reconoce en el tramo 15 gracias a la presencia de Neorbitolinopsis conulus.

A5) ENSAYOS SEDIMENTOLOGICOS

1) Minerales pesados

Las arenas blancas del techo - del tramo 6, probable Bedouliense superior (muestra 334), contienen:

- Mena metálica, 50-60 %
- Turmalina, 10-20 %
- Granate, 5-10 %
- Zircón, 5-10 %
- Anatasa, Rutilo y Biotita (raro)
- Corindón (trazas)

Hacia el tramo 15, del Albense superior, un nivel de arenas blancas (muestra 381) ha dado:

- Mena metálica, 60-70 %
- Turmalina, 10-20 %
- Granate, Anataxa y Rutilo (raros)
- Zircón, 5-10 %
- Corindón (trazas)

Los porcentajes se refieren a la fracción densa.

favorables. Debe entenderse en este caso, que las facies permotriásicas formarían parte del armazón rígido del zócalo y que podrían haber proporcionado factores favorables para la retención de fluidos mineralizadores, coadyuvando a la retención de los mismos los niveles arcillosos del Keuper.

En todo caso la investigación de mineralizaciones a nivel del zócalo sería costosa, y seguramente antieconómica la explotación de posibles reservas, especialmente en la región estudiada donde las profundidades óptimas serían muy respetables. Más interés en este sentido, tendría la investigación en la región de Fábricas de Riopar, donde el Permotriás y el Paleozoico se podrían investigar con sondeos económicos y apoyo geofísico. Tampoco debe desecharse la extensión de una investigación más amplia para el futuro, contando con el avance rápido y continuo de los medios técnicos de explotación minera.

2. YACIMIENTOS EXOGENOS

Se limitan a ciertos yacimientos de azufre, y "tierra blanca" o margas ricas en restos de diatomeas, en el Mioceno superior lacustre, así como otros de yeso en la misma formación y también en el Keuper.

Los yacimientos de azufre localizados en la cuenca lacustre del Mioceno superior fueron objeto de un minucioso estudio -- por parte de MESEGUER PARDO (1924). Explotados al parecer -- desde los tiempos de la ocupación romana, el primer permiso registrado data del año 1.562. En 1.598 la Corona Española se encargó de su explotación, subastando las minas en 1818 por no resultarle rentables. Posteriormente se sucedieron con más pérdidas que ganancias, la "Hellín Sulphur Company Limited", "The Coto Menor Sulphur Company Limited", la "Sociedad Minero Industrial del Coto de Hellín", la "Azufrera del Coto de Hellín" -- (1901) y "Coto Minero de Hellín".

Hasta primeros de siglo la explotación no dió resultados ventajosos, perdiendo auge posteriormente hasta la actualidad. En aquellos años las reservas se evaluaban con cifras muy dispares, atendiendo únicamente al sector próximo a la confluencia de los Rios Mundo y Segura, en un radio inferior a 2 km: 53.000 toneladas las cifras pesimistas y 500.000 toneladas las cifras optimistas.

Si se tiene en cuenta la homogeneidad lateral de la formación conteniendo azufre, y la existencia de otras explotaciones abandonadas en la misma formación bastantes kilómetros al Oes-

2) Granulometrías

(Curvas acumulativas en fig. 48)

Se han ensayado los tramos 14 y 15 (A y B respectivamente de la fig. 48) del Ifmite - Aptense-Albense y del Albense superior.

Tramo "14"

- Muestra 366: $Q_{dx} = 0'95$. Ambiente fluvial

$Hé = 0'65$. Ambiente fluvial

- Muestra 367: $Q_{dx} = 0'95$. Ambiente fluvial

$Hé = 0'6$. Ambiente fluvial

Tramo "15"

- Muestra 370: $Q_{dx} = 1'05$. Fluvial máximo

$Hé = 0'9$. Fluvial máximo

- Muestra 381: $Q_{dx} = 0'725$. Fluvial

$Hé = 0'7$. Fluvial máximo

te (términos de Socovos y Férrez), habría que considerar con ME SEGUER PARDO la posibilidad de reservas más interesantes.

El azufre, en agregados pequeños subredondeados, se presenta muy puro y en estado amorfo impregnando las capas calizas de la formación lacustre. Llama la atención el hecho de la asociación de capas de yeso y azufre en la alternancia lacustre. Es decir, cuando el yeso no se encuentra representado en ciertos sectores de la cuenca lacustre, tampoco se localiza el azufre. Esta asociación limita en cierto grado las posibilidades genéticas del azufre.

De todos modos, creo aventurado afirmar en este caso un único proceso de formación del azufre, pues en la cuenca concurren circunstancias que hacen posible más de una vía de formación del mismo: enriquecimiento en SH_2 de las aguas del lago -- por las emanaciones volcánicas localizadas en las proximidades del área de máxima mineralización; liberación de SH_2 de la descomposición de sulfatos (niveles de yeso) por las bacterias anaerobias, hipótesis que prefiere adoptar MESSEGUER PARDO para el caso presente; coexistencia en la cuenca lacustre de ciertos niveles de lignito, factor suficiente para procurar la reducción del sulfato calcico, resultando sulfuro que en medio acuoso rico en CO_2 liberaría SH_2 . En un caso u otro, las aguas ricas en SH_2 próximas al fondo del lago, se oxidarían al alcanzar la superficie más oxigenada, liberando azufre insoluble que volvería al fondo.

Los vaciamentos de diatomita, más interesantes que los anteriores desde el punto de vista práctico ya que su explotación resulta rentable en la actualidad, se localizan también en el Mioceno superior lacustre, en sectores algo más septentrionales de la misma cuenca.

Se trata de intercalaciones generalmente muy delgadas (unos centímetros) de margas ricas en restos de diatomeas. Se localizan en las facies de calizas tableadas alternando con margas diferenciadas en la cartografía con las siglas M_{4-5m} a fin de facilitar la evaluación de las reservas, lo que debe hacerse con el apoyo de sondeos. El área en que se centran las posibilidades no ha sido bien investigada, pues hasta el momento no se ha contado con el apoyo geológico necesario. En el principio las posibilidades de explotación serían susceptibles de ampliación.

Las explotaciones actuales se localizan al Norte de la carretera de Hellín a Elche de la Sierra entre los Kilómetros 25 y 30, y en el sector próximo al Embalse del Cenajo comprendido entre la Sierra de Cubillas y Sierra Seca, al NE de la presa del mismo embalse, junto al curso del Río Segura. La explotación se realiza a cielo abierto y también mediante pozos y galerías.

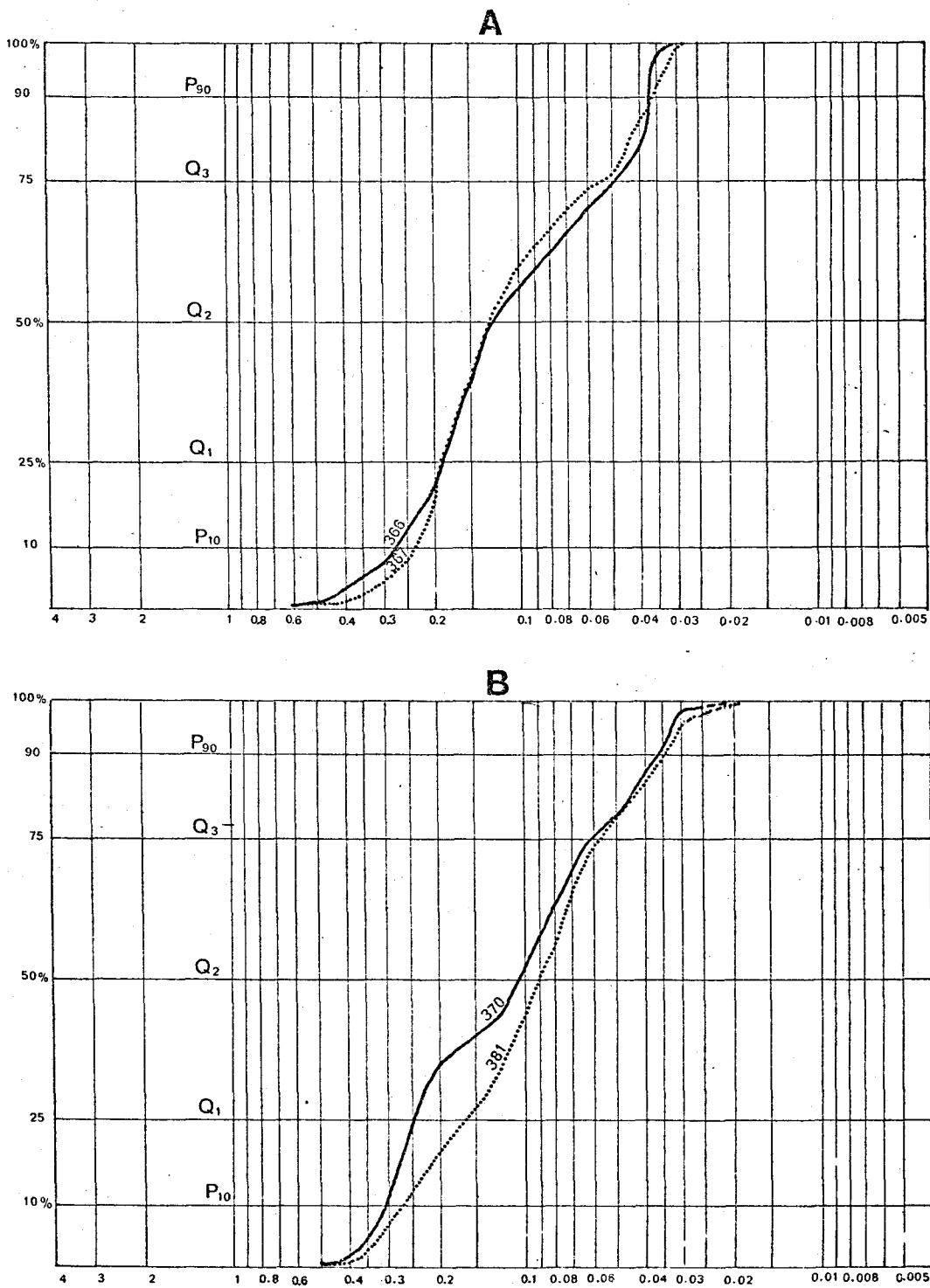


Fig. 43.- Curvas acumulativas de las arenas silíceas de los tramos 14(A) y 15(B), correspondientes a la serie de la figura 47 (perfil, A₂). Los números de las curvas equivalen a los de las muestras (Ver figura 47 del anexo).

V. III. 3. 2. B. - LA SERIE ENTRE EL CANAL DEL TAIBILLA Y LA SIERRA DEL VERTICE GEODESICO ANGULA

Inmediatamente al Sur de la pista de la Mancomunidad del Taibilla (M. C. T.) que conduce de Letur a Nerpio, desde Letur hasta el Km. 7, se inician algunos caminos que aprovechan en parte las ramblas, y permiten aproximarse a los afloramientos de la serie que se describe. La situación de los cortes, en la fig. 49

B1) CRETACICO INFERIOR. Albense superior-Cenomanense inferior.

Aflora 3 km. al Este del vértice geodésico Angula (1.155 m.), al Sur de Calar de la Peña del Aguila, entre los Cortijos de D. Agustín Tomás y de D. Mariano Tomás.

Se observan únicamente unos metros de arenas — que pueden atribuirse a las del techo de la misma formación en Socovos. Y sobre, estas arenas de "facies Utrillas", vienen unos 20 o 25 metros de calizas. Estas calizas, bien datadas en la serie del Sifón de Socovos, más al Este, como Vraconiense (V. III. 3. 1. B.) son de colores beige y rosados, organógenas, y muy bien estratificadas.

La textura es de bioesparruditas e intraesparruditas con micrita. En algunos niveles están parcialmente recristalizadas en grano romboédrico grueso. En otros niveles, las calizas son bastante arenosas, conteniendo proporciones de cuarzo, en tamaño arena de hasta el 30%. Contienen abundantes Orbitolinas, Sérpula sp., Miliólidos, Textuláridos sp., Daxia sp. Equinodermos, Lamelibranchios y Gasterópodos.

B2) CRETACICO SUPERIOR

a) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

1) Dolomías masivas inferiores

Cuentan con un espesor superior a 100 metros. La serie aflora casi siempre incompleta, unas veces por erosión de su parte superior, y otras veces porque no se observa el muro. Posiblemente supera los 150 metros.

Los yacimientos de yeso del Mioceno superior lacustre, no presentan gran interés. Se trata de lechos de unos centímetros de espesor, intercalados muy esporádicamente entre margas, limos, areniscas y calizas.

Los yacimientos de yeso del Keuper tampoco presentan gran interés dentro del área de la cartografía. Las masas de yeso más importantes que pudieran existir en relación con los procesos del diapirismo, no llegarían a aflorar y no permitirían una explotación favorable. Menos aún, cuando las posibilidades del Keuper más yesífero del Subbético de áreas inmediatas meridionales permite desestimar los yacimientos de la región estudiada. Concretamente, el Keuper del Subbético en las Hojas de Cieza y Calasparra presenta grandes masas de yeso fácilmente canterables.

3. MATERIALES DE CONSTRUCCION Y MATERIAS PRIMAS PARA FABRICAS DE CEMENTOS.

Con la cartografía que se proporciona en este trabajo, los interesados podrán ubicar fácilmente las masas canterables cuya aplicación se propone.

La variada gama de rocas industriales permite una explotación a penas iniciada. A fin de facilitar la localización de las masas para un determinado interés, se citan las siglas con las que los materiales aparecen representados en la cartografía.

Para el firme de carreteras, en orden de importancia teniendo en cuenta las vías de acceso, reservas, calidad etc..., son interesantes los siguientes materiales:

- calizas del Senonense en facies marino-lagunal (C₁₋₆);
- calizas en bancos del Mioceno superior, de la facies lacustre M₄₋₅ c;
- calizas del Kimmeridgiense inferior y medio, en su facies J^{II}₂₋₄;
- dolomías del Dogger y del Lías (L₁₋₂ y J^I, respectivamente) de peor calidad por sus posibilidades de alteración más rápida, en última instancia también podrían usarse.

Para fines ornamentales, ofrecen un pulido de vistuosidad aceptable las mismas calizas del Senonense marino lagunal (C₁₋₆) y las del Coniacense (C₃₋₅). También las de ciertos episodios en bancos semi masivos de las calizas del Cretácico inferior (C₁₋₄); las calizas del -

Paleoceno de la Sierra de la Umbría de la Mata y de Sierra del Zaca-tín en la región de Moratalla, etc... Rocas verdaderamente bellas para estos fines, no existen en realidad en la región, con excepción quizás de ciertos tramos en el Cretácico inferior de la Sierra de la Muela.

Materias primas para cementos, sí que existen en cantidades muy apreciables. Las rocas más interesantes en este sentido son las calizas y margas alternantes del Oxfordiense-Kimmeridgiense (siglas J^{II}₂₋₄). Deben desecharse para esta aplicación las de igual edad pero de facies fuertemente arenosas (J^{II}_{2-4 s}).

Las calizas y margas del Kimmeridgiense-Portlandiense, especialmente las del Portlandiense del núcleo anticlinal de la Sierra de la Muela, canterable fácilmente por su vertiente norte, y las margas del Mioceno marino de la región de Moratalla son susceptibles de mezclar, equilibrando así las proporciones convenientes de carbonato y de arcilla. Igualmente, resultan aceptables las calizas del Aptense inferior de la localidad de Peñarrubia, cuya potencia es muy considerable y el sector está bien comunicado. En las demás series del Cretácico inferior prebético interno, la explotación de las calizas sería menos ventajosa por alternar con arcillas y arenas.

Las calizas y margas del Paleoceno inferior, poco arenosas en relación con los demás términos del Paleoceno superior y Luteciense, no afloran en circunstancias favorables para su explotación.

Otras aplicaciones, podrían ser la del uso en industrias de alfarería de las margas del Mioceno inferior de la región de Moratalla; decoración de playas y piscinas de complejos hoteleros con las arenas de colores variados y vistosos del Cretácico inferior en facies "Weald-Utrillas", de fácil explotación.

Para cerámica fina y fabricación de vidrios también finos, habría que analizar las arenas más blancas, aparentemente pobres en impurezas ferruginosas y ricas en caolín, de ciertos niveles del Albense de la región de Peñarrubia-Yeste en las series más septentrionales del Prebético interno. En el examen de la serie de Peñarrubia he apreciado tramos de arenas muy blancas seguramente pobres en óxidos de hierro y con el feldespato muy caolinizado en los episodios más superiores, que en principio parecen merecer un análisis químico para esta finalidad.

IX-II. - GEOLOGIA DEL PETROLEO

Las características de la región estudiada orientan en cierto modo las posibilidades petrolíferas en regiones vecinas e inmediatas al Sur y Sureste, más que en ella misma donde los pronósticos al respecto no serían tan favorables.

Como primera medida cabe desechar el área prebética externa, en el concepto expresado en este trabajo (no en otros donde el Prebético - externo incluiría también el Prebético interno propuesto aquí), donde - los yacimientos petrolíferos que pudieran haber existido en otros tiempos habrían sido destruidos. En este proceso de destrucción habrían - colaborado la fuerte tectónica de distensión e, igualmente, los procesos de erosión que han descarnado la cobertura hasta los episodios más inferiores susceptibles de almacenar hidrocarburos. Baste señalar que, en contraposición, el Prebético externo presenta en sus rocas permeables basales las máximas posibilidades de infiltración y almacenamiento de aguas meteóricas, según se verá más adelante.

Así pues, las posibilidades teóricas de yacimientos petrolíferos se circunscriben al Prebético interno.

Como posibles "rocas madres" de petróleo, podrían considerarse las siguientes: las series de margas y margocalizas del Malm; las margas y margocalizas del Neocomiense en facies pelágicas; las margas y - margocalizas del Senonense meridional del Prebético interno. Y en las series intermedias, además de estos episodios, otros margosos o margocalizos más inferiores y de paso lateral de los episodios calizos y dolomíticos de las series más septentrionales, lo que cabe esperarse de un progresivo aumento hacia el Sur de la importancia de los episodios margocalizos. Otras rocas madres de petróleo posibles, más superiores, pudiera haber sido los distintos episodios de margas y margocalizas del Terciario, muy importante y desarrollado a partir de las series meridionales del Prebético interno y de allí hacia el Sur.

Posibles "rocas almacén" serían asimismo las siguientes: los potentes términos dolomíticos del Lías-Dogger; las dolomías del Kimmeriense medio; las calizas del Portlandiense-Neocomiense; los episodios calizos y arenosos alternantes del Barremiense, Aptente y Albense; las dolomías masivas del Cenomanense y en menor grado, por su mayor discontinuidad, las dolomías superiores del Turonense y calizas coniaciense.

Entre las formaciones susceptibles de sellar las posibles trampas, deben considerarse las mismas formaciones citadas como rocas madres.

1. POSIBILIDADES DEL PREBETICO INTERNO DE LA REGION ESTUDIADA.

El área prebética interna que aparece en la cartografía es más interesante para el estudio de las series y la extrapolación de sus resultados y conclusiones a áreas vecinas, donde éstas quedarían cubiertas - por las formaciones terciarias, que en sus propias posibilidades de almacén.

Se trata de dolomías masivas, compactas, recristalizadas en grano medio, romboédrico. En su parte superior intercalan ya algunas dolomías de grano fino, semejantes a las que se van a generalizar en la parte superior del complejo. Generalmente, son de color gris y beige oscuro, excepto las dolomías microcristalinas que intercalan al techo, que meteorizan a color ocre amarillento.

Estas dolomías son muy pobres en restos orgánicos, destruidos seguramente en su mayor parte por el proceso de dolomitización. Se encuentran "sombras" de intraclastos y de fósiles irreconocibles, grandes moldes de Gasterópodos. Únicamente en las dolomías de grano fino que se encuentran en la parte superior, se reconocen "sombras" de Celentéreos, Ataxophrágmidos, Textularia sp., Daxia sp., y Cuneolina sp.

2) Secuencia de dolomías microcristalinas bien estratificadas.

No supera los 50 metros de espesor, lo que supone una notable disminución de potencia respecto a la misma serie en las inmediaciones de Letur al Norte.

Se trata de dolomías recristalizadas en grano muy fino, con pátina de aspecto arcilloso, que en realidad se debe al color ocre amarillento de meteorización. Estos caracteres, y su buena estratificación son la única diferencia con las dolomías masivas inferiores.

Casi todos los niveles contienen "sombras" de intraclastos y de fósiles más o menos reconocibles. Se reconocen Textuláridos, Textularia sp., Ataxophrágmidos, Cuneolina sp., espículas, moldes de Gasterópodos, y de Lamelibránquios y restos de Espongiarios.

Los intraclastos, por lo general, son muy pequeños.

b) Conjunto calcáreo superior del Coniaciense y Senonense.

Sobre el complejo dolomítico anterior viene una serie de calizas, en buenas condiciones de observación entre la rambla de la Dehesa y las Ruinas de la

No obstante dentro de esta región en el área de la cartografía existen dos estructuras con posibilidades teóricas, en principio: el gran anticlinal comprendido entre Socovos y Benizar; y el anticlinal de la Sierra de la Muela.

La primera de estas estructuras fué ya investigada por S. E. P. E., con resultados negativos en un sondeo localizado unos 7 km al SO de la localidad de Socovos, en el lugar denominado Campo de Mazuza. Sin embargo, parece ser que no se llegaron a localizar las rocas almacén favorables en esta estructura, que hubieran sido las dolomías del Dogger. El sondeo se paralizó al localizar un Keuper diapírico después de atravesar las calizas y margas del Kimmeridgiense, localización imprevista que no es de extrañar después de conocer la movilidad en el espacio y en el tiempo de los "umbrales" de este sector, a los que me he referido en los capítulos de Paleografía y en el apartado de Tectónica dedicado a las relaciones entre zócalo y cobertera.

Teniendo en cuenta que en esta estructura todas las posibles rocas almacén, con excepción de las dolomías del Lías-Dogger y Kimmeridgiense medio, afloran abiertamente, el interés se centra en los niveles no localizados en el sondeo. Por tanto, las posibilidades teóricas persistirían, a mi modo de ver, en cierto grado y a nivel de esas formaciones.

Lo mismo puede decirse para el anticlinal de la Sierra de la Muela, que no ha sido sondeado. De llegarse a investigar esta estructura, y a fin de intentar de evitar un resultado análogo al de Socovos, referente a la localización del Keuper antes que la de los tramos interesantes del Jurásico, sería quizás recomendable situar un sondeo hacia el cierre periclinal SO de la estructura anticlinal, junto al curso del Río Benamor. Este punto sería por otra parte más favorable a la posible concentración y almacenamiento, porque se encontrarían allí esfuerzos de sentido contrapuesto: dada la vergencia de pliegues hacia el SE y los corrimientos de las unidades alóctonas hacia el Norte.

2. POSIBILIDADES EN LAS REGIONES VECINAS A LA ESTUDIADA.

En primera impresión, resultan más interesantes ciertas estructuras en las regiones vecinas, que las de los casos mencionados en la región estudiada.

Concretamente, conviene considerar los anticlinales de la Sierra de la Pila y de la Sierra de Ascoy, en la Hoja de Cieza.

El anticlinal de la Sierra de la Pila, sería quizás la más favorable de ambas estructuras, por su mayor distancia con respecto al Prebético

Casa del Contador, 3 Km. al Oeste del vértice geodé-
sico Angula (Fig. 49A)

La serie presenta los siguientes términos (Fig. 49 G)

- 1) 15 a 20 metros. Calizas muy blancas, masivas, más o menos recristalizadas, de grano fino y a veces — medio. Textura de biomicritas, a veces recristalizadas en microesparita. En ocasiones pelesparitas, e intraesparitas con matriz de micrita. Contienen abundantes restos de Lamelibranquios y Equinodermos, frecuentes Pithonella sphaerica (Kaufmann), algunos Ostrácodos y Miliólidos, y en una ocasión -- Goupillandina sp.
- 2) 20 metros de calizas organógenas, ligeramente arcillosas, de color entre beige claro y blanco grisáceo, estratificadas en bancos delgados. En ocasiones son débilmente arenosas, con limo y arena fina de cuarzo en proporción variable entre el 1 y el 5 % o bien eventualmente hasta el 10%. Textura de biomicritas y ocasionalmente bioesparita con matriz de micrita. Estas calizas contienen abundante fauna.
-En los niveles del muro han librado Globotruncana sp., Globotruncana stuartiformis (Dalbiez), y Globotruncana lamellosa (Sigal).
- Hacia la parte media, Globotruncana arca (Cushman).

Además, casi todos los niveles, desde el muro -- hasta el techo, contienen Siderolites sp., frecuentes Lepidorbitoides sp., Pithonella sphaerica (Kaufmann), P. ovalis (Kaufmann), Hedbergella sp. y -- fragmentos de Equinodermos y Lamelibranquios.

El episodio 1, se puede correlacionar por su microfacies, espesor y situación relativa en la serie, con las calizas que en la Sierra de los Estepares se sitúan sobre el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, y bajo las margas con fauna del Santoniense. Por este motivo, se atribuyen al Coniaciense.

Faltan en esta serie las margas Santonienses, que han sido localizadas poco más al Sur, si bien allí con 1 metro de espesor (Sierra de los Estepares).

El episodio 2, correspondería al Campaniense --
- Maestrichtiense.

externo y también por su sellado más perfecto y completo. En efecto, la formación de calizas y margas del Eoceno, sumada quizás al Senonense margocalizo que no --llegaría a aflorar en el núcleo, sellaría el almacén --teórico más superior en este caso: las dolomías del Cenomanense-Turonense.

La primera posibilidad de almacén podría resultar negativa de producirse en este sector un cambio a facies más margosas de las dolomías del Cretácico superior. O por el contrario, favorecida de existir alguna trampa estratigráfica.

De más interés aún podría resultar la localización en esta estructura de una serie del Cretácico inferior análoga a la de la Sierra de la Muela, con sus importantes episodios de arenas y de calizas, y muy potente en su conjunto.

Del mismo modo, otras posibilidades teóricas se ofrecerían en los episodios calizos y dolomíticos del Jurásico, que convendría investigar del mismo modo.

El anticlinal de la Sierra de Ascoy, con su cobertera terciaria descarnada, y asimismo el afloramiento de las calizas vraconienses y dolomías cenomanenses en su núcleo, además de la existencia de una importante falla normal en el flanco septentrional de la estructura, se presenta en condiciones más desfavorables pero no del todo negativas.

Las dimensiones de ambas estructuras anticlinales y las posibilidades mencionadas, creo que merecen la atención inicial preferente de la investigación petrolífera futura en la Provincia de Murcia.

Otras posibilidades se centrarían en el Prebético interno que habría de localizar en circunstancias favorables bajo las unidades alóctonas en las distintas transversales de las Cordilleras Béticas, y entre ellas las de la Región estudiada e inmediatas.

No obstante esta investigación resultaría costosa y bastante problemática en cuanto a la localización de estructuras favorables a profundidades por otra parte posiblemente no económicas.

V III. 3. 2. C. - LA SERIE DEL CRETACICO SUPERIOR EN LA SIERRA DE LOS ESTEPARES.

La Sierra de los Estepares se sitúa al S. de la Sierra de la Angula (Fig.50), al NO de la Hoja de Moratalla. Al Norte de la Casa del Padre se localiza una serie semejante a la anterior, si bien algo más completa que aquella. Las pequeñas diferencias entre ambas series son muy significativas al compararlas con otras series del contexto regional.

El acceso al corte (situación en Fig.50A, se realiza a pié partiendo desde el Camino Forestal que atraviesa de NE a SO - la región montañosa, y que va desde Letur a El Sabinar.

En esta ocasión no se describen las secuencias dolomíticas del complejo Cenomanense-Turonense, ya que sus caracteres son completamente análogos a los reflejados en la serie anterior.

Sobre las dolomías microcristalinas bien estratificadas del techo del complejo, vienen los siguientes términos:

CONIACIENSE

- a) 10 a 12 metros como máximo de calizas blancas, masivas, idénticas a las del conjunto 1 de la serie descrita anteriormente en la Sierra de la Angula. Textura de micrita, con pasos a microesparita y ocasionalmente a intraesparita. Han librado frecuentes restos de Lamelibranchios, Equinodermos, Pithonella sphaerica (Kaufmann), Pseudolithothamnium sp., Briozoos, Textularia sp., Microcodium sp. y Miliólidos.

Interesa destacar, que a pesar del reducido espesor de estas calizas en la Sierra de Los Estepares, muy inmediata y próximamente al Sur, junto al Camino de Letur a El Sabinar, alcanzan - ya unos 30 metros de potencia. En tan corta distancia, apenas 1 Km., el cambio es bastante rápido.

SANTONIENSE

- b) 0,5 a 1,5 metros de margas y margocalizas, con textura de biomicritas arcillosas y color verdoso y amarillento. Contienen Equinocorix vulgaris (Breyn), Inoceramus sp., Microcodium sp.

CAMPANIENSE

- c) 20 metros aproximadamente, de calizas organógenas ligeramente arcillosas, de colores beige claro y blanco grisáceo. Se presentan muy bien estratificadas en bancos de 0,1 a 0,2 metros. Textura de biomicritas más o menos arcillosas, biomicrínruditas, biomicrínruditas con esparita, y ocasionalmente bioesparruditas con micrita. Algunos niveles son debilmente arenosos, con arena y li-

IX-III. - HIDROGEOLOGIA

Se exponen a continuación unos datos generales, la definición de los acuíferos potenciales y la subdivisión en sectores hidrogeológicos de distinto interés en la región y en ciertas áreas vecinas de la Hoja de Calasparra. Finalmente, se recomienda la ubicación de algunos sondeos.

1. DATOS GENERALES SOBRE LA RED FLUVIAL, PRECIPITACIONES, ESCORRENTIA Y EVAPOTRANSPIRACION.

La red fluvial se encaja fuertemente en el relieve montañoso occidental y central de la región estudiada, para discurrir posteriormente - entre las depresiones miocenas de relieve más atenuado hacia el Este y SE. Está constituida por el Río Segura y sus afluentes principales, el Río Mundo y el Río Taibilla. Todos ellos nacen en las regiones montañosas vecinas del Oeste y Suroeste. Otros arroyos de régimen más o menos discontinuo según las precipitaciones anuales, y el mismo Río Benamor que limita por el Sur el área estudiada, suman también sus caudales a la red fluvial.

El Río Segura varía su caudal medio anual entre los embalses de la Fuensanta y del Cenajo, respectivamente al Oeste y Este de la región, - entre 10,5 m³/seg. y 13 m³/seg.

El Río Taibilla que desemboca en el Río Segura en el mismo extremo occidental de la región estudiada aporta en este punto un caudal medio - anual algo inferior a 2 m³/seg., después de drenar a lo largo de su corto curso los distintos manantiales de las formaciones mesozoicas y terciarias del Prebético interno (fundamentalmente las dolomías del Cretácico superior). Su pequeño caudal, casi se cuadruplica entre su cabecera, en la Hoja de Yetas, y su desembocadura en el Río Segura.

El Río Mundo nace y se alimenta a lo largo de su curso, fundamentalmente de los manantiales que surgen de la importante falla de delimitación de los dominios prebéticos externo e interno en la Hoja de Yeste, - que es prolongación suroccidental del mismo accidente de esta región, - mencionado repetidas veces en este trabajo. En el Calar del Río Mundo, el manantial que dá lugar a su nacimiento drena las calizas del Senonense marino-lagunal, muy potentes y carstificadas. Su caudal medio anual en el aforo del Embalse de Tajave, inmediatamente al Norte del área estudiada, es del orden de 4,5 m³/seg.

Las precipitaciones de la región varían bastante de Este a Oeste. - En los altos montañosos vecinos del Calar del Río Mundo alcanzan los 1.000 mm anuales, para minorar rápidamente al pié de las laderas de la vertiente oriental de la misma región montañosa (inmediaciones de Yeste) a 700 mm anuales. Y, ya en los altos montañosos del SO del área cartografiada, descienden a 500 mm anuales.

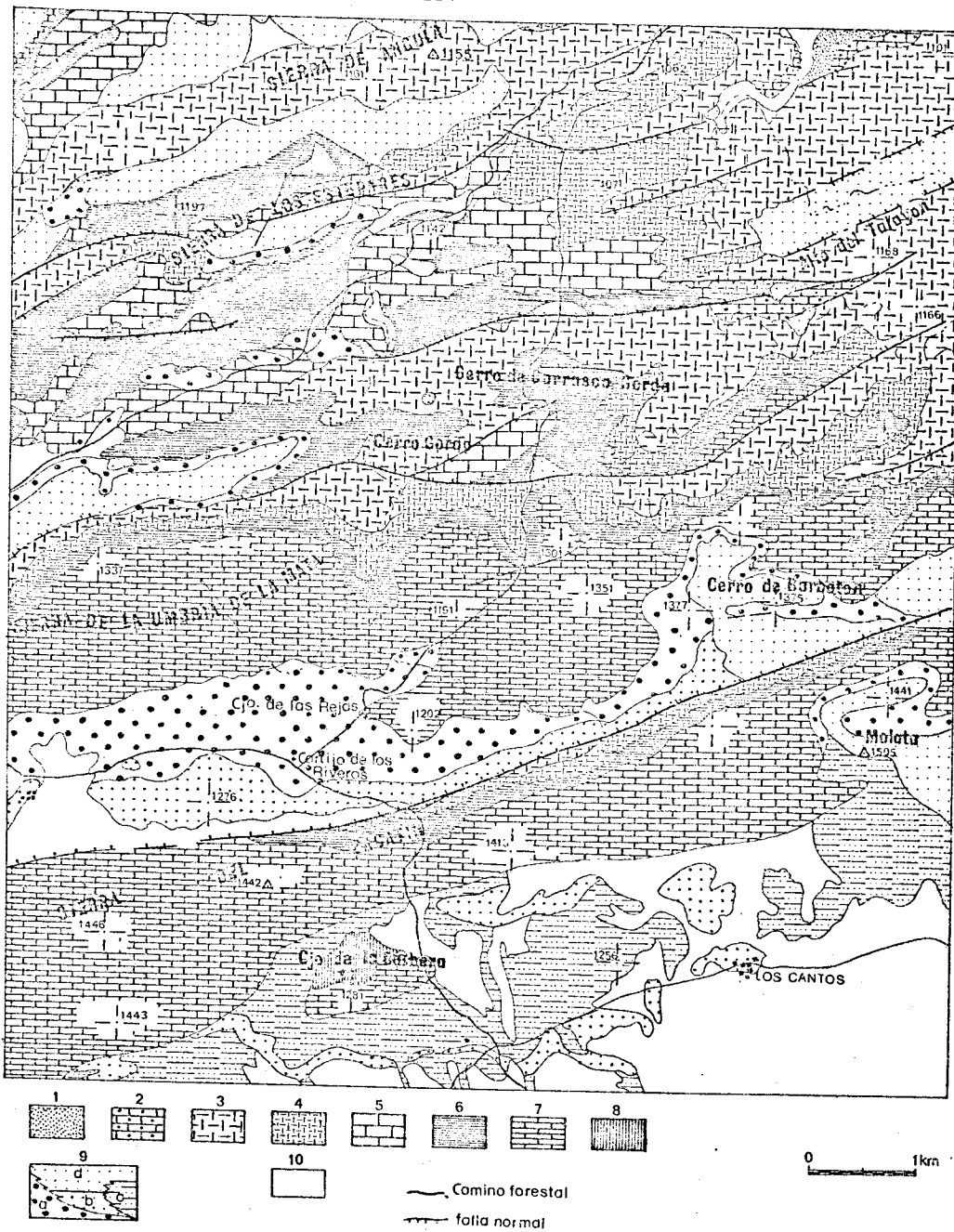


Figura 50.- Mapa geológico entre las Sierras de la Angula y del Zacatin, con situación de los cortes realizados: A-A en la Sierra de Estepares; B-B, en la Sierra de la Umbria de la Mata; C-C, en la Sierra del Zacatin.

mo de cuarzo en porcentaje casi siempre inferior al 5%.

Han librado una abundante fauna de Siderolites sp., siderolites calcitropoides (Lamarck), Orbitoididos, Lepidorbitoides sp., frecuentes Pithonella sphaerica (Kaufmann), Miliólidos, Rugoglobigerina sp., abundantes restos de Equinodermos, Briozos, algunas Melobesias y Lamelibranquios. Entre estos, próximos a la base, se han recogido abundantes ejemplares de Snoce-ramus sp.

LEYENDA del MAPA de la figura 50:

- 1) arenas silíceas (Albense superior, por extrapolación)
- 2) calizas con Orbitolinas ("formación de Socovos=fig.45, Vraconiense)
- 3) dolomías masivas (Cenomanense)
- 4) dolomicritas estratificadas (Cenomanense-Jurónense)
- 5) calizas masivas y blancas (Coniaciense)
- 6) calizas y margas (Senonense, con laguna estratigráfica progresiva hacia el SE)
- 7) calizas blancas (Paleoceno)
- 8) calizas microcristalinas y margas blancas, margas rojas y conglomerado silíceo rojo en lentejones intercalados eventualmente entre las calizas (Oligoceno superior-extrema base del Aquitaniense)
- 9a) conglomerado silíceo rojo y margas rojas; "formación continental—equivalente a la parte superior de la formación 8 (extrema base del Aquitaniense o Mioceno inferior s. lato)
- 9b) calizas con Algas (Aquitaniense— si se sigue a Bolli; Burdigaliense si se sigue a Blow)
- 9c) margas y areniscas (Aquitaniense—Burdigaliense si se sigue a Bolli; Burdigaliense superior—Langhiense si se sigue a Blow)
- 9d) calizas bioclásticas (Burdigaliense superior—Helvetiense, si se sigue a Bolli; Langhiense medio si se sigue a Blow)
- 10) derrubios, coluviones de ladera.

A escala regional más amplia, datos más interesantes por la continuidad regional de los acuíferos y almacenes potenciales de las formaciones permeables, las precipitaciones medias anuales oscilan entre 300 y 500 mm para el Prebético externo, y entre 700 y 1000 mm para el Prebético interno.

La evapotranspiración, en relación con los caudales que reciben los embalses y las salidas de los mismos, cuatro veces inferior, sería teóricamente del orden de un 75%. Pero estos datos no resultan exactos ni siquiera con aproximación, dada la alta permeabilidad y fisuración de las dolomías del Dogger que constituyen gran parte del vaso de los embalses de Talave y del Cenajo, junto con las de las dolomías cenomaneñas que embeben parte de las aguas del Embalse de la Fuensanta. En realidad, los referidos embalses son puntos óptimos para incrementar la alimentación de los acuíferos potenciales subterráneos. Todo esto sin contar con la filtración también importante a lo largo del curso de los mismos Ríos, fundamentalmente en las regiones montañosas prebéticas externas en esta región.

2. CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DE LAS FORMACIONES ESTRATIGRAFICAS. ALMACENES POTENCIALES Y EPISODIOS DE IMPERMEABILIZACION.

a) El Keuper, además de constituir la base impermeable del conjunto mesozoico, ejerce un papel fundamental ligado a su acción diapírica, cuyas alineaciones delimitan distintas zonas y sectores hidrogeológicos. Estas "pantallas" de impermeabilización en sentido vertical y a escala regional muy amplia, vienen lógicamente acompañadas de elevaciones bruscas de los niveles freáticos de los distintos acuíferos. Un papel más o menos análogo, en ocasiones también relacionado con el mismo diapirismo, se producen a lo largo de las grandes fracturas que afectan al conjunto de la cobertera.

b) La formación liásica, con sus dolomías microcristalinas finamente estratificadas, potentes y muy fisuradas a causa de los esfuerzos tectónicos a que se han visto sometidas, con sus numerosas y pequeñas oquedades, constituirían un acuífero potencial teórico. No obstante, su relación con la base impermeable del Keuper salino, en ciertos casos resta interés a este acuífero potencial por la dureza que cabría esperar en las aguas de los posibles alumbramientos.

En la parte superior de la formación liásica, una alternancia de arcillas rojas y verdes débilmente yesíferas, de gran continuidad regional, constituye la base de impermeabilización del acuífero potencial más interesante de la región prebética externa. Ocasionalmente, este tramo impermeable se interrumpe lateralmente y en general por causas debidas a los efectos de una laminación tectónica, y menos probablemente a posibles cambios laterales de facies. En estos casos, existe cierta comunicación, local, entre los acuíferos potenciales de las formaciones dolomíticas del Dogger con las del Liás. También en ocasiones, debido a la

V. III. 3. 2. D. - RASGOS GENERALES EN EL SECTOR CENTRO-SEPTENTRIONAL.

En este Sector, la serie se presenta más completa que en el situado inmediatamente al Norte (S. SEPTENTRIONAL). La serie es prácticamente continúa desde el Barremiense al Senonense

Resumimos aquí las características fundamentales de los diferentes términos litoestratigráficos.

JURASICO. - No llega a aflorar. Pero, al menos en su parte superior (Portlandiense), puede suponerse más o menos análogo al de la Sierra de la Muela que se sitúa inmediatamente al Sur. Aparece allí constituido por calizas de grano fino, arenosas al techo, muy ricas en Algas. Hacia sectores prebéticos más internos, tampoco afloran términos jurásicos más inferiores. De este modo, no resulta posible conocer la evolución de la serie de N. a S.

CRETACICO INFERIOR. - Con los datos de superficie y de sondeos se estima un espesor total del orden de 800 metros, de los que afloran menos de 600. Aún siendo la serie estratigráficamente más completa que la de Peñarrubia (al Norte, Sector septentrional), su espesor es aproximadamente la mitad. Otra diferencia importante con respecto a las series septentrionales, es la frecuente intercalación de niveles carbonatados entre las arenas del Aptense superior-Albense. Esta evolución litológica, va acompañada de una proliferación de Foraminíferos y Algas que permiten mayores precisiones cronoestratigráficas.

Por los datos de un sondeo del I. N. C. -I. G. M. E. (comunicación personal de T. Rodríguez) se conoce la existencia de una formación margosa de más de 150 metros de espesor, que por correlación con la serie más meridional de La Muela, se atribuyen al Valanginiense-Berriasiense. El sondeo ha cortado también, sobre estas margas, unos 60 metros de calizas del Barremiense basal.

El Barremiense, su parte superior (30 metros) está constituida por calizas "gravelenses", eventualmente oolíticas, con Foraminíferos bentónicos y restos de Equínidos, Briozoarios, etc.

En el paso del Barremiense al Aptense basal, las calizas se hacen a veces arenosas, y areniscas calcáreas, desarrollándose las calizas de Algas.

El Aptense inferior, vuelve a estar constituido esencialmente por calizas gravelenses, proliferando los Orbitolínidos desde su base, y disminuyendo relativamente el número de Algas. En la parte su-

función de despegue tectónico de estos niveles arcillosos, las dolomías del Dogger cabalgan hasta dos y tres veces sobre sí mismas, duplicando o triplicando su potencia estratigráfica y, al mismo tiempo y en el mismo orden, capacidad de su almacenamiento acumulativo bajo un mismo punto.

c) La formación del Dogger, cuenta con una alta permeabilidad, lo que unido a su espesor siempre importante y variable entre 300 y 400 metros permite considerarlas como el acuífero más importante de la región. Su permeabilidad se debe, por una parte, a la propia textura de las dolomías componentes, de grano grueso y con fisuras originales, debidas a la retracción de la masa por su disminución de volumen en el proceso de dolomitización secundaria. Por otra parte, a las fisuras debidas a la intensa fracturación por compresión y distensión tectónicas que se confunden con las anteriores. Y finalmente habría que sumar la permeabilidad debida a importantes paleoprocesos de carstificación durante el Oxfordiense inferior, tiempos en los que el fondo de la cuenca estuvo emergido o sube mergido, pero en todo caso descubierto de sedimentos que no le habrían protegido de la disolución e infiltración de las aguas meteóricas o de las de la misma cuenca.

Estas características explican el alto coeficiente de almacenamiento de la formación del orden del 5% y de las transmisibilidades específicas que oscilan entre $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seg.}$ y $4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seg.}$ según los datos obtenidos por los técnicos del INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA-INSTITUTO DE COLONIZACION (publicaciones de I Congreso Hispano-Luso Americano de Geología Económica, 1971; y de las Jornadas Minero Metalúrgicas de Cartagena, 1971).

En los ensayos de bombeo realizados en los distintos pozos son frecuentes los alumbramientos del orden de 200 l/seg.

d) La formación calizo margosa del Malm, conjunto impermeable, intercala hacia su parte media un episodio de dolomías permeables, de características análogas a las del Dogger con excepción de su espesor, siempre más moderado. En el ámbito de la región estudiada este acuífero potencial apenas tiene interés; no sólo por su gran discontinuidad morfológica, debida a la erosión, sino también porque su espesor medio difícilmente supera los 20 metros. Sin embargo, hacia el Este la potencia crece rápidamente y su continuidad es mayor, junto con sus posibilidades de explotación (Hojas de Jumilla y Yecla).

e) La formación "Weald-Utrillas", constituida por tramos más o menos lentiformes de arenas permeables y arcillas impermeables, tiene escasa importancia como almacén. Únicamente tendría cierto interés para el alumbramiento de pozos modestos.

perior del Aptense inferior, la litología de la serie experimenta un cambio brusco y comienzan a aparecer entre las calizas con Orbitolínidos verdaderos paquetes de arenas silíceas versicolores.

Aptense superior-Albense. Las arenas, areniscas y margas arenosas coloreadas, predominan sobre las calizas con Orbitolinas y Rudistas.

Interesa destacar que, al contrario que en Peñarrubia, el Aptense inferior no iguala ni supera por sí solo la potencia conjunta del Aptense superior-Albense. El Aptense inferior difícilmente supera aquí los 100 metros a 150 metros de espesor. El conjunto Aptense superior-Albense no supera los 300-350 metros, espesor que supone aproximadamente la mitad que en Peñarrubia, al Norte.

Vraconiense. Las calizas con Orbitolínidos del Vraconiense, equivalentes a las definidas más al N. en Socovos, están también representadas en este sector. Ocasionalmente pudieran estar dolomitizadas, e incluidas en la base del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.

CRETACICO SUPERIOR. - Está mejor representado, más completo, que en el Sector Septentrional.

El Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, difiere de las Series del Norte únicamente en su parte superior. En efecto, las dolomías superiores bien estratificadas han reducido su espesor de 120 metros a menos de 50 metros, dejando de intercalar "margas dolomíticas" y conservando los demás caracteres.

Senonense. Por primera vez, considerando la evolución de N. a S. de las series prebélicas internas estudiadas, aparece un Senonense de calizas y margas con Globotruncanas, Equinodermos y Lamelibranchios. Sin embargo, en la base de esta serie, se encuentran aún representadas las calizas masivas con Pithonellas que se han descrito también en la base del Senonense prebélico externo. Estas calizas no difieren aquí en su facies y muy poco en su espesor medio con respecto a las series prebélicas externas y aún otras más internas.

En la Sierra de la Angula, y al Norte de la misma, no existen las margas del Santoniense, ni niveles calizos que pudieran equivaler a las mismas. Existe una laguna estratigráfica. Por el contrario, si bien con espesor moderado, estas margas están ya representadas en la Sierra de los Estepares, 1 Km. hacia el Sur.

El Campaniense está bien representado en la Sierra de los Estepares. Por el contrario, no ha sido datado el Maestrichtiense, que -

f) La formación o complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense resulta muy irregular en cuanto a su capacidad de almacenamiento, mucho más importante en el Prebético interno por el mayor espesor de las dolomías masivas que constituyen sus acuíferos potenciales. Son éstos los correspondientes a las dolomías masivas del muro y del techo de la formación, de las cuales, por otra parte, sólo están bien desarrolladas en la región estudiada las dolomías de base. Estas cuentan con una potencia importante en el Prebético interno (100 a 200 metros), moderada (30 a 50 metros) en la parte meridional del Prebético externo, y muy escasa (inferior a 15 metros) en la mayor parte del Prebético externo. Generalmente se encuentran muy fisuradas. En los afloramientos de NEASA en el Prebético interno de la Hoja de Cieza son frecuentes los alumbramientos del orden de 100 l/seg.

g) La formación marino-lagunar del Senonense, constituye otro almacén potencial teórico, generalmente unido a las dolomías superiores del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense, con una base semipermeable a nivel de las dolomías microcristalinas y "falsas" margas dolomíticas que constituyen el miembro medio de aquel complejo. A pesar de su gran espesor local (del orden de hasta 300 metros), esta formación se encuentra muy erosionada y drenada en la mayor parte de la región estudiada.

h) Las calizas del Eoceno y del Mioceno inferior, las primeras en el Prebético interno y las segundas en toda el área prebética, tampoco tienen gran interés. Todo lo más pueden ofrecer dentro de esta región alumbramientos modestos, dada su escasa representación y discontinuidad lateral respectivamente.

3. POSIBILIDADES HIDROGEOLOGICAS DE LOS DISTINTOS SECTORES DE LA REGION ESTUDIADA. RECOMENDACION DE SONDEOS.

En cuanto a acuíferos potenciales, según se desprende de los datos anteriores, merecen atención preferente las dolomías del Dogger en el Prebético externo, las dolomías del Cenomanense del Prebético interno y también la misma formación en el extremo meridional del Prebético externo. En los dos últimos casos, los acuíferos potenciales inferiores al Cretácico superior no resultan muy interesantes, debido a las profundidades antieconómicas a las que habrían de localizarse (entre los 1000 y hasta más de 1500 metros).

En el PREBETICO EXTERNO de la región estudiada cabe considerar dos sectores (A y B siguientes):

podiera faltar por erosión del techo de la serie.

En la Sierra de la Angula, la parte superior de la secuencia carbonatada está datada como Campaniense-Maestrichtiense en sentido lato. Por comparación con la serie más meridional de la Sierra de los Estepares, podría corresponder en su mayor parte también al Campaniense, pero no puede afirmarse que no está incluido también el Maestrichtiense.

Aparte de la laguna estratigráfica del Santiense en la Sierra de la Angula, en algunos puntos de este Sector (NE. de la Sierra de la Angula, al S. de la Rambla de la Dehesa, entre otros) faltan las dolomías microcristalinas de la secuencia superior del complejo Cenomanense-Turonense. Las calizas del Coniaciense se apoyan directamente sobre las dolomías masivas de base del complejo. - Se podría pensar en un paso local de las dolomías estratificadas de grano fino a las dolomías masivas de grano medio. Pero dadas las frecuentes lagunas estratigráficas que se van a constatar en las series inmediatas, al Sur, es lo más probable que tal hecho se deba también a una causa semejante. Desafortunadamente, la ausencia de dataciones precisas en el Complejo dolomítico impide, en el presente caso, la afirmación irrevocable del hecho.

A) SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LA FALLA TALAVE-CAMARILLAS A LO LARGO DEL RIO MUNDO AL NE, LA ALINEACION DIAPIRICA DEL KEUPER ENTRE QUIJONATE Y ALMIREZ AL S, Y LA FALLA NO-SO DE PEÑARRUBIA A SOCOVOS AL SO.

Podrían ubicarse sondeos de investigación-explotación en los siguientes lugares o puntos:

a₁ - extremo E de la Sierra de los Donceles (Hoja de Isso, 500 metros al S del cruce del camino forestal que bordea la Sierra por el Norte con la carretera de Agramón a Las Minas.

Objetivo: la formación dolomítica del Dogger que en este extremo de la Sierra de los Donceles actuaría como embudo de acuíferos - más occidentales.

a₂ - depresión entre la Cuerda de Santa María y el Porrón de Liétor, 1,5 Km. al NNE de la Casa de la Matanza (Hoja de Elche de la Sierra).

Objetivo: la formación dolomítica del Dogger, con posibilidades en este caso de investigar por segunda vez después de atravesar las margas del Lías, dadas las circunstancias de repetición de la serie mediante falla inversa muy tendida constatada en la vertiente sur de la Cuerda de Santa María.

a₃ - en Villares, al Sur de Elche de la Sierra, donde se cruza una red de importantes fallas normales mediante las cuales las formaciones del Cretácico se cierran sobre las dolomías del Dogger del anticlinal de la Sierra del vértice Peñas Rubias (950 metros) y del vértice San Blas (371 metros).

a₄ - en la vertiente norte de la misma Sierra, en el flanco sur de la estructura hundido por falla normal, procurando ubicar el sondeo en las proximidades de esta falla o en su prolongación bajo el Mioceno superior que la recubre. Un lugar quizás favorable sería al S del cruce de las carreteras de Elche de la Sierra a Siles y a Yeste, respectivamente.

Objetivo: la formación dolomítica del Dogger

B) EN LA MELERA (SE de la Hoja de Isso) donde aparece una cuña de materiales mesozoicos delimitados al Norte por la pantalla diapírica Almírez-Quijonate, y al Sur por una alineación de fallas normales en la vertiente norte de las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno. En relación con una de estas últimas fallas aflora el Keuper (Lomas del Entorno). Hacia el Este los materiales mesozoicos de la Melera se relacionan con los de las alineaciones montañosas de la Hoja de Jumilla.

V. III. 3. 3. - LAS SERIES DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL.

Se incluyen en este Sector los distintos materiales mesozóicos integrados en las Sierras de la Muela, al Este, y del Zaca-tín y de la Umbría de la Mata al Oeste. En la fig. 51 se presenta un esquema con la situación de las series y del Sector.

Por el contrario, más al Oeste (Sierras del Zaca-tín y de la Umbría de la Mata), no afloran estos términos pero se estudian bien los del Cretácico superior, con excepción de la parte que llega a faltar por existir una laguna estratigráfica (Fig. 30)

V. III. 3. 3. A. - LA SERIE EN LA SIERRA DE LA MUELA.

El núcleo anticlinal de la Sierra de la Muela permite el estudio del Jurásico, en la parte más superior del Malm, que aflora incompleto.

El acceso al núcleo anticlinal, se puede acometer por el Norte y por el Sur.:

Por el Norte, la carretera de Benizar, conduce hasta llegar a la Alberquilla. De aquí, hacia el S SO. se alcanza el Barranco del Bañador, cuya cabecera se subdivide en varios barrancos; siguiendo el barranco que hacia el Sur se dirige hacia el Cortijo de la Muela, se encuentra uno de los afloramientos más completos de la parte superior del Malm.

Por el Sur, se puede subir hasta el mismo Cortijo de la Muela. El camino parte de la cortijada de El Campanero, que se sitúa en la vertiente sur de la Sierra, junto a la pista forestal de la M. C. T. (1).

Se estudia un primer corte que comprende el Jurásico del núcleo anticlinal, y el Neocomiense en la zona de charnela, en las inmediaciones del Cortijo de la Muela.

Siguiendo el camino de El Campanero al Cortijo de la Muela, en sentido inverso, se corta toda la serie del Cretácico inferior en buenas condiciones de observación, salvo en ciertos tramos recubiertos. Existe una dificultad, que es la existencia de una falla de desgarre que repite en la horizontal un tramo importan

(1) Mancomunidad del Canal del Taibilla. El canal atraviesa la Sierra de la Muela.

El afloramiento del Jurásico superior en la Melera, en el labio norte de una importante falla que le pone en contacto con las arenas y margas del Cretácico inferior, presenta condiciones favorables para investigar el almacén potencial del Dogger a profundidad económica y con perspectivas óptimas. La importancia de la falla normal mencionada y el efecto de pantalla de las margas del Cretácico inferior, permiten aconsejar la ubicación de un sondeo en el labio norte de la fractura.

En el PREBETICO INTERNO del área estudiada, los acuíferos potenciales más interesantes corresponden a las dolomías masivas del Cenomanense, según se ha expresado con antelación. Las estructuras prebeticas internas son amplias y suaves, grandes anticlinales y sinclinales. La presencia de fallas importantes en salto y longitud que afectan a las dolomías cenomanenses, es un factor interesante a tener en cuenta en la ubicación de sondeos de explotación. Se recomiendan los sectores C y D siguientes:

C) EN EL PREBETICO INTERNO próximo al cruce de las fallas importantes NO-SE y OSO-ENE que enmarcan el cierre oriental del anticlinal de la Sierra de la Muela. Pienso que sería interesante ubicar un sondeo inmediatamente al NO de la finca de Las Murtas y del cruce forestal de la M. C. T., 500 m. al SO del cruce de este camino con la carretera de Socovos a Caravaca.

D) AL S Y SO DE LETUR (HOJA DE MORATALLA) en la vertiente norte del anticlinorio que comprende la Sierra de la Angula y la Cuérda de Reolid, donde las dolomías cenomanenses se encuentran afectadas por fallas normales importantes. La existencia de fuentes importantes antiguas se r anifiesta con la presencia y desarrollo de formaciones de travertinos. Se podrían ubicar los siguientes sondeos, entre otros con posibilidades:

d₁ - 1 Km. al SSO de Letur, en la rambla que discurre paralela a la carretera de Letur a Férez, procurando localizar el sondeo junto a la falla que pone en contacto las dolomías masivas del Cenomanense con las dolomías microcristalinas y "margas dolomíticas" del Cenomanense-Turonense.

d₂ - 7,5 Km. al SO de Letur a la altura del cruce del Arroyo de las Dehesas con el camino que conduce a Nerpio.

E) EL PREBETICO DE LA REGION DE CALASPARRA vecino al área de la cartografía presenta también interés desde el punto de vista hidrogeológico.

te de la serie. Esta falla pasa desapercibida, si las observaciones se realizan siguiendo el camino, sin bajar al curso del arroyo que discurre junto al camino, cuando se encuentran recubrimientos de ladera. - Bajo uno de estos recubrimientos pasa el plano de falla. De Norte a Sur, la fractura se manifiesta primero en minúsculas fallas, también de componente horizontal, subparalelas a la principal y de cortos desplazamientos, en el curso del arroyo. Siguiendo aguas abajo, llega un momento en que los niveles de la margen derecha difieren litológicamente de los de la izquierda. Se constata la falla, se localizan niveles gúfa de valor local a ambos lados de la misma, se mide el espesor del tramo que se repite comprobando su valor idéntico a ambos lados y se prosigue el corte (2). Estas medidas fueron confirmadas con el estudio de las muestras a un lado y otro de la falla.

No obstante las dificultades señaladas, es éste último el corte más favorable para estudiar el conjunto de la serie.

Hacia el techo de la serie en este corte, existe un recubrimiento coluvial importante. Esta dificultad ha sido salvada - realizando otro corte de detalle, 1,2 Km al Este, siguiendo los niveles más superiores no recubiertos hasta el barranco que se sitúa al Sur de la boca del Canal del Taibilla.

Un nuevo corte, realizado por E. Fourcade, se sitúa al Este del primero realizado por mí.

Los resultados de estos cortes y los de la misma serie en Benizar y Otos, fueron objeto de una publicación conjunta - (E. Fourcade, L. Jerez, T. Rodríguez, M. Jafrezo, 1972). Por este motivo, se destacan aquí solamente los caracteres litoestratigráficos más significativos, prescindiendo de otros detalles para los que se remite al lector a dicha publicación.

La situación de los cortes estudiados (Fig. 51a), - es la siguientes:

- A) Corte del Cortijo de la Muela. Coordenadas de situación, desde $x=1244'19''$ $y=38216'02''$, hasta $x = 1244'09''$; - $y = 38215'43''$, que fue levantado por el autor junto con T. Rodríguez.
- B) Corte a lo largo del Camino del Cortijo del Campanero - al Cortijo de la Muela. Coordenadas de situación, desde

(2) El autor tuvo oportunidad de acceso a los datos de un corte de SEPE que valoraba el espesor del Cretácico inferior, en este mismo itinerario, muy por encima del espesor real. Posiblemente no se habría localizado esta falla que repite términos de la serie.

Pueden considerarse allí dos alineaciones montañosas cuyos acúferos de la formación dolomítica cenomanense podrían estar relacionados o, por el contrario relativamente independizados. Todo dependería del grado de complicación tectónica existente bajo la amplia depresión tortoniense que se extiende entre las Sierras del Puerto y de Cabeza del Asno, al Norte, y la Sierra del Molino al Sur.

Aparentemente ambas alineaciones montañosas constituirían los flancos Norte y Sur de un amplio sinclinal en cuyo núcleo se habrían depositado los materiales tortonienses. Pero existen motivos, al menos para dudar sobre la aparente tranquilidad y sencillez de este hipotético sinclinal. Entre ellos, la existencia de una intensa deformación, con escamas y fallas inversas, inversiones de series, etc., en la alineación meridional de la Sierra del Molino. Además, la deformación del macizo montañoso del vértice Rotas (491 m.) con escamas y cobijaduras hacia el Sur entre los materiales del Cretácico. También existe intensa deformación en los materiales del Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior que afloran bajo las margas tortonienses junto al curso del Río Segura al S del monte Rotas (491 m.):

La alineación montañosa norte, de la Sierra de Cabeza del Asno, Sierra del Puerto y del monte Rotas, se relaciona mediante la Sierra de Algaidón con el Prebético externo del área cartografiada.

Por su parte la alineación de la Sierra del Molino se relaciona, bajo los relieves paleógenos de El Campillo y Collado de la Silla, con el Prebético interno de la Sierra de la Muela.

Ambas alineaciones montañosas acortan su distancia, estrechándose y poniéndose en contacto a lo largo de la falla NO-SE (Peñarrubia - Socovos - Calasparra) a la altura del cruce de las carreteras de Calasparra a Socovos y de Caravaca a Socovos. En esta estrecha franja del contacto, los materiales del Albense superior y Cenomanense se encuentran muy tectonizados y desgarrados, constituyendo jirones separados por planos de falla con estrías horizontales.

En esta región, podrían tenerse en cuenta los siguientes lugares para ubicación de sondeos:

- en el Arroyo de la Architana, a la altura de la cortijada del mismo nombre, por donde pasa un eje sinclinal en Cretácico superior. Las dolomías cenomanenses, objetivo del sondeo, enlazarían hacia el Oeste con estructuras de almacén potencial.

- extremo oriental de una falla OSO-ENE en la vertiente sur de la Sierra del Puerto, para investigar las dolomías cenomanenses del labio surhundido por la falla. El sondeo debería ubicarse próximo a la falla.
- en la vertiente norte de la Sierra del Molino, a la altura del plano de falla E-O que hunde las dolomías masivas turonenses en el labio norte, entre el Cortijo de los Aparicios y el Cortijo de los Cuarteles. Las dolomías cenomanenses se localizarían bajo las turonenses de facies análoga después de atravesar las "margas dolomíticas" del Cenomanense-Turonense.

X

RESUMEN

Y

CONCLUSIONES GENERALES

EXPLICACION DE LA FIGURA 51

LEYENDA del Mapa:

Materiales autóctonos del Prebético interno (1 a 9) y terrenos post-mantos (10 a 11):

- 1) calizas (equivale a los tramos 1-2-3 y 4, del perfil) del For-
tlandiense-Berriasiense;
- 2) margas con Ammonites del Valanginiense y Hauteriviense (5 del per-
fil);
- 3) arenas, areniscas y calizas (Aptense-Albense);
- 4) calizas, arenas y margas (Barremiense, Aptense y Albense);
- 5) dolomías y arenas (Vraconiense ?) ;
- 6) dolomías masivas (25 del perfil) del Cenomanense ;
- 7) a- calizas del Paleoceno septentrional ;
b- calizas y margas del Paleoceno +calizas y margas arenosas silí-
ceas del Eoceno inferior;
c- calizas arenosas silíceas del Luteciense + Biarritzianse
- 8) calizas y margas, fundamentalmente, del Oligoceno superior-extrema
base del Aquitaniense. Formación marino-lagunal peniconcordante so-
bre el Eoceno;
- 9) a- conglomerado rojo, eventualmente arenas versicolores, que marca
la discordancia de base del Neógeno marino; y calizas con Algas;
b- margas y margocalizas (Aquitaniense-Burdigaliense si se sigue
a Bolli; Burdigaliense superior -Langhiense si se sigue a Blow)
c- calizas bioclásticas y conglomerado poligénico en la base (Hel-
vetiense);
- 10) conglomerado poligénico (Elioceno-Cuaternario antiguo)
- 11) derrubios: coluviones y aluviones

Materiales alóctonos:

- 12) margas areniscosas con pajuelas de lignito (Albense) de la Uni-
dad intermedia de Sabina-Moratalla o Subbético externo;
- 13) margas yesíferas del Keuper del Subbético s. estricto;
- 14) dolomías y calizas del Lías del Subbético s. estricto (parte
frontal del Subbético interno)

PERFILES SEÑALADOS EN EL MAPA:

A-A , B-B, C-C y D-D, equivalen a los cortes a, b, c y d especificados
en el apartado V.III-3-3-A

E-E, a la serie de detalle del apartado V.IV-3-A

F-F, a la serie de detalle del apartado V.IV-3-C

G-G, a la serie de detalle del apartado V.IV-3-B



x=1945'12", y=38915'55", hasta x= 1946'05", y=38915'35"
Levantado en su totalidad por el autor.

C) Corte del barranco que sube hacia el N. partiendo del si-
fón del Canal del Taibilla, frente al Cortijo de El Campa-
nero. Coordenadas de situación desde s=1946'35, y=38916'
03", hasta x=1946'40", y=38915'55"; también levantado por
el autor.

D) Corte N-S, que se inicia 700 metros al E. de la cota 923-
del puntal del Marques y finaliza unos 500 metros al E. del
vértice Muela, pasando por la cota 1.175. Coordenadas -
de situación, desde x=1944' y=38916'20", hasta x=1944'
30", y=38915'15; Este corte fue levantado por E. Fourca-
de

Este último corte se incluye también, a pesar de no haber sido estudiado por el autor, ya que sus datos se han sumado a los de otros cortes al establecer la biozonación de los distintos términos.

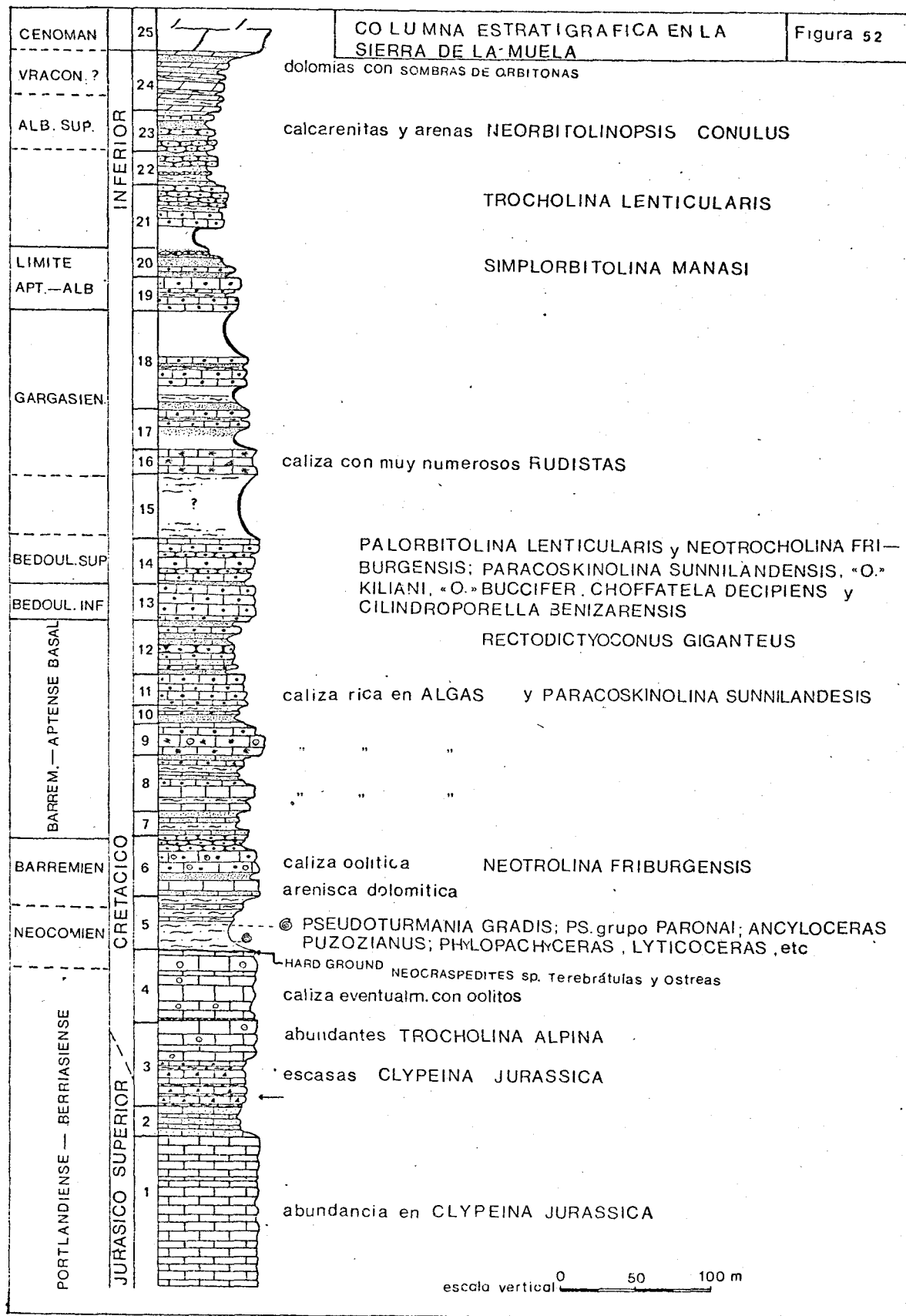
En resumen, la serie de la Sierra de la Muela comporta los siguientes términos litoestratigráficos (fig. 51b y 62)

PORTLANDIENSE-BERRIASIENSE-VALANGINIENSE INFERIOR:

Tramo 1. 80 metros aproximadamente de calizas bien estratificadas, de color gris claro, a veces beige, en bancos de 0,5 a 1 metro. Se trata, en general, de pelmicritas, salvo en la parte media del tramo donde se reconocen algunos niveles de intraesparitas. El tramo en cuestión es fácilmente reconocible, por la abundancia de Clypeina jurassica (FAVRE) que está asociada a otras Algas (Pianella annulata, CARROZI, Thaumatoporella parvovesiculífera RAINIERI, Triploporella neomiensis RADOICIC, Clypeina (?) sol-
kani CONRAD y RADOICIC, y Carpethoporella sp.). Los Foraminíferos son poco numerosos: Miliólidos, Trocholina alpina (LORENZ), Nautiloculina oolítica (MOHLER), y Pseudocyclammina gr. lituus (YABE y HANZAWA).

Este término 1, no aflora más que en el corte D donde constituye parte del núcleo anticlinal.

(1) La biozonación de los Foraminíferos se debe a E. FOURCADE; el estudio de las Algas a M. JAFFREZO.



X. RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES

X- 1.- LOS DOMINIOS ESTRATIGRAFICOS, SU RELACION CON LAS DIFERENTES UNIDADES Y DE ESTAS -- ENTRE SI.

Las distintas series estratigráficas de la región estudiada se han agrupado en diferentes dominios sedimentarios, según sus características. El estudio de las diferentes estructuras ha permitido asimismo diferenciar grandes unidades, que en algunos casos fué necesario subdividir, atendiendo a la diferente orientación de los sistemas de pliegues y escamas constituyentes de una unidad de estilo tectónico de terminado.

La relación entre los dominios estratigráficos y las unidades estructurales es la siguiente:

<u>Divisiones</u> <u>estratigráficas</u>	<u>Divisiones</u> <u>estructurales</u>	<u>Subdivisiones</u> <u>estructurales</u>
(dominios sedi- mentarios)) PREBETI - BETICO
PREBETICO EXTERNO	PREBETICO s. lato)	PREBETI - IBERICO
PREBETICO INTERNO	PREBETICO s. es- tricto.	
PREBETICO MERIDIONAL)		de la Sª de la
) UNIDADES INTERMEDIAS)	Puerta
SUBBETICO EXTERNO)		de Sabinar Mo- ratalla
SUBBETICO s. estricto	SUBBETICO s. estricto	

Los dominios prebéticos externo e interno toman parte indiscutible del autóctono de la ZONA PREBETICA, pues aunque el Keuper que constituye la base de sus series en general se ha comportado más o menos insolidario con respecto al mesozoico de las mismas, - los desplazamientos tangenciales de cada estructura, particularmente considerada, difícilmente superan envergaduras del orden de 1 Km. - Por otra parte, hacia la Meseta, el mismo Keuper constituye la base estratigráfica del Mesozoico discordante sobre el Paleozoico (López-Garrico, 1971).

Tramo 2. - 35 metros de calizas arenosas silíceas, blanquecinas, que presentan a veces estratificación cruzada. Estratificadas en bancos muy delgados en la base, donde intercalan algunos niveles de margas grises, tienden a hacerse masivas hacia el techo. Casi todas las muestras presentan un cemento de calcita espática englobando "gravelles" de granos de cuarzo de hasta 3 mm, y algunos oolitos. En todo caso, hacia la parte media del tramo 2, el cemento es cryptocris talino. Las muestras han librado: Nautiloculina oolítica -- MOHLER, Pseudocyclammina sp., Lenticulinas, Trocholina alpina LORENZ, Feurtillia frequens MAYNC, y Algas, entre ellas, Macroporella praturloni DRAGASTAN, Clypeina n. sp., Clypeina jurassica FAVRE, Pianella annulata -- CARROZI, algunas Codiaceas, y mencionamos también algunas Cladocoropsis.

Tramo 3. - 60 metros de calizas, lo más frecuentemente gravelosas, de tono beige claro o gris azulado, en bancos cuyo espesor varía entre 10 y 60 cm. Las muestras de este tramo, son generalmente intramicritas alternando con intraespartitas. La mitad inferior del conjunto contiene escasas Clypeina jurassica, Bacinella irregularis RADOIC, Cladocoropsis, Feurtillia frequens y Trocholina alpina. Esta última, abunda en la mitad superior del tramo, donde aparece asociada con formas de Pseudocyclammina gr. lituus y con Miliólidos. Se puede destacar también en este tramo, la presencia de un nivel de Charophyceas hacia la parte media.

Tramo 4. - Encima, viene 1 metro de margas grises con Terebrátulas y pequeñas Ostreas, seguidas de unos 40 metros de calizas con restos de Equinodermos. Estas calizas, en bancos de espesor variable, se deshacen en placas irregulares. En lámina delgada, se reconoce un cemento -- cristalino que envuelve escasos Polyperos, Hydrozoarios y Lithocodium sp.

Aproximadamente a una decena de metros del techo de la formación carbonatada, se han recogido algunos fragmentos de Ammonites (Neocraspedites sp.,) y Braquiópodos.

Al techo de estas calizas, se distingue una bellísima superficie ferruginosa incrustada (hard ground).

VALANGINIENSE HAUTERIVIENSE

Tramo 5. - 40 metros de margas ocre-verdosas, a veces arenosas, con algunos niveles de areniscas silíceas, y de calizas

El Prebético externo e interno constituyen dos dominios estratigráficos directamente relacionados entre sí y, también anejos a los dominios sedimentarios análogos de la Cordillera Ibérica, hacia el Norte y Noreste tal como se desprende de los resultados de la Tesis de Fourcade (1970). Ahora bien, el Prebético externo de la región estudiada se encuentra también estructuralmente relacionado con las estrías meridionales de la Cordillera Ibérica. Tanto es así, que resulta imposible subdividirlo de forma totalmente objetiva atribuyendo una determinada parte al Prebético y otra a la Cordillera Ibérica, pues las estructuras de directrices ibéricas alcanzan los confines meridionales del dominio prebético externo interponiéndose entre otras estructuras de directrices propiamente béticas. Y, en ciertos casos, las directrices de determinadas estructuras se orientan con rumbos medios entre los propiamente béticos e ibéricos. Pero dado que existe una franja a la escala de las Cordilleras Béticas que, dentro del mismo dominio PREBETICO EXTERNO presenta fundamentalmente estructuras de orientación bética, es necesario considerar una excepción aunque muy notable la particularidad de la región aquí estudiada. De aquí la aceptación de seguir denominando a esta unidad PREBETICO EXTERNO (en s. lato), aún distinguiendo dentro de la misma una UNIDAD PREBETI-IBERICA y otras PREBETI-BETICAS.

Por su parte el PREBETICO INTERNO, al menos en la región estudiada, merecería más la consideración de prebético en s. estricto.

En cuanto al PREBETICO MERIDIONAL o UNIDAD INTERMEDIA DE LA S^e DE LA PUERTA no puede definirse como unidad claramente autóctona, pero tampoco autóctona con seguridad. La única realidad probada es que cabalga sobre el Mioceno inferior, que a su vez es discordante sobre el prebético autóctono al Norte. Podría tratarse tanto de una unidad para-autóctona como de una aloctonia relativamente moderada. Las afinidades estratigráficas de su serie recuerdan al Prebético interno en sus episodios de calizas con orbitolinas a nivel del Albense, pero por otra parte las mismas margas Albenses y el resto de la serie del Cretácico superior presentan facies pelágicas completamente análogas a las de la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla. De aquí, que su doble denominación como PREBETICO MERIDIONAL y como UNIDAD INTERMEDIA me parezca aceptable. El hecho de que los sedimentos paleocenos de la serie de la S^e de la Puerta contengan bloques de los sedimentos seronenses barridos del área prebética interna, sugiere por otra parte cierta moderación en el cabalgamiento de esta Unidad hacia el Norte, o lo que es lo mismo cierta proximidad entre ambas áreas de depósito. Pero tampoco este hecho confirmaría nada definitivo sobre la convergencia cabalgamiento, dado el carácter aparentemente turbidítico de los referidos bloques seronenses incluidos en el Paleoceno.

margosas. La base de este conjunto, rica en Ostrea coulomi d'Orb

contiene numerosos fragmentos de óxidos de hierro. Una decena de metros por encima de la mencionada superficie de "hard ground", E. FOURCADE ha encontrado un nivel con Ammonites calizos: Lythioceras sp., y Pseudothurmania sp., que según R. Busnardo indicarían el Hauteriviense inferior.

Por mi parte, he recogido recientemente numerosos Ammonites

en la base de las margas arenosas, micáceas, con fragmentos pequeños de lignito que componen la parte superior de este tramo.

A la altura del Cortijo de la Muela, estas margas constituyen en la morfología del terreno una ancha banda, dominada por areniscas dolomíticas, de color verdoso, con restos de lignito, y con intercalaciones de margas verdes arenosas.

BARREMIENSE (¿)

Tramo 6. - 35 metros aproximadamente de calizas oolíticas, más o menos arenosas, de color gris beige, dispuestas en bancos de espesor variable. A unos 7 metros de la base del conjunto, se intercala un nivel de unos 5 metros de espesor, de arenas silíceas blancas. En las láminas delgadas de las muestras se distinguen, entre una matriz de cemento cristalino, oolitos, granos de cuarzo, restos de Equinodermos (?), Gasterópodos, Briozoarios y pequeños Polyperos. Los Foraminíferos, como en muchas de las facies oolíticas, son escasos. No se ha podido reconocer más que algunas Neotrocholina friburgensis GUILLAUME y REICHEL, y Melobesias.

A partir del tramo 7, inclusive, la descripción litológica se base en las observaciones realizadas sobre el perfil b.

Tramo 7. - 8 metros de calizas arenosas beige, con patina ocre, alternando con margas arenosas, e intercalando 2 metros de arenas silíceas. Una laguna de visibilidad correspon-

cero de esta unidad. Las corrientes de turbidez pueden transportar los materiales barridos varias decenas de Kilómetros, aunque tal distancia pudiera parecer exagerada en el caso presente.

Esta última unidad ha sido sobrepasada hacia el Norte en la transversal de Moratalla por dos unidades ciertamente alóctonas, de procedencia más meridional: la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla ó Subbético externo s. lato; y la unidad del Subbético s. estricto.

La Unidad de Sabinar-Moratalla ha corrido un mínimo de 15 Km. hacia el Norte sobre el mesozoico del prebético meridional e interno y sobre el Mioceno inferior depositado entre ambos. Proviene esta unidad de un dominio con sedimentación pelágica margosa durante todo el Cretácico, aún persistiendo el carácter arenoso en las margas e incluso areniscas intercaladas a nivel del Cretácico inferior. El Jurásico de esta unidad no llega a aflorar en esta transversal pero sí al Este (serie intermedia de Corque, Azema 1965) y al Oeste serie de los Villares, Busnardo 1960-61, con características muy análogas a las de las series "condensadas" del mismo Subbético s. estricto más septentrional en las transversales próximas a Cieza (L. Jerez, F. Jerez y G. García, inédito. - Sierra del Oro e inmediaciones septentrionales). Los equivalentes de esta unidad habrían sido atribuidos por otros autores bien al Prebético meridional (serie de Corque, Azema 1971) o bien al Prebético interno-unidades intermedias indiferentemente (Foucault, 1971). El predominio casi absoluto de facies pelágicas en esta unidad a escala de las Cordilleras Béticas, y su parentesco mucho más marcado con el Subbético que con el Prebético en todas las formaciones cronoestratigráficas que la componen, así como sus relaciones estructurales con las demás unidades, me lleva a denominar a ésta Subbético externo en s. lato o Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla. En cualquier caso, no me parece aceptable incluir esta unidad en la Zona Prebética. En la transversal de Cieza (L. Jerez, F. Jerez y G. García, inédito) esta unidad tiene una representación tanto mayor que el propio Subbético en s. estricto cuyos testigos, de dimensiones más amplias o más reducidas (Almorchón, S^a del Oro, S^a del Ricote etc. . .), se encuentran flotando sobre la primera unidad bastantes Kilómetros hacia el Sur.

El Subbético en s. estricto en la transversal de Moratalla constituye un segundo manto de corrimiento, sobre el anterior, cuya envergadura mínima de desplazamiento hacia el Norte es de 30 Km. Esta cifra equivale a la suma de los 15 Km. mínimos de su corrimiento sobre la unidad de Sabinar-Moratalla, más a los 15 Km. como mínimo del desplazamiento de ésta sobre el Prebético autóctono y el Prebético meridional de la S^a de la Fuerta. La envergadura total podría ser bastante mayor, teniendo en cuenta que existe -

acortamiento por talla inversa del Prebético meridional sobre el Prebético interno y, asimismo, la falta de afloramiento de las series de paso del Subbético externo al Subbético interno.

Las denominaciones adoptadas para estas unidades, y -- fundamentalmente la división del Prebético, no coinciden exactamente con las propuestas recientemente por Foucault (1971).

X - II. - CONCLUSIONES ESTRATIGRAFICAS FUNDAMENTALES

En el DOMINIO PREBETICO EXTERNO parece probable la falta del Bajocense, y, se confirma localmente que el extremo techo de la formación dolomítica pertenece ya al Oxfordiense superior a nivel del "hard ground" con Gregoryceras sp. dolomitizado

En el Malm se ha datado el Oxfordiense superior proporcionando precisiones con Ammonites de la zona de transversarium e -- incluso en la parte superior de la misma zona. Asimismo se han datado en distintas ocasiones, el Kimmeridgiense medio, el Kimmeridgiense superior y el Portlandiense. Se ha confirmado también la existencia de lagunas estratigráficas del Oxfordiense superior, unas veces claramente barrido con posterioridad a su depósito y otras -- con posible falta del mismo. Igualmente se ha constatado una laguna estratigráfica del Kimmeridgiense inferior también de valor local. Y se confirma, de otra parte, la edad de Kimmeridgiense medio para las dolomas del Malm en esta región.

Tanto en el DOMINIO PREBETICO EXTERNO como en el DOMINIO PREBETICO INTERNO se han datado el Portlandiense y el Neocomiense, si bien el paso de uno a otro permanece impreciso en -- cierto intervalo de serie.

En el Neocomiense margoso con fauna pelágica de la Sierra de la Muela, donde con antelación habíamos puesto de manifiesto la existencia de un Hauteriviense inferior hacia la parte inferior de las margas con Ammonites (E. Fourcade, L. Jerez, M. Jattrezo y T. Rodríguez, 1972), se ha podido datar en esta ocasión la parte superior del mismo tramo como Hauteriviense superior. A la misma altura se ha encontrado también un ejemplar de Olcostephanus del Valanginiense. Este hecho, junto con la existencia de un "hard-ground" en la base del tramo margoso, y las costras ferruginosas que presentan casi todos los Ammonites del episodio, demostraría la existencia de un proceso de remoción del depósito en esta época.

En el Cretácico interior se pone de manifiesto la equivalencia lateral de conjunto entre las facies continentales fluviales del PREBETICO EXTERNO y las facies marinas del Prebético interno donde se han conseguido precisiones estratigráficas en el Barremiense, Bedouliense, Gargasense y Vraconiense.

margasas. La base de este conjunto es rica en Ostrea coulo-
mi d'Orb. y contiene numerosos fragmentos de óxido de hie--
rro. Una decena de metros por encima de la mencionada su-
perficie de "hard ground", E. FOURCADE ha encontrado un
nivel con Ammonites calizos: Lytoceras sp. , y Pseudo--
thurmania sp. , que según R. Busnardo indicarían el Hauterj
viense inferior. Mas recientemente, unos metros más arriba
he recogido: Pseudothurmania grandis Busn. , Ps. grupo --
grandis y grupo paronai, Ancyloceras puzozianus (d'Orb), -
Phyllopacyceras , sp. y Nautitus sp. , Asociación Hauteri-
viense superior. Además, Olcostephanus (Valanginiense) y
un probable Neocomites sp. del Neocomiense. En estos últi-
mos niveles de Hauteriviense sup. , los ejemplares aparecen
con costras ferruginosas y las margas contienen abundante -
glauconia, mica y fragmentos de lignito. La presencia de Ol-
costephanus sp. y los hechos señalados hablan de un proceso
de "remoción" durante el Hauteriviense sup.

A la altura del Cortijo de la Muela, estas margas constituyen
en la morfología del terreno una ancha banda, dominada por -
areniscas dolomíticas, de color verdoso, con restos de ligni-
to y con intercalaciones de margas verdes arenosas.

BARREMIENSE (?)

Tramo 6. - 35 metros aproximadamente de calizas colíticas, más o me-
nos arenosas, de color gris beige, dispuestas en bancos de -
espesor variable. A unos 7 metros de la base del conjunto, -
se intercala un nivel de unos 5 metros de espesor, de arenas
silíceas blancas. En las láminas delgadas de las muestras se
distinguen, entre una matriz de cemento cristalino, oolitos, -
granos de cuarzo, restos de Equinodermos (?), Gasterópodos,
Briozoarios, y pequeños Polyperos. Los Foraminíferos, co-
mo en muchas de las facies oolíticas, son escasos. No se ha
podido reconocer más que algunas Neotrocholina friburgensis
GUILLAUME y REICHEL, y Melobesias.

A partir del tramo 7, inclusive, la descripción litoló-
gica se basa en las observaciones realizadas sobre el perfil
b.

Tramo 7. - 8 metros de calizas arenosas beige, con patina ocre, al-
ternando con margas arenosas, e intercalando 2 metros de -
arenas silíceas. Una laguna de visibilidad correspon-

diente a un recubrimiento coluvial sobre unos 10 metros de serie aproximadamente, nos impide ver el paso al término siguiente.

BARREMIENSE-APTENSE BASAL

Tramo 8. - 40 metros aproximadamente de una alternancia de calizas de grano fino, de color gris, y de margas. Hacia su parte media, intercala además algunos niveles de areniscas. En los primeros niveles abundan las Charophyceas. Los demás, son particularmente ricos en Algas: Cylindroporella benizarensis n. sp., Permocalculus sp., Pianella muehlbergii LORENZ, Pianella melitae RADOICIC, y pobres en Foraminíferos: Cuneolina sp., Haplophragmoides sp. y Miliólidos.

Tramo 9. - 20 metros de calizas con Rudistas, frecuentemente "gravelosas" y a veces arenosas, de color beige claro o crema, muy bien estratificadas en bancos de espesor variable entre 0,2 y 1,5 m. En la base, son abundantes las Algas (Pianella muehlbergii y Permocalculus sp.,). Por el contrario, los Foraminíferos son escasos, con Neotrocholina friburgensis.

Tramo 10. - 5 metros de margas verdes, arenosas, y de arenas silíceas.

Los tramos 8 y 9, son ricos en Algas, cuyas especies se citan frecuentemente en el Barremiense y Aptense. Como el tramo 11 corresponde al Barremiense superior o Aptense basal, se atribuyen a esta edad el conjunto de los tramos 8 al 10, indicando la posibilidad de que su mayor parte corresponda al Barremiense.

Tramo 11. - 20 metros de calizas en bancos, en ocasiones nodulosas, de color gris o beige claro, constituidas por "gravelas" o intraclastos englobados en un cemento micrítico. Las Algas son poco frecuentes, e idénticas a las del término 8. Entre los Foraminíferos se reconocen: - Paracoskinolina sunnilandensis (MAINC), Pseudocyclamina sp., Saubaudia minuta (HOFKER), y Neotrocholina friburgensis.

La proliferación de Orbitolínidos se inicia en este tramo con abundantes Paracoskinolina sunnilandensis. Este tramo puede corresponder a un Barremiense superior - Aptense basal.

Asimismo se ha fundamentado la posibilidad de que el Cretácico interior continental del PREBETICO EXTERNO incluyera, en su extrema base, los términos superiores del Malm cuando éstos no aparecen representados en facies calizas, y parecen saltar entre los terrígenos fluviales y las dolomías del Kimmeridgiense medio.

Por los motivos anteriores, se ha considerado más apropiada y acorde con la realidad la denominación de facies "Weald-Utrillas", y no solamente de "Utrillas", para los terrígenos fluviales, ya que la última expresión sugiere una edad exclusivamente albeense para estos materiales.

El complejo dolomítico del Cretácico superior no ha sido bien datado, como tampoco las calizas masivas que le siguen y - que se han atribuido al Coniacense.

Por el contrario el Senonense ha sido datado en ambos dominios prebéticos, en sus facies marino-lagunales del PREBETICO EXTERNO y en las marinas pelágicas del PREBETICO INTERNO, ricas en Globotruncanas, donde se han podido establecer subdivisiones y comprobar la existencia de una laguna estratigráfica de carácter progresivo.

El Paleoceno ha podido ser subdividido en las series prebéticas más internas, estableciéndose precisiones cronoestratigráficas en el Thanetiense, Ilardiense y Cuissense, e incluso dentro de estos mismos pisos.

En el Eoceno, además de datarse el Luteciense interior y - medio, se han conseguido precisiones en el Biarritziense.

El Oligoceno debido a su facies marino-lagunal con episodio de influencia continental, no ha permitido sino datar al Chattense con paso probable al Aquitaniense interior, en la parte superior de la formación que en su mayor parte parece corresponder al Oligoceno superior (Chattense).

En el Neógeno se establecen precisiones con zonación de Foraminíferos en el Aquitaniense y Burdigaliense, permaneciendo insegura la presencia del Helvetiense. Se adaptó la escala cronoestratigráfica de la zonación de Eolli y Postuma, pero se hace referencia a sus equivalencias con la zonación de Blow que tiende a emplearse en la actualidad.

BEDOULIENSE INFERIOR

Tramo 12. - 35 metros de calizas, a veces arenosas, con Rudistas, - Choffatella decipiens (SCHLUMBERGER), Rectodictyococcus giganteus (SCHROEDER), Orbitolinopsis killiani (Prever in Silvestri), Sabaudia minuta, Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH), Cuneolina henson (DALBIEZ), Pseudocyclammina sp., Miliólidos y Algas (Boueina sp., Permo calculus sp. y Ethelia alba (PFENDER).

Tramo 13. - 30 metros de calizas, en ocasiones un poco arenosas, - gravelosas, con Paracoskinolina sunnilandensis, Orbitolinopsis killiani, Orbitolinopsis buccifer, Choffatella decipiens y Pseudocyclammina, Miliólidos, y escasas Algas: - Boueina sp. y Cyindroporella benizarensis n. sp.

El conjunto de los tramos 11 y 12, con O. killiani, P. sunnilandensis y P. lenticularis, junto a R. giganteus pertenecería al menos en parte, al Bedouliense inferior. Así parece haberlo demostrado Fourcade con el descubrimiento de Pseudohaploceras matheroni d'ORBIGNY en las capas con R. giganteus, en Benichembla, a unos 20 Km. - al Este de Sierra Mariola, en la Provincia de Alicante - (comun. personal de FOURCADE, inédito).

BEDOULIENSE SUPERIOR (?).

Tramo 14. - 30 metros, cuyo conjunto comienza por un nivel de 3 m. de areniscas amarillentas, Siguen, calizas "nodulosas" - con abundantes Toucasia. En estas calizas, de tono claro, se encuentra: Orbitolinopsis gr. killiani, O. buccifer, Choffatella decipiens, y Pseudocyclamminas. Hacia el techo, las calizas se hacen masivas y allí, en las biomicritas, donde abundan Bacinella irregularis RADOICIC, Lithocodium sp., y escasas Ethelia alba, se reconocen aún Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH) y Neotrocholina friburgensis.

Este tramo se considera correlativo del tramo 6 de la serie de Otos-Benizar (V. III. 3. 2. A.), donde además de P. lenticularis parecen existir formas de Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei; SCHROEDER, por lo que podría equivaler al Bedouliense superior.

No es posible precisar con exactitud el límite - Bedouliense - Gargasiense.

APTENSE SUPERIOR

De los datos estratigráficos y de la constatación de subsidencias diferentes entre los dominios sedimentarios de la zona prebética, así como también a veces dentro de un mismo dominio, parece deducirse en unos casos la intervención halocinética del Keuper en la constitución de umbrales y, en otros, la acción de fallas de zócalo. En todo caso, parece clara la intervención de accidentes profundos en relación con la compartimentación de la cuenca y con la señalización de umbrales y sectores tendentes a la emersión o al hundimiento rápido.

La explicación del cambio rápido y brusco de espesores entre el DOMINIO PREBETICO EXTERNO y el DOMINIO PREBETICO INTERNO en la región estudiada, difícilmente tendría explicación sin la existencia de un accidente profundo la iniciación del Cretácico interior en el mismo límite de ambos dominios. Entre Peñarrubia y Socovos, al menos, se trataría de un importante falla de zócalo que podría evolucionar a flexura hacia el Este y el Oeste, donde los cambios de espesores son también rápidos pero más graduales. Esta línea de flexura correspondería muy probablemente con la que se ha señalado en el alto Guadalquivir durante el Portlandiense Berriasiense (Focault, 1971, pág. 571).

De otra parte, la traslación espacial o movilidad a lo largo de todo el Cretácico de la zona de máxima influencia de un umbral que se manifiesta dentro del Prebético interno, sugiere como causa profunda más probable la intervención halocinética del Keuper.

Puesto que la relación entre las Unidades intermedias y el Prebético autóctono es de cabalgamiento, en un caso, de aloctonia probada en otro, la reconstrucción de la cuenca sedimentaria no puede hacerse de modo completo. A estas dificultades se suma el desconocimiento de las series jurásicas en el Prebético interno, donde sólo llega a aflorar el Portlandiense, y su falta de afloramientos en las propias unidades intermedias.

La cuenca sedimentaria del DOMINIO PREBETICO EXTERNO se caracteriza por un marcado predominio de las facies marino-lagunales sobre las netamente marinas. Además, por la frecuente presencia de facies continentales, fluviales, facies calizas de aguas dulces, facies lacustres y facies de salinidad unas interiores y otras superior a la normal.

En el DOMINIO PREBETICO INTERNO predominan ya los episodios marinos sobre los de influencia continental directa o indirecta. Y lo que es más importante, entre los episodios marinos son muy frecuentes ya los episodios pelágicos y aún prevaleciendo la importancia de las facies neríticas, éstas difieren frecuentemente de las del dominio externo en su naturaleza, en su espesor y en la existencia de series más completas. No obs--

Tramo 15. - 10 metros aproximadamente de margas arenosas, que afloran mal.

Tramo 16. - 17 metros de calizas de color claro, con numerosos Polyperos y Rudistas. Se trata de micritas o de biomicritas, con Miliólidos, Haplophragmoides sp. y Cuneolina scarcei de CASTRO.

Tramo 17. - Después de franquear una parte de mal afloramiento, se distinguen:

- 1 m. de arenas silíceas blancas.
- 10 m. de calizas. Estas son unas veces oomicritas arenosas, en ocasiones "gravelosas", y otras veces biomicritas con Miliólidos, Orbitolinas, Pseudocyclamminas, Arenobuliminas y Sabaudia minuta.
- 7 m de margas arenosas, amarillentas y verdosas.

Tramo 18. - 60 m. aproximadamente de arcillas arenosas rojas, con intercalaciones de calizas de grano fino (micritas), a veces un poco arenosas, con Sabaudia minuta, Nautiloculina, Miliolas, y Lithocodium sp.

El conjunto de los tramos 15 al 18 se atribuyen al Aptense superior, ya que el tramo 19 contiene Simplorbitolina manasi CIRY y RAT, clásicamente considerada como marcadora del límite Aptense-Albense.

ALBENSE SUPERIOR-ALBENSE INFERIOR

Tramo 19. - 12 metros aproximadamente, de calizas de color beige claro, alternando en la base con algunos niveles de margas arenosas. Las calizas, recristalizadas, un poco arenosas, contienen restos de Ostreas y Equinodermos, así como Simplorbitolina manasi CIRY y RAT, Cuneolina sp. (?) y Ethelia alba.

ALBENSE (indiferenciado)

Tramo 20. - 10 metros de arenas blancas o rojas, en las que se intercalan dos niveles calizos, con Simplorbitolina manasi. Una laguna de visibilidad no permite estudiar los niveles inmediatamente suprayacentes.

Tramo 21. - 30 metros aproximadamente de calizas beige claro, en -- bancos de espesor muy variable entre 0,05 y 1 m. en la parte inferior. La parte superior está constituida por calizas -- "nodulosas" separadas por hiladas margosas. En las cali--

tante, en el Portlandiense y Barremiense y, Aptense inferior existen intercalaciones eventuales de calizas con Charophíceas de agua dulce, tanto más frecuentes en las series septentrionales. La influencia continental se manifiesta aún en los terrígenos silíceos -- intercalados entre las calizas del Cretácico interior y del Oligoceno superior marino-lagunal. Pero de otra parte los terrígenos del Cretácico interior, al menos en parte, no parecen obedecer a una influencia directamente fluvial como en el Prebético interno, sino costera o litoral. Por otra parte, entre las mismas margas con -- Ammonites de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla de indiscutible lejanía de costa, y con afinidades de conjunto más propiamente subbéticas que prebéticas, llegan a encontrarse niveles de -- areniscas a veces potentes, algún que otro lecho de lignito, y también la presencia de terrígenos en este caso parece relacionada -- con la existencia de fenómenos turbidíticos.

Sin poder precisar su localización exacta, al sur del DOMINIO PREBETICO EXTERNO habría existido un umbral paleozoico o permotriásico, área fuente de los terrígenos silíceos de las series dolomíticas del Dogger y del Malm de los afloramientos más -- meridionales.

Durante el Kimmeridgiense interior y medio en la misma cuenca prebética externa se individualiza un entrante de la zona de sedimentación costera de NO a SE. Este hecho parece relacionado con la existencia de otro umbral, abierto hacia la Meseta y que cerraría periclinalmente en dirección SE hacia el límite con el Prebético interno.

El DOMINIO PREBETICO INTERNO de la región estudiada se manifiesta muy dinámico en movimientos verticales, epirogénicos, desde el Barremiense hasta el Eoceno: presencia de umbrales que -- modifican la posición de su máxima acentuación conforme transcurre el tiempo. En relación con esta movilidad, se ha constatado la existencia de lagunas estratigráficas también progresivas en el espacio.

Durante el Eoceno y Oligoceno tanto el DOMINIO PREBETICO EXTERNO como la parte septentrional del DOMINIO PREBETICO INTERNO, en la región estudiada, se sumaban a las áreas emergidas anexas a la Meseta. Por el contrario, la mitad sur del Prebético interno y el Prebético meridional, permanecen dentro del área de -- sedimentación marina muy subsidente durante el Eoceno y, al menos el primero también, durante el Oligoceno, dentro de una cuenca de marcada subsidencia pero esta vez de ambiente marino-lagunal con influencia continental en ciertos episodios. En el PREBETICO MERIDIONAL no llegan a aflorar estos últimos sedimentos.

zas (biomicritas) con numerosos Rudistas, restos de caparzones de Equinodermos y de Lamelibranchios, se reconocen Pseudocyclamminas, Orbitolinas y Trocholina lenticularis - (Henson)

Tramo 22. - 15 m. aproximadamente, de arenas silíceas, con algunas pasadas de areniscas y margas arenosas.

Con el propósito de evitar las malas condiciones de afloramiento del resto de la serie del Cretácico inferior y de su transición al Cretácico superior, proseguimos nuestras observaciones - en el corte C, al N. del sifón del Canal del Taibilla, frente al Cortijo de El Campanero. En este nuevo corte, sobre las arenas del tramo 22, se distinguen:

Tramo 23. - 30 metros de una alternancia de margas arenosas ocreas, y de calizas arenosas con Neorbitolinopsis conulus (Douville), Cuneolina pavonia parva d'Orbygni y Marinella lugeoni (Pfender), sobre las que vienen arenas amarillentas y areniscas dolomíticas con Orbitolínidos. Las calizas son de aspecto noduloso.

La presencia de Neorbitolinopsis conulus (Douville) permite atribuir este episodio al Albense superior.

Tramo 24. - 45 metros de calizas dolomíticas y dolomías con "fantasmas" de Orbitolinas, alternando con margas verdes y arenas blancas. Este episodio podría corresponder a las calizas que en Socovos han sido datadas como Vraconiense. La evolución litológica de N. a S., siguiendo aquellas capas sobre el terreno, desde Socovos, hasta la vertiente N. de la Sierra de la Muela, parecen confirmar esta hipótesis.

Estas dolomías arenosas han dado, en las pruebas de complexometría, un 77,2% de dolomita y un 16,2% de calcita en uno de los niveles intermedios. Al techo, una prueba de calcimetría ha dado un 39,2% de CO_3Ca .

CENOMANENSE (?)

Tramo 25. - 150 a 160 metros de dolomías masivas o estratificadas - muy groseramente. Se presentan recristalizadas en grano medio.

- En los 10 metros de base las dolomías son aún arenosas, con notable proporción de arena y limo de cuarzo. Una prueba por complexometría da un 72,2% de dolomita y un 11,6% de calcita, Color gris y beige oscuro.

Los primeros plegamientos con implicación de esfuerzos horizontales de compresión se manifiestan claramente, en el -- PREBETICO INTERNO de la región estudiada, como de edad - Chattiese superior - extrema base del Aquitaniense inferior. - En el PREBETICO EXTERNO no puede asegurarse la intensi-- dad de deformación tangencial a que dieron lugar estos primeros movimientos. La ausencia de depósitos paleógenos y la falta de datación, allí, en la formación roja continental que se considera equivalente a la de la extrema base del Aquitaniense inferior - del Prebético interno, dificultan todo intento de precisión. Sin embargo, la discordancia angular y erosiva del conjunto del - Neógeno sobre el Mesozoico hacen pensar en la importancia de la misma fase en este dominio.

Una segunda e importante fase de esfuerzos tangenciales se produjo durante el Mioceno inferior a nivel de la zona de G. barisanensis. Esto es durante el Eurdigaliense medio o, por el contrario, durante el Eurdigaliense superior-Langhiense inferior, según se adopte la escala cronoestratigráfica de las zonaciones de Bolli-Postuma o de Blow, respectivamente.

Mientras que esta fase de plegamientos apenas afectó al PREBETICO INTERNO de la región estudiada, el PREBETICO EXTERNO parece sufrir entonces su deformación tangencial -- máxima. Aunque en este último caso, cabe pensar también que gran parte de las fallas inversas estuvieran ya más o menos esbozadas desde la fase anterior.

Otros esfuerzos tangenciales, más moderados y de valor local, se dieron entre las dos fases más importantes que se han citado.

La puesta en lugar de las unidades alóctonas, así como el cabalgamiento de envergadura desconocida de la unidad de la S^a de la Puerta hacia el NNO, tuvo lugar después de las fases de - plegamiento anteriormente enunciadas. Inmediatamente después del depósito de las calizas que se atribuyen, con cierta imprecisión, al Helvetiense. Según he podido constatar entre Calasparra y Cieza, la puesta en lugar casi definitiva de estas uni-- dades fué antetortonense. Ahora bien, durante el mismo Tortonense se produjeron movimientos gravitatorios de acomodación de las masas corridas, dando lugar a cobijaduras de hasta 1 Km. de envergadura sobre el Mioceno superior. Igualmente, las discordancias intratortonenses entre Cieza, Archena y Mula (Provincia de Murcia) obedecerían a los mismos movimientos de reajuste de las masas alóctonas (L. Jerez, F. Jerez, G. García Monzón, inédito).

- 30 metros de dolomías en dos bancos de 10 y 20 metros, - respectivamente, cuya separación se observa sólo a distancia. La separación se efectúa mediante un nivel de "arena" de dolomía, por meteorización. Un ensayo de complexometría ha dado un 64,5% de dolomita y un 26% de calcita.
- 30 metros de dolomías en bancos masivos de más de 10 metros, intercalando otros más delgados de 0,5 a 2 m. En estos últimos bancos un ensayo por calcimetría ha dado un 76,5% de CO₃Ca. Color blanco y beige.
- 25 a 30 metros de dolomías groseramente estratificadas, - en bancos semimasivos de 0,5 a 3 m. Colores blanco y beige claro. Aspecto brechoide, debido a una densa red de diaclasas. Un ensayo de calcimetría da un 54,9% de CO₃Ca.
- 50 metros de dolomías "kakritizadas". Colores blanco y beige claro. Una prueba por complexometría da un 79,5% de dolomita y un 11% de calcita.
- 15 metros de dolomías cuyo ensayo por complexometría da un 88,7% de dolomita y un 4,5% de calcita.

SENONENSE (no representado)

Interesa resaltar que en el flanco sur del anticlinal de La Muela, no aparece la serie Senonense, ni las calizas de base que se atribuyen al Coniaciense.

Sobre las dolomías masivas de base del complejo dolomítico del Cretácico superior faltando también las dolomicritas - bien estratificadas del techo del complejo, viene directamente el Paleoceno superior.

La falta del Coniaciense y Senonense se debe sin duda, en este caso, a una laguna estratigráfica. Los materiales senonenses que faltan aquí, se han localizado englobados en la serie del Paleoceno del Prebético meridional (Sierra de la Puerta). Hubo pues, depósito y posterior erosión del mismo durante el Paleoceno.

ENSAYOS SEDIMENTOLOGICOS

Aparte las pruebas de calcimetrías y complexometrías de las dolomías del Cenomanense (datos reflejados en la descripción de la serie), en el Cretácico inferior se han realizado los siguientes ensayos:

1) Granulometrías (curvas acumulativas en la fig 53).

- En el Barremiense-Aptense basal (arenas amarillentas al techo

Asimismo, la paralización de las masas alóctonas justo al encontrarse con el obstáculo de los relieves prebéticos realizados durante las fases de plegamiento anteriores, supone que la llegada de las masas alóctonas al final del Mioceno inferior ocurrió también mediante un mecanismo de tipo gravitatorio. Sin embargo, queda dentro de lo posible que la génesis de los mantos en su patria de origen fuera, inicialmente, debida a esfuerzos tangenciales en relación con las fases que plegaron los materiales corridos.

El cabalgamiento del PREBETICO MERIDIONAL de la Sierra de la Puerta sobre el Mioceno inferior tiene toda la apariencia, por la existencia las fallas de arrastre subparalelas a la estratificación dentro de la misma Unidad, de estar relacionado con una fractura forzada u obligada por el mismo deslizamiento gravitatorio de las masas alóctonas al correr sobre este relieve, provocando al mismo tiempo la inversión de su serie. Incluso, es muy posible que la parte central de este relieve montañoso no fuese sobrepasada por las masas gravitatorias alóctonas, como lo ha sido claramente en sus extremos occidental (15 Km. al Norte) y oriental (5 Km. al Norte).

Durante el Mioceno superior se establece una sedimentación francamente lacustre sobre la mayor parte del DOMINIO PREBETICO EXTERNO. El resto de la región cartografiada se suma a las áreas emergidas, pero en las regiones vecinas de Calasparra, Cieza, Mula etc... perdura una cuenca con sedimentación marina ampliamente desarrollada. Asimismo, la sedimentación lacustre del Prebético externo pudo proseguir hasta la iniciación del Plioceno.

Entre el Mioceno superior y el Plioceno sucedieron las erupciones volcánicas de jumillitas y fortumitas.

En relación con la misma tectónica de distensión, pero a nivel de la cobertera, se produjeron pliegues de acomodación del Mioceno superior lacustre sobre los bloques mesozoicos subyacentes.

En el Plioceno se acentúa y generaliza rápida y completamente la elevación y emersión de la región. Se produce una fuerte erosión que da lugar a una potente formación de conglomerados. Durante el cuaternario antiguo prosigue la elevación encajándose fuertemente la red fluvial sobre el conjunto de las formaciones anteriores.

del tramo 6, muestra LJ-511)

Qdx = 0,75. Ambiente, influencia fluvial.

Hé = 0,65. Idem, idem, máxima.

- En el Bedouliense inferior (base del tramo 12, muestra LJ-524). arena amarillenta:

Qdx = 0,85. Ambiente, influencia fluvial

Hé = 0,7. Idem, idem máxima

y al techo del tramo 12 (muestra LJ-535). Arena de color verdoso:

Qdx = 0,95. Ambiente, influencia fluvial

Hé = 0,9. Idem, idem máxima

- Inmediatamente sobre el límite Aptense-Albense (hacia la mitad del tramo 20, muestra LJ-570). Arena blanca:

Qdx = 0,85. Ambiente, influencia fluvial

Hé = 0,7. Idem, idem máxima.

2) Minerales pesados

- En el Barremiense (muestra LJ-503, base del tramo 6). Arena blanco-verdosa con:

Mena metálica, 70-80 %.

Turmalina, 10-20 %

Zircón, 5-10 %

Granate, Rutilo y Anatasa (raro)

Corindón (trazas)

- En el Bedouliense inferior (muestra LJ-535, hacia el techo del tramo 12). Arena compacta de color verdoso:

Mena metálica (trazas)

Corindón (raro).

- Unos metros por encima del límite Aptense-Albense (muestra --- LJ-570, hacia la mitad superior del tramo 20). Arena blanca con

Mena metálica: 50-60 %

Turmalina, 20-30 %

Granate, 5-10 %

Zircón, 10-20 %

Anatasa y Rutilo (raro)

Corindón y Mica negra s. l. y

Olivino (trazas).

- Hacia el Albense superior-Vraconiense (?) (muestra LJ-594, hacia el techo del tramo 24). Arena blanca con:

Mena metálica, 70-80 %

Turmalina, 10-20 %

Zircón, 5-10 %

Granate, Anatasa y Rutilo (raros)

Corindón (trazas).

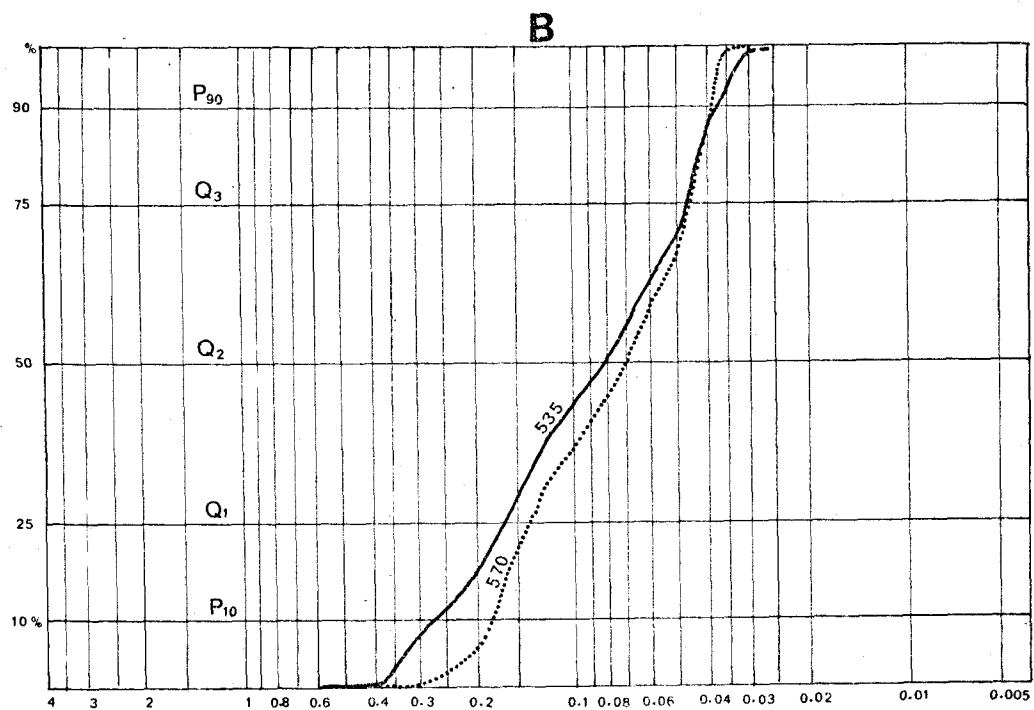
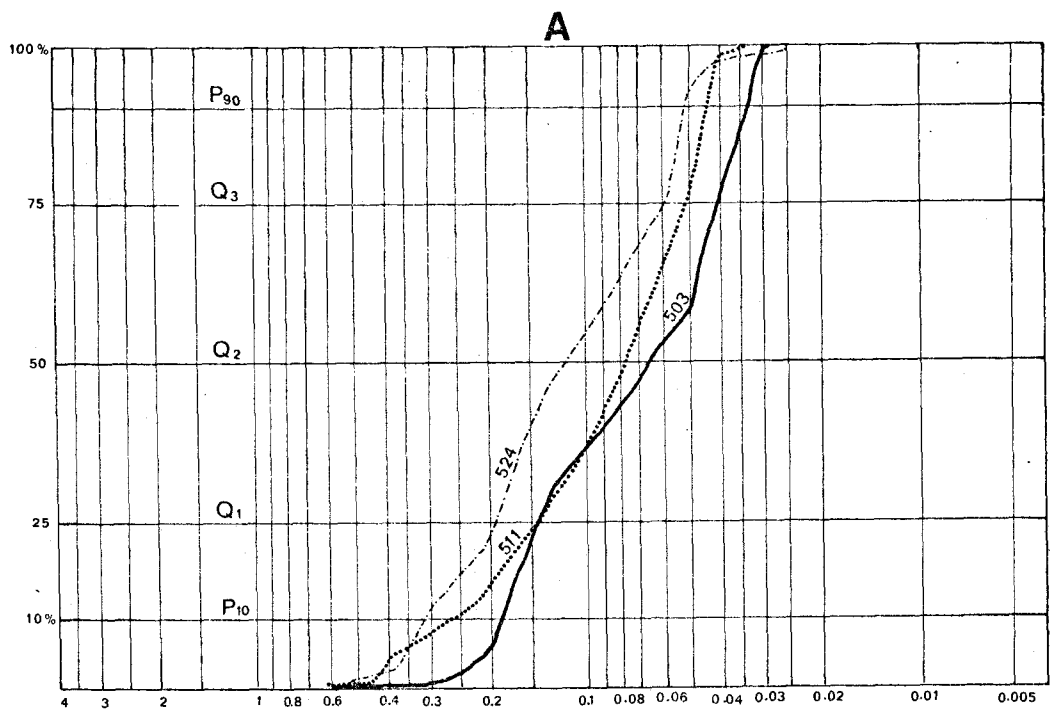


Figura 53.- Curvas acumulativas de las arenas del Cretácico inferior de la Sierra de la Muela (prebético interno). A) del Barremense y Aptense basal. B) del Bedouliense inferior y del Albense, respectivamente. La situación de las muestras se indica en la figura 52, del anexo de planos y figuras.

BIBLIOGRAFIA

V. III. 3. 3. B. - LA SERIE DEL CRETACICO SUPERIOR EN LA SIERRA DE LA UMBRÍA DE LA MATA

La Sierra de la Umbría de la Mata se sitúa al Oeste de la parte central de la Hoja de Moratalla (Fig. 50)

Los materiales que componen este macizo montañoso y sus inmediaciones corresponden únicamente al Cretácico superior, Eoceno y Neógeno.

Se estudia en este apartado, la serie del Cretácico superior, levantada en el extremo occidental de dicha Sierra, aprovechando el corte que sigue el Camino de Sabinar a Letur. Resulta éste el afloramiento más idóneo de la serie, una vez que el camino sigue el trazado de una Rambla que atraviesa la alineación montañosa. Al contrario que en los parajes inmediatos, la serie se encuentra aquí limpia de derrubios. Por este motivo, he necesitado penetrar, fuera del área cartografiada, unos cientos de metros al Oeste, en la Hoja de Yetas.

En la Figura 54, se expresan gráficamente las principales características litoestratigráficas de la serie, levantada de Norte a Sur, y que se compone de los siguientes términos:

CRETACICO SUPERIOR

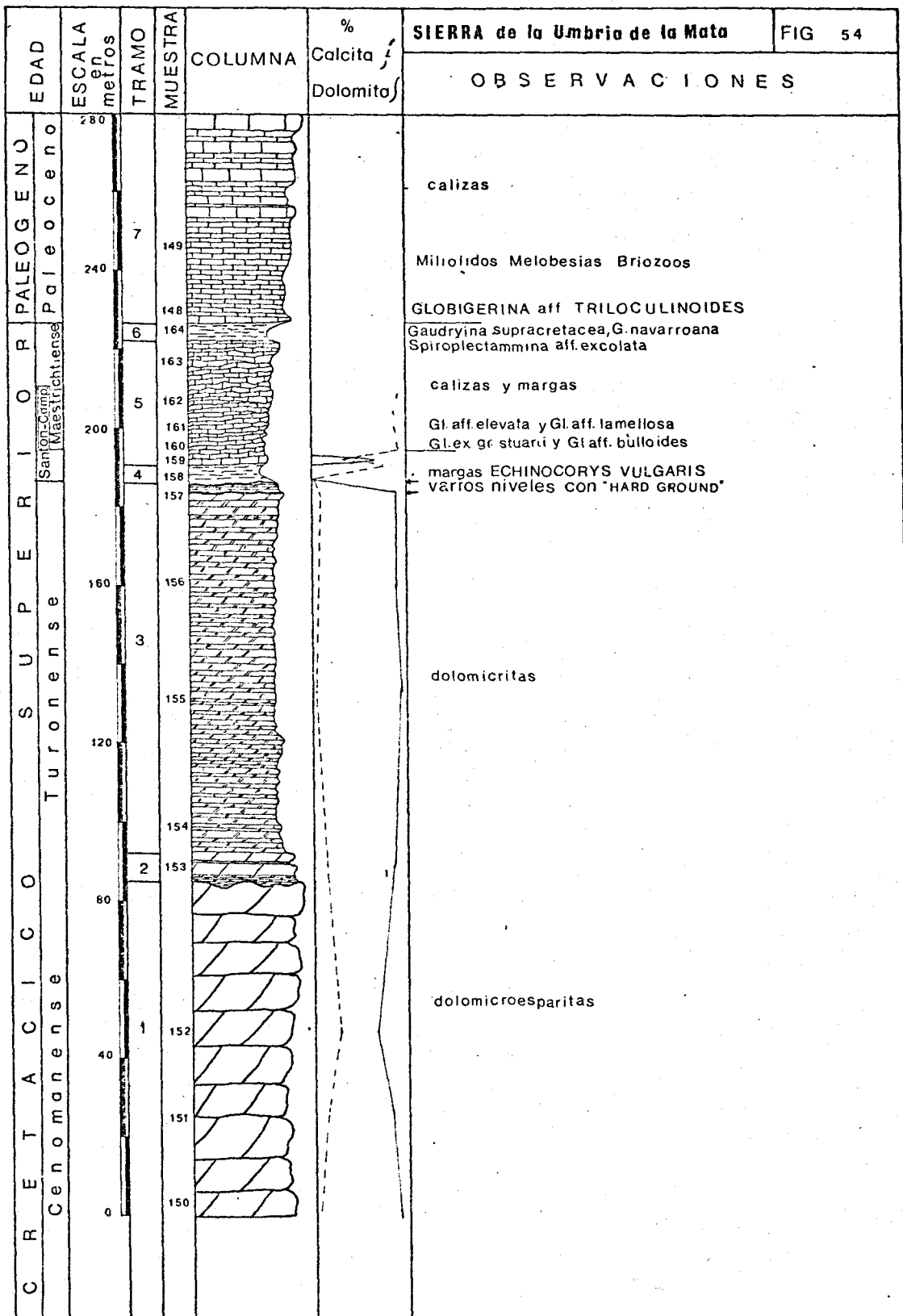
El Cretácico superior no aflora completo. Los niveles más inferiores de la parte aflorante se encuentran al Norte, en contacto por falla con los materiales del Mioceno inferior, parcialmente recubiertos por terreno eluvial y coluvial.

Existen también, por laguna estratigráfica, las calizas masivas blancas que se han atribuido al Coniaciense (apartado V. III. 3. 2. B) en la serie más septentrional, próxima al vértice geodésico Angula. Es más, estas mismas calizas del Coniaciense se encuentran representadas unos cientos de metros al Norte de la Sierra de la Umbría de la Mata, mientras siguen faltando hacia el Sur. El levantamiento de la serie se efectúa de N. a S. en la fig. 50

1. - Complejo dolomítico del Cenomanense - Turonense

- a) Dolomías masivas inferiores, con 85 metros visibles de dolomías masivas y semimasivas, de grano medio a grueso. En la parte inferior, y a cierta distancia, se observa una estratificación grosera en bancos de 2 a 5 m. Color beige, oscuro y más claro.





B I B L I O G R A F I A

- ADAN DE YARZA, R. (1893). - Roca Eruptiva de Fortuna (Prov. de Murcia). Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. XX, pp. 1-5.
- ALDAYA, F. (1969). - Los mantos Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Betica, Prov. de Granada). Acta. Geol. Hisp., T. IV, pp. 126-130.
- ALVARADO M. M. y SAAVEDRA J. L. (1966). - Estudio geológico del extremo NE de la Provincia de Granada. Bol. Inst. Geol. y Min., t. 77, pp. 99-139.
- AZEMA J. (1965). - Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les Provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). C.R.Ac. Sc., Paris, t. 260, pp. 4020 - 4023.
- AZEMA J. (1966a). - Géologie des confins des Provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). B.S.G.F., 7, VIII. pp. 80-86.
- AZEMA J. (1966b). - Observation sur la microfaune de Crétacé supérieur de la région de Fortuna, Prébétique méridional (Province de Murcie, Espagne), C.R.Ac. Sc., Paris, t. 262, pp. 838-840.
- AZEMA J. y SORNAY J. (1966). - Sur l'existence de phénomènes de ravinement, de condensation et de remaniement au sein des formations secondaires de la Sierra de Crevillente (Prov. d'Alicante, Espagne). Bull. Soc. Geol. France. 7^a Ser. T. VIII. pp. -518-520.
- AZEMA J. (1971). - Le jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: le Prébétique de Cieza á Alicante. Cuad. Geol. Ibér., t. II. pp. 55-90.
- AZEMA J., CHAMPETIER Y., FOUCAULT A., FOURCADE E. et PAQUET J. (1971). - Le jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: essai de coordination. Cuad. Geol. ibér., t. II pp. 91-110.

Los ensayos de complexometría, han dado un - -
81,2% de dolomita y un 18,5% de calcita.

Las pruebas de calcimetría, porcentajes de - -
CO₃Ca que oscilan entre 70,6% y 74,5% en las muestras estu-
diadas.

Al techo se observa una brecha, al parecer sinse-
dimentaria, con: cantos angulosos de dolomicrita amarillenta,
envueltos por una matriz de dolomía beige oscuro de grano me-
dio a grueso. El tamaño de los cantos llega a superar los 6 -
cm.

- b) 7 metros de una alternancia de dolomicritas finamente estrati-
ficadas, y bancos más gruesos de dolomía de grano medio. Co-
lores respectivos, amarillo claro y beige oscuro.

Se ensaya por complexometría un nivel de dolomi-
crita, resultando un 88,6% de dolomita y un 12,6% de calcita.

- c) Secuencia de dolomías microcristalinas. 90 metros aproxima-
damente de dolomicritas finamente estratificadas en bancos de
0,1 a 0,6 metros, prevaleciendo los más delgados. Color ama-
rillento, y pátina de aspecto arcilloso debido, fundamentalmen-
te, a la meteorización superficial.

Se intercalan, además otros bancos de 0,5 a 2 -
metros de dolomías de grano medio.

Al techo, un nivel de dolomía de grano grueso -
meteoriza dando un falso "aspecto arenoso". En el mismo te-
cho, se observa una bella superficie ferruginosa "hard-
ground".

En el muro un ensayo de calcimetría ha proporcionado -
un 84% de CO₃Ca. En la parte media, otro ensayo ha dado -
un 96,1% de CO₃Ca. En el nivel dolomítico de aspecto areno-
so, próximo al techo, un 60,7% de CO₃Ca.

Un ensayo de complexometría en el mismo nivel de la par-
te media del conjunto, ha dado un 95,3% de dolomita y un 2,7
% de calcita.

2) Conjunto calizo margoso superior (Senonense)

Sobre el "hard-ground" anterior faltan, por lagu-
na estratigráfica las calizas que se atribuyen al Coniacense. -
Estas calizas están representadas por unos cientos de metros -
al N. del presente corte.

SANTONIENSE

Tramo 1. - 3 metros de margas blanco-amarillentas y verdosas. Re

- AZEMA, J. (1971). - Le jurassique dans la partie orientale de zones externes des cordilleres bétiques: le prebetique de Cieza a Alicante. Cuad. Geol. Iber. Vol. 2, pp. 111-124.
- AZEMA J (1971). - Nouvelles données sur le Crétacé prebetique entre Cieza et Salinas (Provinces d'Alicante et de Murcie, Espagne). Bull. Soc. Géol. Fr. (en impression).
- BARTHEL K. W., CEDIEL F., GEYER O. F. et REMANE J. (1966). - Der subbetische Jura von Cehegin (Provinz. Murcia, Spanien). Mitt. Bayer. Staatssmal. Paläont. hist. Geol., VI, p. 167-211, 3 fig.
- BISQUE, R. E. (1961). - Analysis of carbonate rocks for calcium, magnesium, iron, and aluminium with EDTA. Jour. Sed. Petrol. t. 31, pp. 113-122.
- BISSEL, H. J. y CHILINGAR, G. V. (1967). - Classifications of sedimentary carbonate rocks. Carbonate rocks. Edit. Elsevier. series "Developments in Sedimentology". t. 9 A. pp. 87-168.
- BLUMENTHAL M. (1930). - Beiträge zur Geologie der betischen Kordilleren beiderseits des Rio Guadahorce. Ecl. Helv., XXIII, pp. 41-293.
- BLUMENTHAL, M. (1931-33). - Das Westede des Betikums nördlich dem "Campo de Gibraltar". Geol. des chain. bet. et. subb. Nº 2, pp. 1-44.
- BRINKMANN R. (1931). - Betikum und Keltiberikum in Südostspanien Beitr. Geol. Westl. Medit. Gebiete, Nº 6, pp. 749-855.
- BRINKMANN R. y GALWITZ, H. (1933). - "El borde externo de las Cadenas Béticas en el sureste de España" vol. V. pp. 167-290 Madrid, 1950. (Inst. "Lucas Mallada" de Inv. Geol.)
- BULAR P. F. (1971). - La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur le bord nord-est des chaînes ibériques. Cuad. Geol. ibér., t. II.
- BUSNARDO R., DURAND DELGA M. et FALLOT (1958). - Le contact frontal du Subbetique entre le massif du Revolcadores et la Sierra Sagra (Provinces de Grenade et de Murcie, Espagne). C.R.Ac.Sc., t. 246, pp. 2320-2325.

siduo de levigación, formado por "trozos" de caliza arcillosa débilmente arenosa.

Se determinan tubos de Algas y restos de Equinodermos.

Se han recogido dos ejemplares de Equinocorys vulgaris (EIREYN), y restos de Ammonites

CAMPANIENSE

Tramo 2. - 5-8 metros de calizas "astillosas", con pátina arcillosa. - Textura de biomicritas. Se determinan: Equinodermos, La géridos, Rotalia sp., Pithonella ovalis (KAUFMANN), Pithonella sphaerica (KAUFMANN), Globotruncana sp., Globotruncana ventricosa (WHITE), Globotruncana stuartiformis (DALBIEZ), Minouxia sp., Rugoglobigerina sp., y abundantes restos (macrofauna) de Inoceramus sp. y Ammonites mal conservados.

MAESTRICHTIENSE

Tramo 3. - 25-30 m. de calizas "astilloso-nodulosas", mal estratificadas, litológicamente afines a las anteriores. Textura de biomicritas. Contienen Equinodermos, Pithonella ovalis -- (KAUFMANN), Pithonella sphaerica (KAUFMANN), Globotruncana ex. gr. stuarti (LAPPARENT), Globotruncana aff. bulloides (VOGLER), Gl. aff. elevata (EROTZEN), Globotruncana aff. lamellosa (SIGAL), Globotruncana sp., Textuláridos, Arenáceos, Heterohelix -- sp. y Heterohélix globulosa (EHREMBERG).

Tramo 4. - 2 metros de margas verdes, con meteorización amarillenta. Residuo de levigación formado por trozos de marga.

Se determinan, Equinodermos, Gaudryina aff. navarroana (CUSHMAN), Marssonella turris (HERON-ALLEN y EARLAND), Spiroplectammina aff. excolata (CUSHMAN), Gaudryina supracretácea y Gavelinella danica (?) (EGSMARR).

Sobre el tramo 4, viene la serie del Paleoceno s. I. que se describe en el apartado V. IV. 2. A.

- BUSNARDO R. et FONTBOTE J. M. (1958). - Le chevauchement du Subbétique au Sud de Jaén (Andalousie). C.R.Ac. Sc., t. 247, pp. 1366-1368.
- BUSNARDO R. et DURAND DELGA M. (1960). - Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante). B.S.G.F., 7 ser., II, pp. 278-287.
- BUSNARDO R. (1960). - Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). B.S.G.F., (7), II, pp. 324-329, 2 Fig.
- BUSNARDO R. (1960-1962). - Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie). Livr. Mem. Prof. Paul Fallot, Mém. hors-sér. S.G.F., I, pp. 189-198.
- BUSNARDO R. (1964). - Hypothèse concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaén-Grenade (Andalousie). Geol. Mijn. 43, pp. 264-267, 1 Fig.
- BUSNARDO R., CHAMPETIER Y., FOURCADE E. et MOULLADE M. (1968). - Etude stratigraphique des faciès à Orbitolinidae et à Rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne). Geobios. Fac. Sc., Lyon, N^o. 1, pp. 165-185.
- CAILLEUX, A. y TRICART, J. (1963). - Inicición a l'étude des sables et galets. Centre de Documentation Universitaire. 3 Vol. Paris.
- CANEROT J. (1967). - Découverte de l'Albien marin et paléogéographique de Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). C.R. somm. S.G.F., fasc. 5, pp. 182-183.
- CANEROT J. (1969). - La question de l'"Utrillas" dans le domaine ibérique (Espagne). C.R. somm. S.G.F., fasc. 1, pp. 11-12.
- CANEROT J. (1969). - Sur le Crétacé inférieur de la région de La Peñagolosa, Chodos et Vistabella de Maestrazgo (Prov. de Castellón, Espagne). C.R. somm. S.G.F., fasc. 6, pp. 209-211.

- CHAMPETIER Y. (1965). - Coupe de Jurassique supérieur de l'anticlinal d'Oliva (Province de Valence, Espagne). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 261, pp. 1354-1357.
- CHAMPETIER Y. (1967). - Estudio del Jurásico y del Cretácico de la Sierra de Fontanells (Provincia de Valencia). Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España, Nº 99-100, pp. 135-176.
- CHAMPETIER Y. (1967). - Le Crétacé terminal et le Tertiaire de la Sierra del Mediodia (Province d'Alicante, Espagne), C.R. Acad. Sc. Paris, t. 264, pp. 1683-1685.
- CHAMPETIER Y. (1967). - Le Crétacé supérieur de Massif de Corbera (Province de Valence, Espagne), présence de faciès saumatres et d'accumulations détritiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 265, pp. 396-399.
- CHAMPETIER Y. et FOURCADE F. (1966). - A propos de Cladocoropsis mirabilis FELIX dans le Jurassique supérieur du Sud-Est - de l'Espagne. Estudios Geológicos, Inst. "Lucas Mallada" - España. Vol. XXII, pp. 101-111.
- CHAMPETIER Y. et MOULLADE M. (1968). - Sur la présence de Barémien et l'Aptien à Orbitolinidae dans la partie septentrionale de la feuille d'Alcira (Prov. de Valence, Espagne). C.R. somm. S.G.F., fasc. 1, pp. 12-14
- CHAMPETIER Y., MOULLADE M. (1970). - Corrélations des facies à Orbitolinidae a l'Est de Rio Albaida, Province de Valence et d'Alicante (Espagne). Conséquences stratigraphiques, paléoécologiques et paleogéographiques. Bull. Soc. Géol. Fr. 7^e ser., pp. 765-773.
- CHAUVE (1967). - Etude géologique de Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). Tésis Paris. Mem. Inst. Geol. y Min. Esp. t. LXXX, 377 p.
- CHAUVE P., DIDON J., MAGNE J. y PEYRE Y. (1964). - Mise au point des phénomènes tectoniques majeurs, dans les Cordillères bétiques occidentales. Geol. Mij., 43, pp. 273-276, 1 fig.

V. III. 3. 3. C. - LA SERIE EN LA SIERRA DEL ZACATÍN.

La sierra del Zacatín se situa inmediatamente al Norte del poblado de El Sabinar, y al Sur de la Sierra de la Umbría de la Mata (Fig. 50).

La Serie es litológicamente semejante a la definida anteriormente en la Sierra de la Umbría de la Mata, con la diferencia de un menor espesor de las calizas y margas del Senonense.

Afloran sólo los materiales del Cretácico superior, sobre los que viene una serie del Eoceno de espesor moderado.

En el Cretácico superior faltan, al igual que en la Sierra de la Umbría de la Mata, las calizas masivas del Coniaciense, que no reaparecen ya hacia el Sur.

CRETACICO SUPERIOR

El corte del mismo se realiza de Norte a Sur, siguiendo por el camino de Letur a Sabinar, que atraviesa esta Sierra entre el Collado de Letur (1.413 m.) y el Majal Alto (1.442 m.)

C1) Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense

Presenta la misma litofacies que en la serie anterior por lo que se abrevia su descripción.

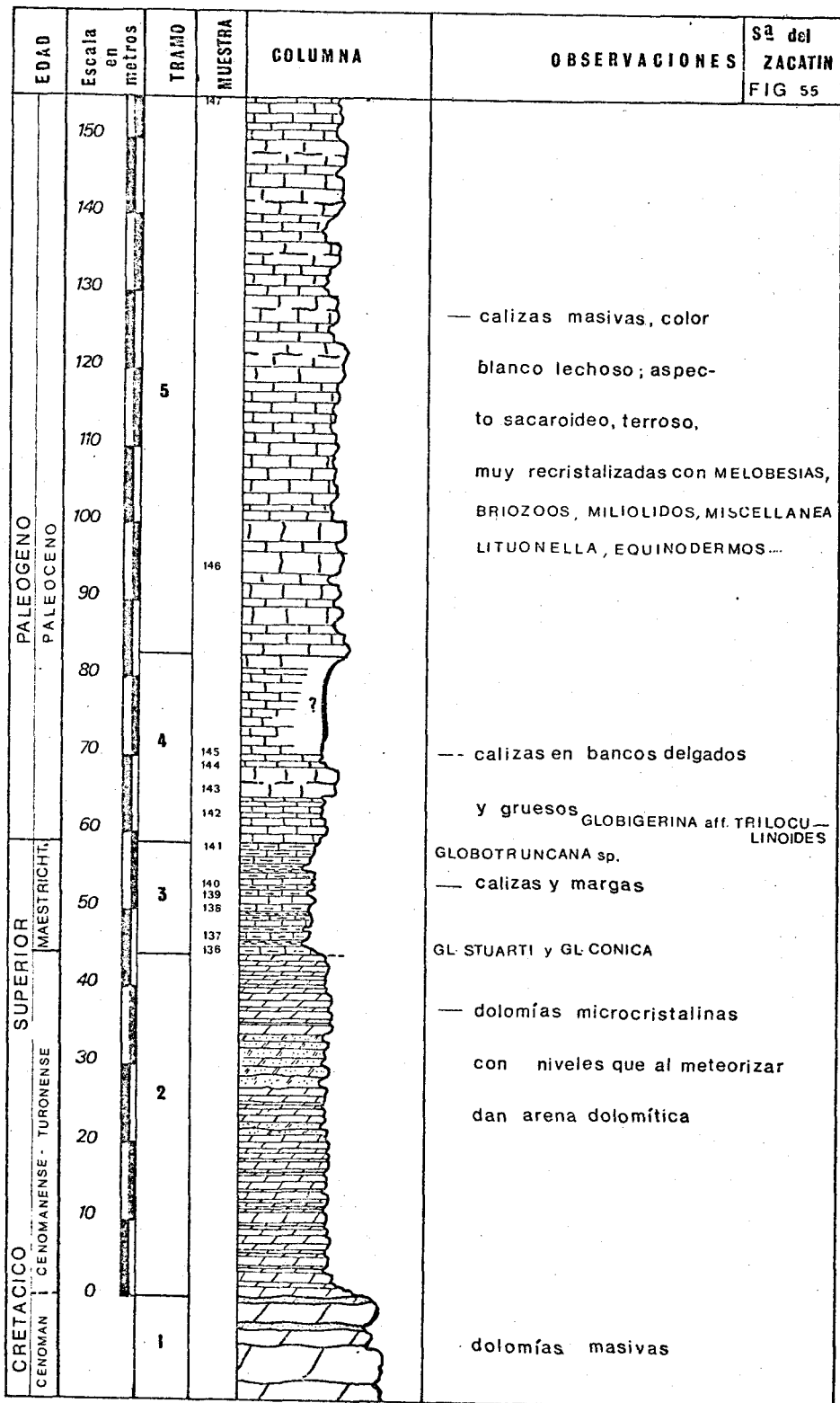
Interesa destacar, únicamente, que la secuencia de dolomías microcristalinas del techo del complejo no supera aquí los 45 metros de espesor, lo que supone la mitad de potencia con respecto a la serie anterior. Recuérdese que en la Sierra de la Muela, inmediatamente al E. de las dolomías de grano fino faltan en su totalidad, al igual que todo el Senonense (V. III. 3. 3. A)

C2) Conjunto calizo margoso - superior (Maestrichtiense)

En la Sierra del Zacatín, la laguna estratigráfica se hace más extensiva que en la Sierra de la Umbría de la Mata, donde faltaban las calizas del Coniaciense pero el Senonense era más completo.

En este caso, además de las calizas masivas del Coniaciense, faltan las margas del Santoniense, y el Campaniense calizo margoso.

Por el contrario, el Maestrichtiense, muy bien desarrollado, se dispone ~~perpendicularmente~~ sobre el complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense.



- COLOM G. (1943). - Foraminíferos de las margas burdigalienses de la Sierra de Cazorla. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XLI, pp. 409-424.
- COLOM G. et RANGHEARD Y. (1966). - Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. Rev. Micropaleont., vol. IX, N^o 1, pp. 29-36.
- COMBES P. J., GLACON G., GRAMBAST L. (1966). - Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Ouest de Maestrazgo (Espagne). C. R. somm. S.G.F., fasc. 10, pp. 390.
- CUVILLIER J. BASSOULLET J.P. et FOURCADE E. (1969). - Coprolithes de Jurassique et du Crétacé d'Espagne et de quelques autres régions. Rev. Micropaléont., vol. 11, N^o 4, pp. 183-190.
- DABRIO, C. J. (1970). - Bosquejo estratigráfico sobre la región de El Trancó - Pontones Santiago de la Espada (Zona Prebética, Prov. de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada, T. 1, N^o 3.
- DABRIO, C. J. y LOPEZ GARRIDO A. C. (1970). - Estructura en escamas del sector Noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la depresión del Guadalquivir (Prov. de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada, T. 1, N^o 3.
- DABRIO, C. J. (1972). - Geología del Sector del Alto Segura. Zona Prebética, Tesis Universidad de Granada, 388 páginas.
- DARDER-PERICAS B. (1945). - Estudio geológico del Sur de la Provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. Bol. Inst. Geol. Min. España, Madrid, t. LVII, N^o 1, pp. 1-304, t. LVII, N^o 2, pp. 307-775.
- DE BOOY T. y EGELER C.G. (1961). - Remarks on the tectonic position of the Betic of Malaga in SE Spain and on its relation to the Subbetic. Geol. Mijn., 40, p. 79.

El Maestrichtiense, compone el tramo 3 de la presente serie, con las siguientes características (Fig. 55)

- 15 metros de calizas margocalizas y algunos niveles de margas. Se distinguen, de muro a techo:

- a) 6 metros de calizas y margocalizas, intercalando dos niveles de margas verde-amarillentas. Las calizas presentan textura de biomicritas. Se determinan, Equinodermos, Pithonella sphaerica KAUFMANN, P. ovalis KAUFMANN, Globotruncana stuarti LAPPARENT, Globotruncana conica WHITE, Textuláridos, Rotalina cayeuxi DE LAPPARENT, Arenáceos, Planoglobulina sp. y Lagénidos, y Heterohelix globulosa EHREMBERG.
- b) 4 metros de calizas más o menos arcillosas, sin margas. -- Textura de biomicritas. Se determinan, Radiolarios, Equinodermos, Pithonella sphaerica KAUFMANN, P. ovalis KAUFMANN, Lagénidos, Globotruncana sp. y Heterohelix sp.
- c) Un nivelito de margas arenosas, cuyo residuo de levigación está formado casi en su totalidad por cuarzo. No se observan restos fósiles.
- d) 8 metros de calizas débilmente arcillosas y arenosas, intercalando algunas pasadas muy delgadas de margas verdes. -- Las calizas de los 5 metros inferiores presentan estructura "astilloso-subnodulosa". Las calizas de los metros superiores, sin margas, forman una serie litológica en apariencia continua con las calizas del Paleoceno. Se presentan bien estratificadas, en bancos de 0,2 a 0,4 metros, y contienen aún microfauna del Maestrichtiense. Se determinan Equinodermos, Anomalínidos, Lagénidos, Arenáceos (Navarella sp. ?), Globotruncanas y Textuláridos.

Sobre este último episodio viene la serie del Paleoceno que se describe en el apartado V. IV. 2. C.

V. III. 3. 3. D. - RASGOS GENERALES EN EL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL

JURASICO CON PASO AL CRETACICO

Aflora sólo en su parte extrema superior, donde resulta muy problemática la separación entre el Portlandiense, Berriasiense y Valanginiense inferior. Este conjunto está representado por una serie de calizas ricas en Algas (80 m.) seguido de calizas fuertemente arenosas con estratificación cruzada, "gravelosas" y con ooliti-

- DEKKER L., VAN ROOIJEN P. y SOEDIONO H. (1966). - On the occurrence of oolitic limestones, intercalated in pelagic Aptian-Albian marls in the Subbetic WNW of Lorca (Prov. Murcia-Spain). Geol. Mij. 45, pp. 301-309.
- DE ROEVER W. P., EGELER C. G. y NIJHUIS H. J. (1961). - Nota preliminar sobre la geología de la llamada zona mixta tal como se desarrolla en el extremo este de la Sierra de los Filabres (SE de España). Not. Com. Inst. Geol. Min. España, No. 63, pp. 223-232.
- DIDON J., DURAND DELGA M., FONTBOTE J.M., MAGNE J. y PEYRE Y. (1964). - El Oligoceno del Bético de Málaga. Not. y Com. Inst. Geol. y Min., No. 61, pp. 115-130.
- DUPLAIX, S. (1958). - Déterminations microscopique des minéraux des sables. Librerie Polytech. ch. Béranger. Paris.
- DUPUY de LOME E. et GOROSTIZAGO J. (1930). - Memorias y Hojas geológicas a escala 1/50.000 de Hellín Nº 843, Peñas de San Pedro No. 816. I.G.M.E.
- DUPUY de LOME E. (1955) a 1961). - Memorias y Hojas geológicas a escala 1/50.000 Caudete Nº 819, Almansa Nº 793, Navarrés Nº 769, Ontur Nº 844. I.G.M.E.
- DUPUY de LOME E. y SANCHEZ LOZANO R. (1956). - El sistema cretáceo en el Levante Español. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, t. LVII, El Cretáceo en España, pp. 201-255.
- DUPUY de LOME y MARIN de LA BARCENA A. (1962). - Mapa geológico de España, Hoja Nº 890, Calasparra (Albacete - Murcia). Inst. Geol. Min. España.
- DURAND DELGA M. (1960). - Introduction à la séance sur les cordillères bétiques. Bull. S.G.F., 7 ser., t. II, pp. 263-266.
- DURAND DELGA M. (1966). - Titres et travaux scientifiques, Paris. Impr. Priester, 43 pp.

tos en ciertos niveles (35 m.). Sigue en la serie un tramo de calizas, intramicritas e intraesparitas (60 metros), que en su parte media contienen un nivel con Charophyceas ("facies de agua dulce"). Coronando la serie, unas calizas ricas en Ostreas, Braquiópodos y raros Ammonites (Neocraspedites sp.). El ambiente de depósito pasa de marino restringido en el Fortlandiense, a marino nerítico y pelágico sucesivamente, en el Berriasiense-Valanginiense.

CRETACICO INFERIOR

El Neocomiense, se inicia probablemente hacia la parte media del conjunto anterior. Seguidamente vienen 40 metros de margas con algunos niveles ricos en Ammonites, que datan a 10 m. del muro el Haute-riviense inferior, y a 20 metros del techo el Hauteriviense superior conteniendo también faunas del Valanginiense por sedimentación.

Estas margas son micáceas, arenosas, y con trozos de lignito disperso hacia la mitad superior, y abundante glauconia.

Próximo al techo comienzan a observarse trozos — mal conservados de Equinodermos. El ambiente de depósito pasa de nuevo de pelágico a nerítico.

Barremiense, está constituido, probablemente, por unos 45 metros de calizas, frecuentemente oolíticas en su parte inferior y media, y muy arenosas al techo. Los Foraminíferos son escasos.

El paso del Barremiense al Aptense basal, está representado en los 80 metros aproximadamente que siguen en la serie. Este conjunto es fundamentalmente calizo, pero intercala también ciertos niveles de areniscas silíceas y de margas. En la base existen algunos niveles ricos en Charophíceas ("facies de agua dulce"). Predominan las Algas sobre los Foraminíferos bentónicos. Al techo, comienzan a proliferar los Orbitolínidos, indicando ya un Barremiense superior-Aptense basal muy probable.

Aptense. Esta constituido por algo más de 200 metros de calizas y calizas arenosas, intercalando también importantes niveles de arenas y areniscas silíceas, así como margas arenosas. La proliferación de estos terrígenos aumenta hacia la parte media y superior.

Los 50 metros de base pertenecen al Bedouliense inferior. No ha sido posible fijar con precisión el límite Bedouliense-Gargasiense. Los Orbitolínidos, muy abundantes, han permitido — cierto grado de precisión cronoestratigráfica. Las Algas abundan — también en ciertos niveles.

El Aptense inferior (Bedouliense) no parece superar en mucho los 100 metros de espesor, ésto es, aproximadamente el mismo que en Benizar, 3 km. al N. de La Muela. Por el contrario, el conjunto

- DURAND DELGA M. et MAGNE J. (1958). - Données stratigraphiques - et micropaléontologiques sur le Nummlitique de l'Est des Cordillères bétiques (Espagne). Rev. Micropaléont., vol. 1, N° 3, pp. 155-175.
- DURAND DELGA M. et MAGNE J. (1960). - Une coupe du Tertiaire prébétique de Benitachell (Prov. d'Alicante, Espagne) Bull. S.G.F., 7 ser., t. II, pp. 302-307.
- EGELER C. G. (1963). - On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). Geol. Rundsch., 53, pp. 260-269, 3 fig.
- EGELER C. G. y BOOY T. (1960-62). - Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Malaga dans le Sud-Est des Cordillères bétiques avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Malaga et Subbétique. Livr. Mem. Prof. Paul Fallot, Mem. S.G.F., I, pp. 155-162.
- FALLOT P. y JEREMINE E. (1929). - Sur la présence d'une variété de Jumillite aux environs de Calasparra (Prov. de Murcia) C.R.Ac.Sc., Paris, t. 188, pp. 800-802.
- FALLOT P. y JEREMINE E. (1932). - Remarque sur une variété nouvelle de Jumillite et sur l'extension des laves de ce groupe. C.R. Congr. Soc. Sac., Paris, sect. pp. 109-121.
- FALLOT P. (1928). - "Sur la partie central des Sierras de Segura (Andalousie). Comptes Rendues Ac. Sc. Paris, t. 186, pp. 157-159.
- FALLOT P. (1928). - La limite septentrionale des charriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura. C.R.Ac.Sc., t. 187, p. 1150-1152.
- FALLOT P. (1928). - Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. III. Observations sur la géologie des environs de Cazorla (Prov. de Jaén). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXVIII, pp. 273-288 y pp. 321-345.
- FALLOT P. (1930). - Etat de nos connaissances sur la structure de Chaînes bétiques et subbétiques. Livr. Jub. S.G.F., pp. 279-305.

Aptense superior-Albense es aquí menos potente que en Benizar.

En la Muela y en Benizar, el espesor del conjunto - del Cretácico inferior es considerablemente menor que en Peñarrubia y aún siendo también fuerte la subsidencia general.

Al contrario que en Peñarrubia, en el Aptense inferior la subsidencia es mucho menor. Recuérdese que en Peñarrubia - el Aptense inferior, por sí solo, iguala o supera el espesor del conjunto Aptense-superior-albense. Aquí sucede todo lo contrario. Sobre - las causas de esta subsidencia diferencial en la cuenca, se insistirá - en el capítulo de Paleogeografía e Historia Geológica.

El Aptense superior-Albense, al igual que en las series más septentrionales del Cretácico inferior, predominan las arenas y margas arenosas sobre las calizas con Orbitolfnidos y Algas. El ambiente de depósito - de los episodios arenosos, refleja siempre una marcada influencia fluvial, en todos los términos litoestratigráficos del Cretácico inferior. Tal se deduce de los ensayos de granulometría y curvas acumulativas.

CRETACICO SUPERIOR

El Cretácico superior aparece siempre más o menos incompleto en el Sector Centro-Meridional.

En efecto:

- Al SE. del Sector, en la Serie de la Sierra de la Muela, - falta el conjunto de la serie del Coniaciense y Senonense. El Paleoceno se ha depositado directamente sobre las dolomías masivas de base - del complejo dolomítico, faltando también las dolomicritas superiores del mismo.

- En la Sierra de la Umbría de la Mata, al Oeste del Sector faltan únicamente las calizas masivas blancas del Coniaciense. Entre las dolomicritas del techo del Complejo dolomítico Cenomanense-Turgonense y las margas santonienses, se constata la presencia de un - -- "hard-ground". El Santoniense se compone sólo de 3 m. de margas - con Equinodermos y escasos Ammonites. El Campaniense no supera en mucho los 5 m. de espesor, lo que supone una considerable disminución de potencia con respecto a las series del Sector que se sitúa inmediatamente al N. (Sierra de la Angula y Sierra de los Estepares). Se compone de biomicrocritas con Pithonellas, Globotruncanas y restos de Ammonites. La influencia pelágica, a pesar de su menor espesor, es mayor que en las series más septentrionales.

- FALLOT P. (1932). - Essai de définition de traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. Bull. S.G.F., 5, II, pp. 535-542.
- FALLOT P. (1934). - Sur les connexions de la Chaîne ibérique. Bolt. Inst. Cat. Hist. Nat., Barcelone, vol. XXXIII, No 8-9, pp. 382-387.
- FALLOT P. (1943). - L'Urgonien de la Sierra Mariola (province d'Alicante). C.R.Acd.Sc. Paris, t. 216, pp. 71-72.
- FALLOT P. (1943). - El sistema cretácico en la Cordilleras béticas. Mem. Inst. "Lucas Mallada". C.S.I.C., Madrid, 110 pag.
- FALLOT P. (1944). - Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie. B.S.G.F., (5), XIV, pp. 11-28.
- FALLOT P. (1944). - Sur le rôle des ablations basales dans la nappe subbétique. C.R.Ac.Sc., t. 218, pp. 240-241.
- FALLOT P. (1945). - Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadina Menor. Publicaciones del C.S.I.C., pp. 707.
- FALLOT P. (1948). - Les Cordilleres Bétiques. Est. Geol. Madrid, No 8, pp. 83-172.
- FALLOT P. (1959). La géologie profonde du bassin de Pô et le mystère de celui du Guadalquivir. Est. Geol., p. 155-162.
- FALLOT P. (1960). - Résumé des leçons données en 1959 - 1960 (dernier coup d'oeil sur la Méditerranée occidentale). Ann. Collège de France, IX, pp. 93-110.
- FERNANDEZ RUBIO R., SAAVEDRA J. L., ESTERAS M. y ESNAOLA J.M. (1966). - Hallazgo del Muschelkalk al norte del Embalse de Talave (Albacete). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., secc. geol., 64, pp. 123-127.

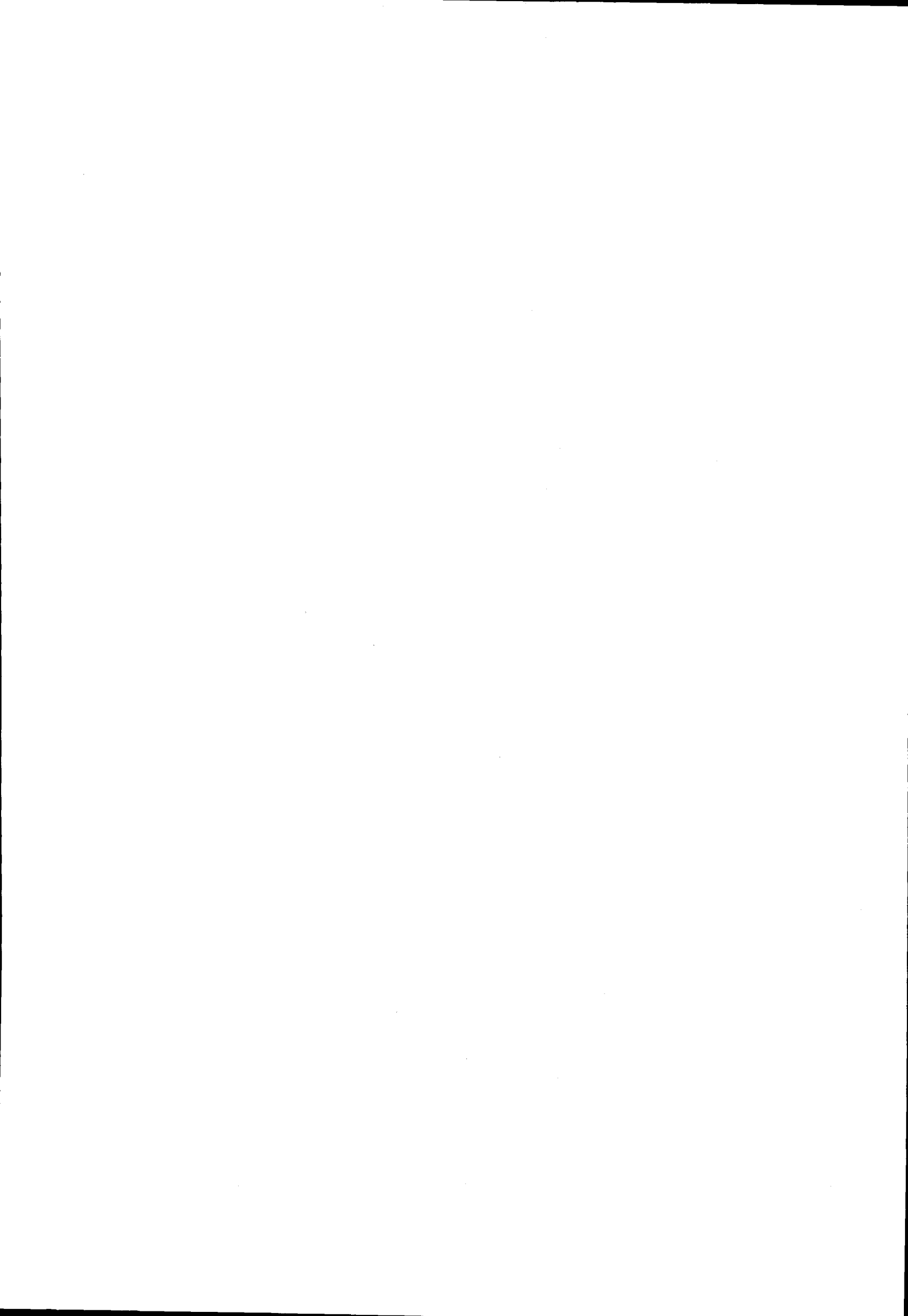
El Maestrichtiense está muy bien representado, con Pithonellias, Globotruncanas y escasos Ammonites en calizas con textura de biomicritas arcillosas y margas al techo. Su espesor es del orden de 25-30 metros.

Solamente dos kilómetros al S. de la Sierra de la Umbría de la Mata, en la Sierra del Zacatín, varía considerablemente la composición de la serie. Además de las calizas del Coniaciense, -- faltan en esta ocasión las margas del Santoniense y las biomicritas -- del Campaniense. Al mismo tiempo, el Maestrichtiense reduce su espesor en no más de 10-15 metros.

Considerando todos estos hechos, se deduce que la laguna estratigráfica manifiesta en el Sector Centro-Meridional durante el Cretácico superior, se acentúa de Norte a Sur, y más aún de Nordeste a Sureste. La zona axial del "umbral" que había procurado estos acontecimientos, pasaría por el flanco sur de la Sierra de la Muñeta, en dirección probablemente NE-SO.

No obstante, la falta actual de estos sedimentos, parece comprobado que hubo depósito y posterior erosión de los mismos, al menos en cierta parte de la superficie que comprende la laguna estratigráfica. Así lo confirma, sin duda, el siguiente hecho: en las -- margas del Paleoceno de la Unidad Prebética meridional (Sierra de la Puerta, apartado V. IV. 4. B), he podido localizar cantos y hasta -- bloques senonenses con la microfacies y microfauna propia de la serie en el Sector Centro-Meridional. Es más, se deduce que el proceso de erosión de los sedimentos que faltan, se produjo casi inmediatamente después del depósito, durante el Paleoceno inferior. Junto con los cantos senonenses en el Paleoceno de la Sierra de la Puerta, puede localizarse un bloque de dolomita de grano medio, posiblemente procedente del complejo dolomítico Cenomanense-Turonense del Sector Centro-Meridional;

- FERNEX F., MAGNE J. et MONGIN D. (1967). - The paleogeography of the eastern betic ranges of southern Spain, during the Cenozoic. Syst. Ass. Publ. No 7, Aspects of the tethyan biogeography, Adams and Ager, pp. 239-246.
- FERNEX F. y MAGNE J. (1969). - Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques orientales (Espagne meridionale). Bol. Geol. y Min. de Esp., LXXX, pp. 203-211, 2 fig.
- FOLK R. L. (1959). - A practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 43, No 1, pp. 1-38.
- FONBOTE J. M. (1965). - Las Cordilleras Béticas. La Depresión del Guadalquivir. En "Mapa Geológico de España y Portugal". Not. Expl. Edit. Paraninfo.
- FONTBOTE J. M. y GARCIA DUEÑAS V. (1968). - Essai de systematisation des unités subbétiques alloctones dans le tiers central des Chaînes bétiques. C.R.Ac.Sc., t. 266, pp. 186-189.
- FONTBOTE J. M. (1970). - Sobre la Historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. Cuad. Geol. Univ. Granada. T-I, No 1, pp. 71-78.
- FONTBOTE J. M. JULIVER, M. y RIBEIRO P. (1972) Explication de la Carte Tectonique d'Europe (2ª Edición). II Parte, 8p.
- FOUCAULT A. (1960a). - Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). C.R.Ac.Sc., t. 250, pp. 2038-2040.
- FOUCAULT A. (1960b). - Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huéscar (Prov. de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique. B.S.G.F., (7), II, pp. 318-321, 2 fig.
- FOUCAULT A. (1960-1962). - Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Province de Grenade, Espagne) Livr. Mém. Prof. P. Fallot, pp. 175-181.



- FOUCAULT A. (1964). - Sur les rapports entre les zones prébé-
tiques et subbétiques entre Cazorla (Prov. de Jaen)
et Huescar (Prov. de Grenade, Espagne). Geologie
Mijnb., t. 43 Jaargang, pp. 268-272.
- FOUCAULT A. (1965). - Les rapports entre le Subbétique et le
Prébétique dans la partie centrale de la province
de Jaén (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t. 260,
pp. 4354-4357.
- FOUCAULT A. (1965). - Mouvements tectoniques d'âge paléocré-
tacé dans la région du Haut-Guadalquivir (Prov.
de Jaén, Espagne). B.S.G.F. (7), VII, pp. 567-
570.
- FOUCAULT A. (1966). - Le diapirisme des terrains triasiques
au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique
de NE. de la Province de Grenade (Espagne méri-
dionale). Bull. S.G.F., 7 t. VIII, pp. 527-536.
- FOUCAULT A. (1971). - Etude Géologique des environs des sources
du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenade,
Espagne méridionale). Fac. Sc. de Paris Tésis,
633 pág.
- FOURCADE E. (1964). - Observations sur quelques formations,
"wealdiennes" de la prov. d'Albacete (Espagne)
C.R. somm. S.G.F., fasc. 9, pp. 370-371.
- FOURCADE E. (1965). - Observations sur le Crétacé du Nord de
Jumilla (Province de Murcie, Espagne). C.R. somm.
S.G.F., fasc. 6, pp. 208.
- FOURCADE E. (1966). - Sur le Jurassique supérieur et le Cre-
tacé inférieur de l'anticlinal de las Puntillas
(Province de Murcie, Espagne). C.R. somm. S.G.F.,
fasc. 2, pp. 61.
- FOURCADE E. (1966). - Note préliminaire sur l'évolution de quel-
ques facies de Jurassique supérieur de l'Est de
la Prov. d'Albacete (Espagne). C.R. somm. S.G.F.,
fasc. 5, pp. 182.
- FOURCADE E. (1967). - A propos de quelques facies non marins
du Crétacé inférieur de la région d'Albacete-
Almansa (Sud-Est de l'Espagne). C.R. somm.
S.G.F., fasc. 5, pp. 200.

CRETACICO

UNIDAD INTERMEDIA
de la
SIERRA DE LA PUERTA
o
(PREBETICO MERIDIONAL)

- FOURCADE E. (1967). - Données nouvelles sur le Crétacé inférieur du Nord-Est de la Cordillère bétique (Espagne). Accad. Naz. Lincei rend. clas. Sc. Fis., Mat., e Nat., fasc. 6, ser. VIII, vol. XLII, pp. 842-851.
- FOURCADE E. (1968). - Nouvelles données sur le Jurassique et le Crétacé de Caroch (Prov. de Valence, Espagne). C.R.Acad. Sc., Paris, t. 266, pp. 857-860.
- FOURCADE E. (1970). Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne). Tesis doctoral, Fac. Sc. de Paris, 427 pag.
- FOURCADE E., JEREZ MIR L., JAFFREZO M, RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1972). - El Jurásico terminal y el Cretácico inferior Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con Foraminíferos del Albense-Aptense del Sureste de España. Rev. Esp. Microp. Nº. Extr. 30º Aniv. Empr. Nac. Adaro.
- FOURCADE E. y JEREZ MIR, L. (1972). - El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarrubia (Zona Prebética, Prov. de Albacete). Rev. Esp. Microp. (en prensa).
- GARCIA DUEÑAS V. (1966). - Individualización de diversas unidades alóctonas en la Zona Subbética (transversal de Granada), Acta. Geol. Hisp., I, Nº 3, pp. 11-14.
- GARCIA DUEÑAS V. (1967a). - Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. Not. Com. Inst. Geol. Min España, Nº 101-102, pp. 73-100.
- GARCIA DUEÑAS V. (1967b). - Geología de la Zona Subbética al N. de Granada. Tesis. Univ. de Granada.
- GARCIA DUEÑAS V. (1969). - Les unités alloctones de la Zone Subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), XI, pp. 211-222.
- GARCIA-RODRIGO B. (1968). - Estudio geológico de la zona prebética al norte de Alicante. Tesis, Univ. de Granada, 456 p.



- GONZALEZ DONOSO J. M. (1968). - Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocenos de la Depresion de Granada. Acta Geol. Hisp. t. 3º, pp. 73-77.
- GONZALEZ DONOSO J. M. y LOPEZ GARRIDO (1970). - Afloramientos miocenos de la Hoja de Orcera (Zona Prebética, Prov. de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada., t-1, Nº 3.
- GONZALEZ DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J. A. (1971). - Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. Cuad. de Geol. Iber. Vol. 2, pp. 55-90.
- HOTTINGER, L. (1963). - Quelques foraminifères porcelanés oligocènes dans la série sédimentaire prebétique de Moratalla (Espagne méridionale). De Eclog. Geolog. Helvet. Vol. 56, Nº 2, pp. 963-927.
- JEREMIE, E. y FALLOT, P. (1929). - Sur la présence d'une variété de jumillite aux environs de Calasparra (Prov. de Murcia). Comptes rendus des seances de l'Académie des Sciences. t. 188, pp. 800-802.
- JEREZ MIR, L. (1964). - Geologia entre Algarinejo y Zagra (Zona Subbética, Prov. de Granada). Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. (Inédito).
- JEREZ MIR, L., ESNAOLA GOMEZ J. M., RUBIO SUSAN V. (1967). - Estudio Geológico de la Provincia de Guipuzcoa. Publicado en 1971. Mem. I.G.M.E., t. 79; 2 Vol.
- JEREZ MIR, L., ESNAOLA GOMEZ J.M. (1969). - Estudio Geológico de la Provincia de Logroño. Mem. del I.G.M.E. (en prensa).
- JEREZ MIR, L. (1971). - Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la Zona Prebética en la region de Isso - Elche de la Sierra y Moratalla. Bol. Geol. y Min., LXXXII, pp. 117-131.
- JEREZ MIR, L. (1971). - Ensayo de correlación de las series mesozoicas y terciarias en la Zona Prebética entre Hellin y Moratalla. IV. Jorn. Nac. II. Intern. Min. - Metal. Cartagena (Murcia). Public. Asoc. Ing. Min. (en prensa).

V. III. 3. 4. - LA SERIE DE LA SIERRA DE LA PUERTA O SECTOR MERIDIONAL DEL DOMINIO PREBETICO INTERNO

V. III. 3. 4. A. - CONSIDERACIONES SOBRE LA SIERRA DE LA PUERTA EN EL CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL, Y ANTECEDENTES SOBRE LAS SERIES PREBETICAS MAS INMEDIATAS.

La Sierra de la Puerta ha sido estudiada recientemente por J. Paquet (1969, pag. 81-85), quien la denomina "unidad intermedia" o Prebético Meridional. No obstante, los estudios de detalle de la Tesis de este autor se ciñen fundamentalmente al Subbético en la transversal de Sierra Espuña (Fig. 56)

Las observaciones de Paquet sobre la ZONA PREBETICA, se limitan a las series de la Sierra del Puerto, al N. de Calasparra, de las Sierras de San Miguel y del Molino, al O. y al E. respectivamente de Calasparra, y a la misma Sierra de la Puerta al S. Con excepción de la Sierra de la Puerta, las demás alineaciones montañosas las asigna al que denomina Prebético en sentido estricto (1).

Antes de referirme a la descripción de la serie mesozóica de la Sierra de la Puerta, y establecer mis conclusiones al respecto sobre su significado stratigráfico y paleogeográfico, estudiando sus relaciones con respecto a las demás unidades, conviene considerar brevemente las demás series prebéticas que se sitúan al Norte de la misma, en la Hoja de Calasparra.

A1) LAS SERIES PREBETICAS AL NORTE DE LA SIERRA DE LA PUERTA, Y SUS CORRELACIONES CON RESPECTO A LOS DOMINIOS Y SECTORES ANTES DEFINIDOS.

En la extremidad occidental de la Sierra del Puerto, en la estación de Calasparra, Paquet (1969, pags. 78-79), define una serie cuyas características abreviadas son las siguientes:

(1) Para esta denominación sigue Paquet la concepción de Foucault (1961). Sobre lo inapropiado de esta denominación, que incluiría en el concepto fundamentalmente al Prebético externo, y sobre la proposición de aplicar de modo diferente esta terminología, me he explicado con antelación a estas páginas.

- JEREZ MIR, L. (1971). - Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (Provincias de Albacete y Murcia). I. Congr. Hisp. - Luso-Amer. de Geol. Econom. Secc. de Geol.; t. I. Apart. E-1-24. pp. 249-264.
- JEREZ MIR, F. (1969). - Estudio geológico de un sector de la Sierra de Segura. Tesis de Licenciatura. Depto. Estratigrafía. Univ. de Granada.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1903). - El yacimiento de magnetita de Cehegin. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. III, pp. 290-294.
- KRUMBEIN, W. C. y PETTIJOHN, F. J. (1938). - Manual of sedimentary petrography. D. Appleton - Century Co. Inc. Nueva York.
- KRUMBEIN, W. C. y SLOSS, L. L. (1963). - Stratigraphy and Sedimentation. 2ª Ed. Edit. Freeman. San Francisco.
- LEVY A. (1971). - Eaux saumâtres et milieux margino - littoraux. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique. Vol. XIII, fasc. 3, pp. 269-277.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1969). - Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-Río Madera (Zona Prebética, provincia de Jaén). Acta Geol. Hisp. t. IV, Nº 4, pp. 84-90.
- LOPEZ GARRIDO, A.C. y RODRIGEZ ESTRELLA, T. (1970). - Características sedimentarias de la Formación de Chiclana de Segura Cuad. Geol. Universidad de Granada, 1, p. 17-21.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971). - Sobre la posición de los terrenos de "facies de Utrillas" en la Zona Prebética, al NE de la Provincia de Jaén. Bol. Geol. y Min., t. LXXXII - I, pp. 47-51.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. y JEREZ MIR, F. (1971). - La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región de Orcera - Siles (Prov. de Jaén), Act. Geol. Hisp. T-VI. Nº 1, pp. 17-21.
- LOPEZ GARRIDO (1971). - Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén. Tesis. Universidad de Granada. 317 pags.

1) - 30 metros de calizas de grano fino, con dolomías en la se.

Aunque Paquet no cita fauna característica atribuye estos niveles al Portlandiense. Por mi parte, he encontrado en estas calizas un nivel con Siderolites calcitropiodes LAMARCK. Por tanto estas calizas son realmente del Senonense. Las dolomías que comportan en su base corresponden realmente al tramo masivo superior del techo del Turonense, que están bien representadas hacia el S. y NE. de Calasparra.

2) - 50 metros, de arenas y arcillas versicolores.

Las atribuye Paquet al Albense en "facies Utrillas". Serían correlativas de la secuencia terrígena y azóica que he descrito con antelación como "facies Weald-Utrillas", asignándola al conjunto del Cretácico inferior por las razones ya consideradas. Además, en este caso no constituyen serie continua con las calizas anteriores, sino que están en contacto por falla.

3) - Una secuencia dolomítica muy potente, de características en todo análogas a la que he descrito en la prolongación occidental de la Sierra del Puerto, poco más al Oeste, en la serie del Cerro de los Gamonares.

Las dolomías arenosas de base las atribuye Paquet, con razón, al Albense superior-Cenomanense. Estas mismas dolomías con Orbitolinas, han sido descritas con anterioridad en las series prebéticas externas del Cerro de los Gamonares, de la Sierra de la Solana, y de las inmediaciones de Almazarán, más al Oeste. Y se han correlacionado con las calizas de Orbitolinas de la serie del Sifón de Socovos, al S. de las anteriores, y ya en el Prebético interno, donde ha sido datado el Vraconiense.

Pero la secuencia de dolomías y arcillas dolomíticas bien estratificadas, que se sobrepone a las dolomías masivas grises, en la parte superior del "complejo dolomítico", las correlaciona Paquet, erróneamente, con las calizas margosas y margas con Rosalinas del Cretácico superior del NO. de Moratalla. (1).

Las capas de Rosalinas a las que se refiere Paquet, han quedado bien datadas como Senonense (Campaniense y Maestrichtiense) en las series definidas en las Sierras del Zacatín y de la Umbría de la Mata, al NO de Moratalla, donde precisamente vienen estratigráficamente encima de la secuencia de dolomías microcristalinas bien estratificadas en cuestión.

(1) Fundamenta Paquet tal correlación, en una comunicación oral proporcionada por S. E. P. E. (Sociedad Española de Petróleos y Exploración, sobre el descubrimiento al NO de Moratalla de calizas y margas con Rosalinas. En su opinión, estas calizas y margas habrían escapado allí a la dolomitización secundaria.

- MAGNE J., PAQUET J. y SIGAL (1969). - Crétacé et passage au Tertiaire dans le Prébétique et le Subbétique externe (Cordilleres Bétiques, zones de Caravaca - Calasparra, Prov. de Murcie, Espagne). Ann. Soc. Géol. Nord., LXXXIX, 2, pp. 177-189.
- MALLADA L. (1884). - Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, T. IX, pp. 1-65, Madrid.
- MALLADA L. (1904). - Explicación del Mapa Geológico de España. Mem. de la Com. del Mapa Geol. de España t. V, (Sistema Infracretáceo y Cretáceo), Madrid.
- MAC GILLAVRY H. J., GEEL T., ROEP T. B. y SOEDIONO H. (1963). Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units, in the region of Velez Rubio (Southern Spain). Geol. Rundsch., 53, pp. 233-256.
- MAC GILLAVRY, H. J. (1964). - Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different units between Vélez Rubio and Moratalla. Geol. Mijnb., 43, pp. 299-309.
- MAYNC W. (1958a). - Feurtillia frequens, a new genus of Lituolid foraminifera. Cont. Cush. Found. Res. vol. 9, No 1, pp. 1-3.
- MAYNC W. (1958b). - Note sur Pseudocyclammina jaccardi (SCHRODT) et sa synonymie. Rev. Micropaléont., vol. 11, No 1, p. 9-16.
- MAYNC W. (1959). - Biocaractères et anayses morphométriques des espèces jurassiques du genre Pseudocyclammina (Foraminifere) I Pseudocyclammina lituus (YOKO), Rev. Micropaléont. vol. 2, No 3, pp. 153-172.
- MAYNC W. (1960). - Biocaractères et analyses morphométriques des espèces jurassiques du genre Pseudocyclammina (Foraminifère) II Pseudocyclammina jaccardi (SCHRODT). Rev. Micropaléont., vol. 3, No 2, pp. 103-118.
- MESEGUER PARDO (1924). - Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete. Bol. I.G.M.E., t. XLV, V. de la 3ª serie.

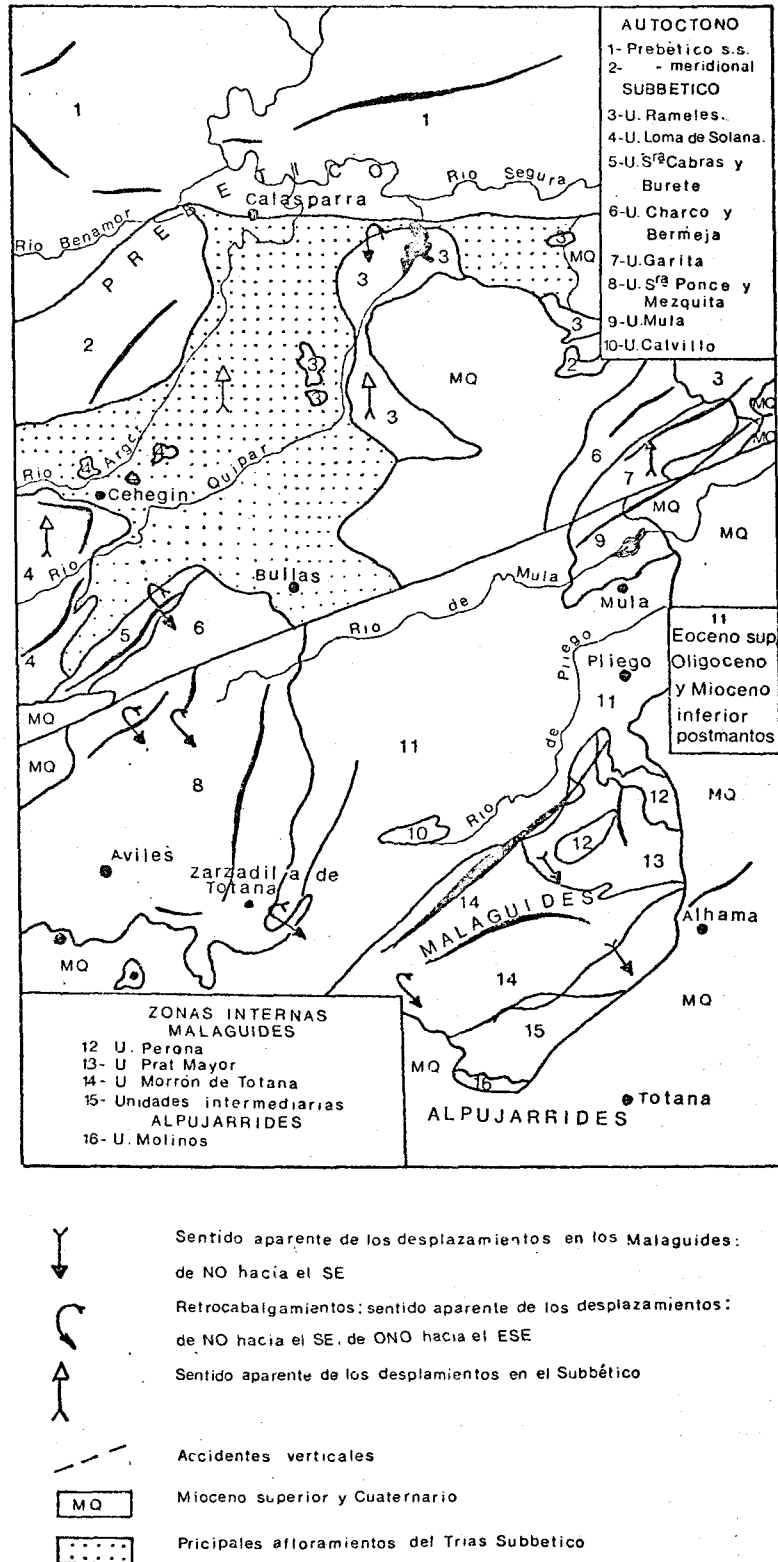


Fig. 56.- Esquema estructural de J. Paquet (1969) en la transversal de Calasparra-Sierra Espuña.

- NAVARRO A., TRIGUEROS E., VILLALON C. y RIOS J. M. (1962). - Derniers progrès dans la connaissance de l'extrémité nord-est des chaînes subbétiques (région d'Altea-Benisa, Prov. d'Alicante, Espagne). Livre Mem. Prof. Paul Fallot, Mém. hors-sér. S.G.F., I, pp. 143-153
- NICKLES R. (1892). - Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la Province d'Alicante et du Sud de la Province de Valence. Ann. Hébert. Ann. de Strat. et de Pal., Lab. Geol. Fac. Sc., Paris, t. 1, 220p.
- NICKLES R. (1896). Sur les terrains secondaires des provinces de Murcie, Almeria, Grenade et Alicante (Espagne).
- NICKLES R. (1904). - Sur l'existence de phénomènes de Charriage en Espagne dans la zone subbétique. B.S.G.F. (4), IV, pp. 223-247.
- PAQUET J. (1969). - Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Mém. S.G.F., Nouv. sér. t. XLVIII, No 111, pp. 1-270.
- PERCONIG (1969). - Bioestratigrafia del Neógeno mediterráneo basada en los Foraminíferos planctónicos. Rev. Esp. Microp., I. pp. 103-111.
- PERCONIG E. (1960-1962). - Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). Livre a la mém. du Prof. P. Fallot, S.G.F., t. 1, pp. 229-256.
- PEREZ MATEOS, J. (1965). - Análisis mineralógico de arenas. Métodos de estudio. Publ. Patron. Alonso Herrera. C.S.I.C. No 1.
- PETTIJOHN, F. J. (1957). - Sedimentary Rocks, Harper Brothers. Nueva York.
- POLVECHE J. (1962). - Les extrusions de la région de Busot et le problème de la limite entre Prébétique et subbétique dans la région d'Alicante (Espagne). Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 2, vol. 5, fasc. 3, pp. 203-210.

Por el contrario, en la misma Sierra del Puerto, - poco más al Oeste de donde describe Paquet la serie, al E. de Monte Garzón, se ha visto antes que hacia el techo de la secuencia de dolomías y arcillas dolomíticas existe una lumaquilla dolomitizada, pero - en la que se conservan bien abundantes moldes de *Cerithium gallicum* d'ORB, del Cenomanense-Turonense. Por tanto, las dolomías que - atribuye Paquet al Senonense en la Sierra del Puerto corresponde-- rían en realidad al Cenomanense-Turonense.

Finaliza la serie cretácica que describe Paquet, - con unas calizas blancas en bancos brechiformes, con Gasterópodos, que atribuye al Maestrichtiense (2). En mi opinión, por correlación - basada en su litofacies y posición stratigráfica relativa, estas últi-- mas calizas corresponden al conjunto del Senonense en facies mari-- no-lagunal, tal como sucede en todas las series más inmediatas de - las regiones prebéticas externas. Es más, esta serie calcárea pre-- senta en la Sierra del Puerto las calizas masivas blancas, de base, - que se pueden correlacionar con las atribuidas al Coniaciense en los cortes, antes descritos. Su espesor es variable entre 15 y 20 metros. Sobre las mismas, vienen más de 300 metros de calizas bien estratifi-- cadas, "trufadas", con grandes intraclastos que les dan el aspecto - brechoide. Esta última secuencia, por su facies, corresponde al Se-- nonense marino-lagunal.

La serie de la Sierra del Puerto, resulta pues en-- teramente análoga a las series tipo del Prebético externo.

En las Sierras de San Miguel y del Molino, situadas respectivamente al Oeste y al Este de Calasparra, e inmediatamente - al Norte de la Sierra de la Puerta, Paquet (1969, pags. 78-79) atribuye al Cenomanense las dolomías masivas que se superponen a las areniscas y arcillas arenosas del Albense.

Hasta entonces estas dolomías se habían atribuido - al Lías Subbético (P. Fallot, 1945, pag. 135).

Por mi parte, he podido comprobar que el macizo - de San Miguel, al S. de la carretera de Calasparra a Elche de la Si-- rra corresponde en realidad al Lías Subbético. En efecto, está corri-- do sobre un filete de margas albenses y cenomanenses, mezcladas con margas yesíferas del Keuper, con jacintos de compostela. Las mar-- gas albenses pertenecen en realidad a la Unidad autóctona definida en-- tre Sabinar y Moratalla (Unidad Intermedia, V. III. 4). Para esta com-- probación, he seguido el contacto mecánico en el frente de aquella -- Unidad por el Sur de la Sierra de la Puerta, hasta este punto, y más al Este.

(2) Se basa Paquet en las publicaciones de E. Dupuy de Lôme y A. - Marín (1962) que según parece citan microfaua de esta edad en-- estas calizas.

- PUGA, E. (1971). - Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental. (Resumen Tesis Doctoral). Sec. Public. Univ. Granada, 23 pág.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1968). - Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). Mem. I.G.M.E.
- RAT P. (1959). - Milieux urgoniens celtibériques. Bull. S.G.F. 7, t. 1, pp. 373-384.
- RAT P. (1959). - Le milieu de de développement des Orbitolines. Bull. S.G.F., 7. T. 1, Nº 7, pp. 651-657.
- REY PASTOR, A. (1944). - La comarca sísmica de Fortuna. Publ. Inst. Geogr. Catastr. Serv. de Sism., 26 pág.
- RIOS J. M. (1947). - Diapirismo. Bolet. Inst. Geol. y Min. España, t. 60, pp. 155-238.
- ROOJJEN P. VAN (1966). - Further data on oolitic limestones intercalated in the pelagic sequence of the Subbetic, WNW of Lorca (Prov. Murcia, Spain). Geol. Mijnb., 45, pp. 398-400.
- ROYO y GOMEZ J. (1927). - Sur le faciès wealdien d'Espagne. C. R. somm. S.G.F., pp. 125-128.
- SAAVEDRA J. L. (1964). - Datos para la interpretación de la Estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía. Not. y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, Nº 73, pp. 5-50.
- SAEFTEL, H. (1961). - Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España. Not. y Com. I.G. M.E., Nº 63, pp. 163-191.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935). - Una erupción de jumillita en la Sierra de las Cabras (Albacete). Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 35, pp. 147-154.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M; ALMELA, A. y FUSTER J.M. (1951). - Sobre un volcán de verita recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia). Est. Geol. Vol. 7, Nº 14, pp. 411-429.

Bien es verdad que al N. de la Sierra de San Miguel, las dolomías y arenas que se sitúan junto a la trinchera de la carretera de Calasparra a Elche de la Sierra, pertenecen al Cretácico prebético. Pero no ocurre lo mismo con la Sierra de San Miguel.

Disiento también de Paquet (1969, pág. 80), en lo que se refiere a la interpretación y correlación de la parte del Cretácico inferior que aflora bajo las dolomías cenomanenses de la Sierra del Molino. De forma implícita, Paquet correlaciona las arenas, areniscas y arcillas del Albense de este Sector, con el Cretácico inferior de la Sierra del Puerto, es decir con el Prebético externo. Pero estudiando el contexto estratigráfico del Prebético interno al Oeste y Noroeste, donde el Cretácico inferior aflora abiertamente, me parece muy probable que el Albense de la Sierra del Molino se corresponda con una serie relativamente septentrional del Prebético interno.

Concretamente, en mi opinión, debería existir en profundidad una serie muy análoga a las definidas entre Socovos y Peñarrubia.

En efecto, bajo las dolomías cenomanenses en la Sierra del Molino, he podido constatar la misma formación del Vracóniense de Socovos (V. III-1-B.). Bajo estas calizas con Orbitolfnidos, en parte dolomitizadas, vienen las arenas y areniscas albenenses. Estos terrígenos sólo afloran en su parte superior, en unas decenas de metros. Pero de corresponderse esta serie con la de Socovos-Peñarrubia, según me parece muy probable, cabría esperar en profundidad varios cientos de metros de arenas y areniscas (Véase la serie V. III-3-1-A) del Aptense-superior-Albense. Es más, el Aptense-superior-Albense comportaría en su base algunos niveles de calizas, predominando aún los Terrígenos; y Aptense inferior, podría ser fundamentalmente calizo y comportar también varios cientos de metros de espesor (V. III-3-1-A).

Esta hipótesis sobre la existencia de un Cretácico inferior distinto al que sugiere Paquet bajo las dolomías cenomanenses de la Sierra del Molino, se fundamenta en las observaciones del tránsito de las series prebéticas externas a las internas, tanto al Oeste y Noroeste, como al Noroeste de la transversal de Calasparra.

- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1954). - Afloramientos de Fortunita en Puebla de Mula (Murcia). Not. y Com. I.G.M.E., Nº 33, pp. 9-24.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. y AGUEDA VILLAR, J. A. (1970). - Paleogeografía del Triasico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica. Est. Geol. t. XXVI, pp. 423-430.
- SIMON O. J. (1963). Geological investigations in the Sierra de Almagro, South-Eastern Spain. Tésis Amsterdam. 164 pág.
- STAUB R. (1927). - Ideas sobre la tectónica de España. R. Ac. Cienc. Bell. Let. Nobl. Art. Córdoba, pp. 3-80.
- STAUB R. (1934). - Der Deckenbau Südspaniens in den betischen Cordilleren. Vierteljahr. Naturforsch. Ges. Zürich, 79, pp. 271-332.
- TRIGUEROS E. et NAVARRO A. (1961). - Explicación y Mapa geológico hoja Nº 869, Jumilla. Publ. I.G.M.E.
- VATAN, A. (1967). - Manuel de Sedimentologie. Edit. Technip. Paris.
- VEEN G. W. VAN (1969). - Geological investigations in the region west of Caravaca, south-eastern Spain. Tésis. Amsterdam. 143 pág.
- VERA J. A. y GONZALEZ DONOSO, J. M. (1964). Discordancia intravindoboniense en Montefrío (Zona Subbética, Prov. de Granada). Not. y Com. I.G.M.E. Nº 76, pp. 19-32.
- VERA, J. A. (1966). - Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Tésis. Univ. de Granada. Mem. I.G.M.E., t. LXXII. 191 pág. (1969).
- VERA, J. A. (1968). - El Mioceno del borde SW de la depresión de Guadix-Baza. Acta Geol. Hisp., III, Nº 5, pp. 124-127.
- VERA, J. A. (1970). - Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. Bol. Geol. y Min. T-XXXI-V. pp. 429-462.

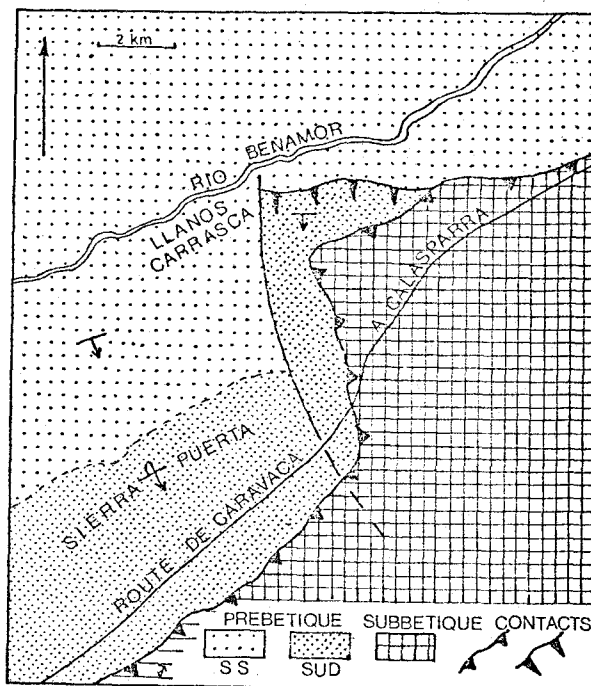


Figura 57.- Interpretación de J.Paquet (1969, fig. 71 del texto del autor) sobre la estructura de la Sierra de la Puerta o Prebético meridional y su relación con el manto Subbético (FF: desgarre en el seno del Prebético meridional)

Se ha comprobado que el desgarre F-F no existe como tal, esto es como falla vertical, sino como falla inversa; de otra parte, que los materiales que quedan al Este del Supuesto desgarre son en realidad mezcla compleja entre los materiales del Keuper del Subbético con los del Cretácico del Prebético meridional de una parte, y de la Unidad de Sabinar-Moratalla de otra. Asimismo, que la Sierra de la Puerta cabalga sobre el Mioceno inferior (SS), y que entre el Prebético meridional y el Subbético se interpone la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla, cuyas margas albenses en este sector tienden a confundirse, al ser análogas, con las del Prebético meridional.

VIRGILI C. (1958). - El Triásico de los Catalánides. Bol. I.G.M.E., t. 69, 856 pág.

VIRGILI C. (1960-1962). - Le Trias de Nord-Est de l'Espagne Livre Mém. prof. P. Fallot, Mém. Hors Série S.G.F., t. I, p. 301-312.

WELLER, J. M. (1968). - Stratigraphic principles and practice. Edit. Harper. Nueva York.

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día
a fecha, constituido por:

- D. José María Fontbaté Morales
- D. Américo Linares Rodríguez
- D. Onof Riba Ardeneru
- D. Victor García Duenas
- D. Juan Antonio Vera Torres

del Fosis Doctoral del Licenciado

Luis José Navarro

Sobresaliente por unanimidad

Como consta, se extiende firma por los
ponentes del Tribunal, la presente diligen-
cia.

Granada, a 2 de junio de 1973.

El Secretario,

El Presidente,

[Signature]

[Signature]

El vocal,

El vocal,

El vocal,

[Signature]

[Signature]

[Signature]



Biblioteca Universitaria de Granada



01052252

Por extrapolación, el límite que separa el DOMINIO PREBETICO INTERNO del DOMINIO PREBETICO EXTERNO, debería parar -- bajo el Mioceno postorogénico de la depresión existente entre la Sierra del Puerto al Norte y la Sierra del Molino al Sur. En la transversal de Calasparra, la mayor parte de las formaciones -- prebéticas internas se deberían encontrar bajo los materiales -- alóctonos del Subbético y de las Unidades Intermedias.

A₂) LA SERIE DE LA PUERTA EN RELACION CON LAS DEMAS SERIES PREBETICAS

Por otra parte, Paquet (1969, pág. 167-169) interpreta la Sierra de la Puerta como un cuerpo enteramente autóctono, y la existencia de un paso muy rápido entre las facies de la Sierra -- del Puerto y la serie de la Sierra de la Puerta.

Según esta interpretación, faltarían en la transversal de Calasparra todas las series prebéticas internas definidas inmediatamente al Este, desde Peñarrubia a la Sierra de la Muela, según una transversal paralela a la de Calasparra. Me refiero a las series tipo de los Sectores, Septentrional (con las series de Peñarrubia y Letur-Socovos), Centro Septentrional (con las series de Socovos-Benizar-Otos, de la S^a. de la Angula y de la S^a. de Estepares), y Sector Centro-Meridional (con las series de la S^a. de la Muela, de la S^a. de la Umbría de la Mata y del Zacatín). Todas estas series presentan caracteres más internos que la serie de la S^a. del Puerto, del Prebético externo, y más externos que la serie de la Sierra de la Puerta, que constituiría el Prebético interno más meridional. Existiendo argumentos que así lo comprueban, resultaría -- contraproducente mantener la interpretación de Paquet.

Veamos al efecto, la siguiente concatenación de hechos:

1º) Se ha visto que la serie de la S^a. del Puerto, al Norte de Calasparra, presenta todas las características definidas -- en las otras series más meridionales del DOMINIO PREBETICO EXTERNO.

2º) Al Sur de las series prebéticas externas, en la diagonal NNO-SSE, desde Peñarrubia a Moratalla, y durante una -- distancia superior a 20 kilómetros sin tener en cuenta la reducción de la misma ocasionada por el plegamiento, se han definido unas -- series del DOMINIO PREBETICO INTERNO. Que no aparecen inmediatamente al Este, entre la S^a. del Puerto y la S^a. de la Puerta.

3º) En la diagonal Peñarrubia-Sierra de la Muela, el Cretácico inferior es muy completo y potente, mientras el conjunto del Cretácico evoluciona progresiva y lentamente en sus facies hacia el Sur y Sureste.

4º) Las características litoestratigráficas del Cretácico inferior, supondrían unos pasos más en la evolución paleogeográfica del Dominio Prebético Interno, hacia el Sur, con respecto a las series que se han definido en el Sector Centro-Meridional del mismo (Series de las Sierras de la Muela, de la Umbría de la Mata y del Zacatín). El cambio de facies más fundamental se efectúa en el Ceromanense-Turonense que pasa de dolomías muy potentes a un reducido espesor de calizas y margas con fauna pelágica.

5º) El Paleoceno de la Sª. de la Puerta, contiene entre sus margas abundantes bloques y cantos de calizas con microfaua del Senonense, que corresponden seguramente a las que faltan en la laguna estratigráfica de la serie de la Sierra de la Muela, situada al NNO de la Sierra de la Puerta. Estas calizas senonenses fueron barridas sin duda durante el Paleoceno, después de su depósito en la Sierra de la Muela, y transportados hacia el Sur los residuos de esta erosión.

En una evolución paleogeográfica de matiz tan progresivo y gradual como la que se traduce al Oeste de la transversal de Calasparra en las series prebéticas autóctonas, y en la que todos los indicios sugieren que la serie de la Puerta representaría el paso más meridional de esta evolución, resultaría muy forzado admitir toda hipótesis que sugiera un paso paleogeográfico rápido de la serie de la Sª. del Puerto, del Prebético externo, a la serie de la Sª. de la Puerta que sería en todo caso un prebético muy meridional.

Aparte de las razones estratigráficas señaladas, que situarían la serie de la Sª. de la Puerta de una posición más meridional en la cuenca de sedimentación, con respecto a la serie de las Sierras de la Muela y del Zacatín, existe un motivo más, de índole estructural, que permite suponer que la Sª. de la Puerta no constituye un cuerpo enteramente autóctono. Esto contribuiría a explicar, que entre la Sª. del Puerto y la Sª. de la Puerta no exista espacio suficiente para introducir todas las series prebéticas internas comprendidas entre Peñarrubia y la Sª. de la Muela.

En efecto, he podido constatar en la extremidad occidental de la Sª. de la Puerta, que el contacto con el Mioceno inferior que se sitúa al Norte de la misma es de naturaleza mecánica (1). Las calizas oligocenas de la serie, desaparecen en el extremo occiden-

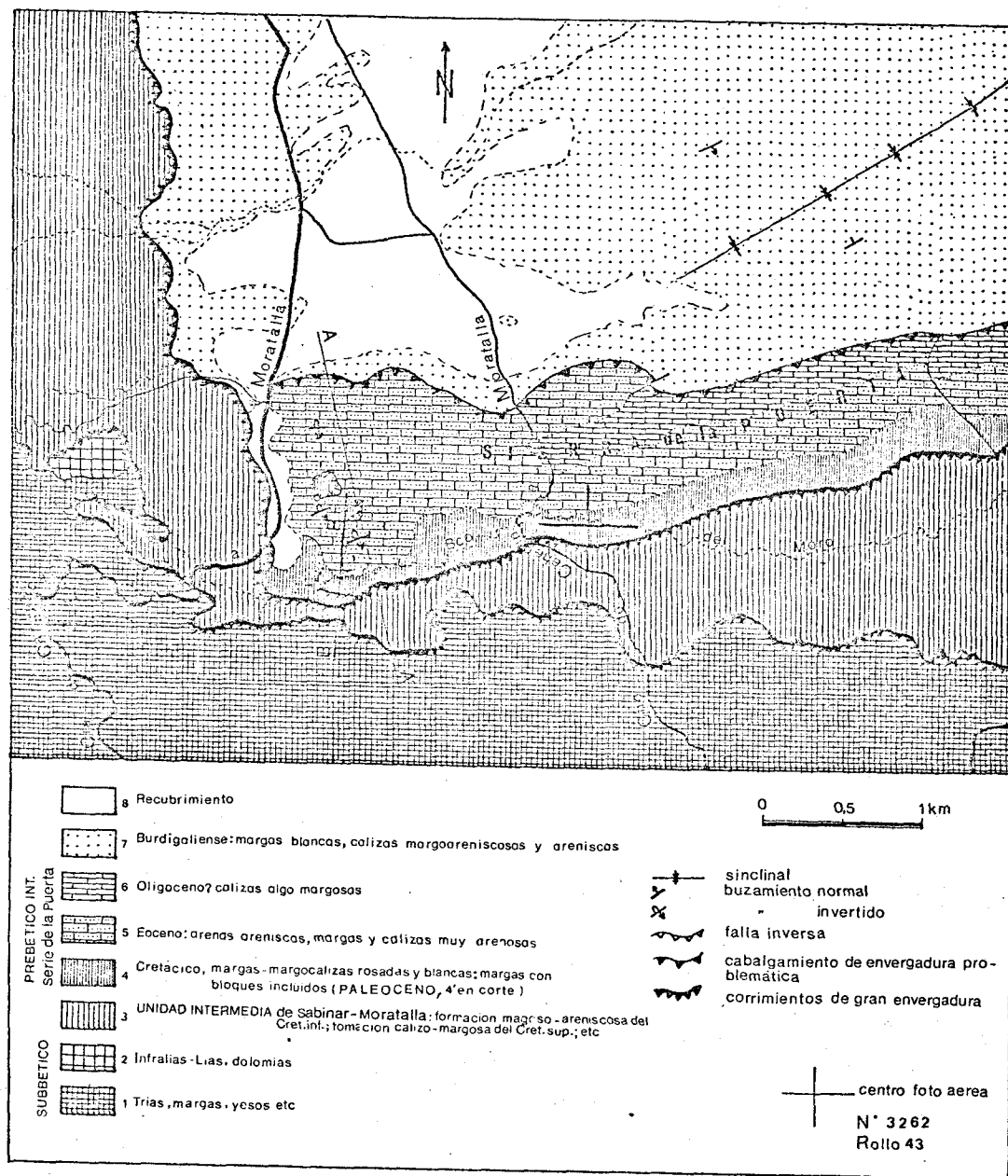


Fig. 59.- Mapa geológico del extremo occidental de la Sierra de la Puerta e inmediaciones. A-A indica la situación del perfil geológico, y B-B itinerario para el levantamiento de la serie de la figura 60.

tal, una vez que están biseladas y cobijadas mediante una falla inversa muy tendida. Las calizas arenosas y areniscas del Luteciense, cabalgan sobre las margas del Mioceno inferior, en el mismo extremo occidental de la Sierra (Fig. 58).

Mientras que la serie de la S^a. de la Puerta está invertida, el Mioceno inferior no lo estaría a mi parecer. En la cobijadura constatada, el Mioceno inferior buza suavemente al Sur, y a lo largo del contacto con la S^a. de la Puerta los buzamientos son siempre suaves al Sur y al Norte. En mi opinión la falla inversa continuaría a lo largo de todo el contacto con el Mioceno inferior, incluso allí donde están representadas las calizas del Oligoceno y la serie pudiera parecer continua entre el Paleógeno y el Neógeno. No obstante, el recubrimiento coluvial por una parte, y la apariencia continua de la serie, impiden o dificultan la constatación del contacto mecánico, hacia la parte Oriental estudiada por Paquet.

De lo expuesto, parece deducirse que la Sierra de la Puerta se habría desplazado hacia el Norte en una cierta distancia, imposible de evaluar con exactitud de modo directo. Sin embargo, de modo indirecto, la falta de espacio suficiente para introducir, entre la S^a. del Puerto y la S^a. de la Puerta, las series de posición intermedia constatadas más al Oeste de la transversal de Calasparra, me sugiere la posibilidad de una aloctonía relativa de la Sierra de la Puerta. Cualquiera otra explicación requeriría invocar causas insólitas para la evolución de las series prebéticas en la transversal de Calasparra. No obstante permanece una incógnita, que por el momento resulta insalvable, cual es la de la posible aloctonía relativa, y si el desplazamiento, cualquiera que fuese su envergadura, se produjo únicamente a consecuencia del "arrastre" originado por el manto subbético, o si ya se movilizaron en parte los materiales de la S^a. de la Puerta antes del depósito del Neógeno. En todo caso, para autóctona o alóctona relativa, la envergadura de traslación sería más o menos moderada según se discutirá más adelante.

(1) Paquet (1969, pág. 169), considera la serie invertida de la S^a. de la Puerta, en contacto no mecánico con el Mioceno inferior (Fig. 57).

V. III- 3- 4- B. - RELACIONES ENTRE LA SERIE DE LA SIERRA DE LA PUERTA Y LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR MORATALLA

Antes de proceder a la descripción de la serie de la Puerta, conviene hacer otras consideraciones respecto a su relación tectónica y semejanzas de índole estratigráfica con respecto a la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla.

Paquet (1969, pág. 81 a 85), ha establecido varios cortes de detalle en la serie invertida de la S^a. de la Puerta, -- entre los términos que llegan a aflorar, esto es, desde el Albense al Oligoceno.

Por mi parte he realizado otro corte en la extremidad occidental de la S^a. de la Puerta, para complementar el conocimiento de la serie, y analizar las relaciones con la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla.

En este último lugar, a ambos lados de la Cra. de -- Caravaca a Moratalla, que atraviesa el Barranco del Moro, se -- observa lo siguiente:

La formación margosa-areniscosa de la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, alóctona y corrida más de 15 kilómetros hacia el Norte, bajo los materiales del SUBBÉTICO, se interpone aquí, entre la S^a. de la Puerta al Norte y el Trás del Subbético al Sur.

Es más, en el lugar expresado, la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla se reduce en espesor con respecto a la enorme potencia que presenta más al Norte, al SO de Moratalla. Sus -- margas corresponden en este punto, únicamente al Albense, Cenomanense inferior y están más o menos mezcladas con los yesos del Keyper subbético, sobre todo en las proximidades del contacto con el mismo.

Estas margas albenses se confunden hacia el Este con los materiales margosos de la base de la serie invertida de la S^a. de la Puerta, de facies muy análoga y también del Albense. La diferencia consiste en que, mientras las margas albenses que forman parte de la serie de la S^a. de la Puerta están invertidas, la porción más meridional de margas albenses-cenomanenses que constituyen en este punto parte integrante de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla no lo están, en efecto, así se deduce de la sucesión de microfauas.

Por otra parte, hacia el Oeste, y a la altura de la Cra. de Caravaca a Moratalla, la serie de la S^a. de la Puerta - desaparece una vez que se sumerge bajo la superficie de corrimiento de la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, sobre la que viene a su vez el manto subbético (fig. 58).

La gran similitud entre las facies de la serie de -- la S^a. de la Puerta y las de la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla; la conexión y en raizamiento común de ambas series al -- Norte del Triás subbético; el hecho de que sus series cretácicas no presenten sino diferencias muy pequeñas, de matiz, entre los términos estratigráficos comunes, son realidades que me sugiere una relación estratigráfica y paleogeográfica muy inmediata entre el depósito original de los materiales de las dos series.

Esto es, la serie de la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, se habría depositado inmediatamente al Sur de la serie de la S^a. de la Puerta. Y es más, gran parte de esta Unidad Intermedia está constituida por los mismos materiales de la S^a. de la Puerta, representados estos en la parte más frontal de esta unidad alóctona.

El paso del manto subbético, podría haber desenraizado e independizado mecánicamente la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, con respecto a la serie de la S^a. de la Puerta, sobrepasando esta última alineación montañosa y arrastrando parte - de sus materiales varios kilómetros hacia el Norte (Islec tectónico en la Sierra del Cerezo). Por su parte la relación mecánica entre la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla y la Unidad de la Sierra de la Puerta podría haberse verificado del siguiente modo:

1º) Un primer estadio del movimiento hacia el Norte, mediante un gran pliegue falla tumbado. El flanco norte, invertido, estaría constituido por la serie de la Puerta. El flanco sur, normal y subhorizontal, por la serie de la Unidad Sabinar-Moratalla.

2) En un segundo estadio del movimiento hacia el -- Norte, el flanco sur se independizaría mecánicamente con respecto al flanco invertido rompiendo por la zona de charnela. El flanco sur (Unidad alóctona de Sabinar-Moratalla) rebasaría así el -- flanco invertido (Sierra de la Puerta) varios kilómetros hacia el Norte (Ver capítulo de Tectónica).

V. III- 3- 4- C. - LA SERIE DE LA S^a. DE LA PUERTA,
SEGUN PAQUET (1969).

No obstante las dificultades expresadas, las series que describe Paquet en la S^a. de la Puerta tienen toda la apariencia de ser series continuas y bien datadas, desde el Albense superior al Oligoceno.

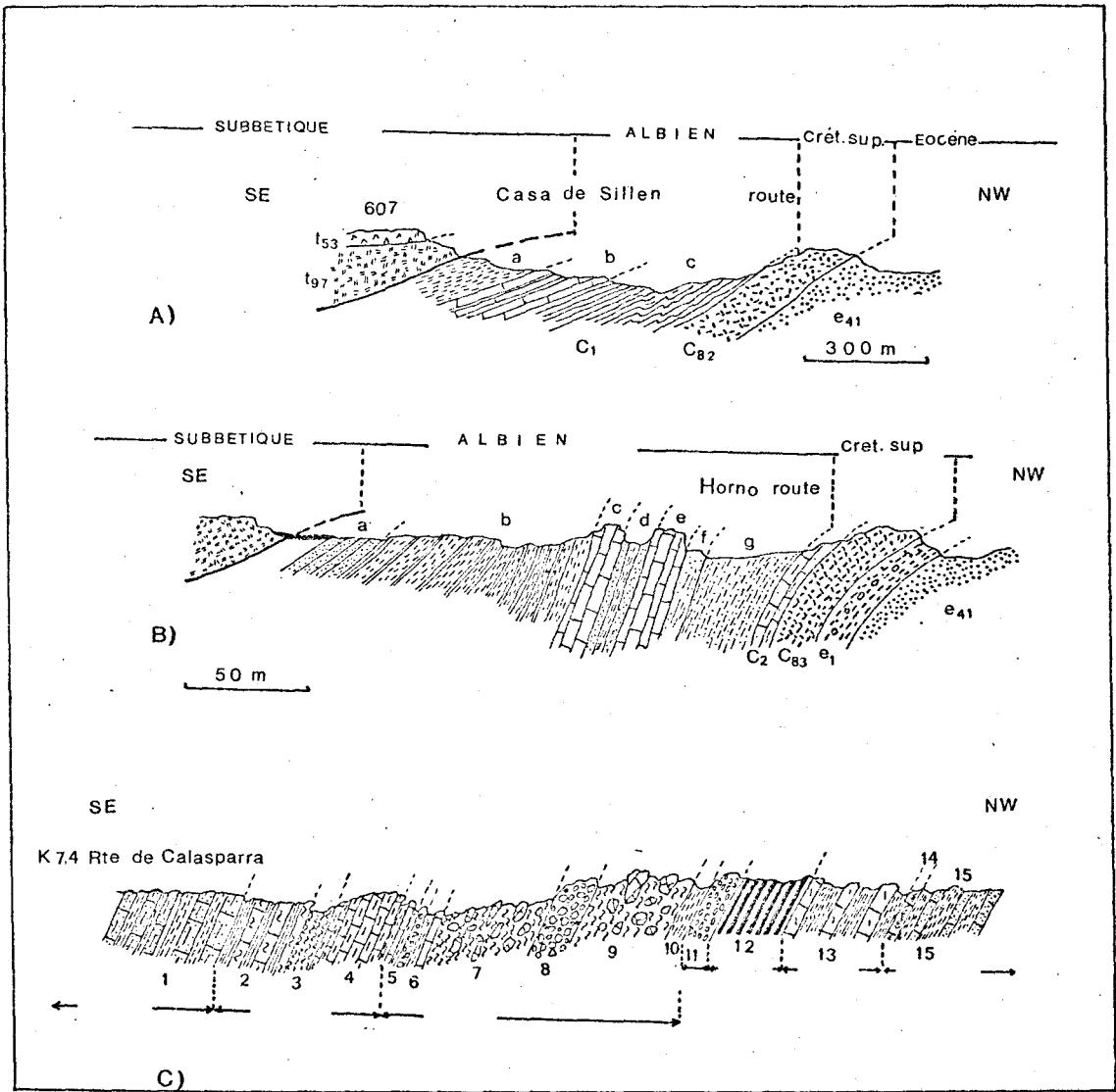


Fig. 59.- Perfiles estratigraficos de J. Paquet (1969) en la Sierra de la Puerta. A: corte de la Casa de Sillén; B: corte del Horno, para el estudio del Cretácico inferior fundamentalmente; y C, para el estudio del Cretácico superior. Las características estratigráficas se resumen en el apartado V.III-3-4-C del presente trabajo.

A continuación, de forma abreviada, se resumen los rasgos principales de las series del Cretácico, de la descripción de Paquet (1969, págs. 81-85).

CRETACICO INFERIOR

Para su descripción establece el autor dos cortes, que denomina respectivamente, de la Casa de Sillén y del Horno.

A) Corte de la Casa de Sillén

Su parte gráfica se expresa en la fig. 59A, que es reproducción de la figura 38-A del texto del autor. Se mantienen los subíndices de los episodios, según la misma descripción.

En serie invertida, de techo a muro, describe

ALBENSE c) margas arenosas y micáceas, azuladas y con nódulos de limonita. Contienen, Hedbergella washitensis (Carsey), Globigerina infracretácea (Glaess), G. planispina (Tappan), Gavelinella berthelini, G. fanérini, -- Patellina subcretácea (Cush. y Alex), Epistomina colomi (Sigal), Valvulammina sp., Marssonella oxicoma (Rss), Trochammina sp., Reophax sp., Ammobaculites sp., y Ostrácodos.

ALBENSE
(probable)

b) calizas margoarenosas gris crema, con Equínidos y Orbitolinas, que intercalan un tramo de areniscas rojas - alternando con margas arenosas azuladas. Y al techo, un nivel de calizas margosas y margas.

c) margas arenosas, micáceas, ocreas por alteración.

B) Corte del Horno

Su parte gráfica corresponde a la fig. 59B, que es reproducción de la figura 38-B del texto de Paquet.

También en serie invertida, distingue el autor de muro a techo:

APTENSE a) areniscas azóicas.

ALBENSE b) margas areniscosas, con Hedbergella washitensis -- (Carsey) Globigerina infracretácea (Glaess), G. cf. -- planispina (Tappan), Gavelinella cf. intermedia (Berthelin), G. sp., Patellina subcretácea (Cush. y Alex.), Conorboides sp., Lenticulina sp., Ammobaculites sp., y Ostrácodos.

- c) calizas compactas con Orbitolinas.
- d) Margas arenosas, alternando con areniscas en plaquetas. Contienen Hedbergella washitensis (Carsey), Globigerina planispira -- (Tappan), G. infracretácea (Glaess), Gavelinella berthelini, G. - cf. flandrini, G. sp., Patellina subcretácea (Cush. y Alex.), Marsionella oxycona (Rss), Spiroplectinata sp., Miliólidos, y Ostrácodos.
- e) 20 metros, de calizas con Orbitolinas y Terebrátulas.

ALBENSE medio

- f) margas y calizas arenosas con Terebrátulas y restos de Ammonites. Las margas contienen Hedbergella washitensis (Carsey), Globigerina planispira (Tappan), G. infracretácea (Glaess) Biticinella bentonensis (Morrow), Patellina subcretácea (Cush. y Alex.) - Gavelinella cf. flandrini, Marginulina sp., Arenobulimina sp., Triaxia tricarinata (Rss), T. pyramidata (Rss), y Ostrácodos.

La asociación de Hedbergella washitensis (Carsey) y de Biticinella bentonensis (Morrow), sitúa las margas en el Albense medio.

Conclusiones: en el Cretácico inferior de la Sª de la Puerta, se ha datada únicamente el Albense con Hedbergella washitensis (Carsey) - Las areniscas del episodio a de la serie del Horno, podrían corresponder al Aptense según Paquet.

CRETACICO SUPERIOR

En la Sª. de la Puerta, el Cretácico superior sigue al Cretácico inferior en serie continua. Paquet (1969, pág. 84-85, fig. 39), describe el siguiente corte, que sitúa 500 metros al N. del Kilómetro 7 de la Cra. de Calasparra a Caravaca, en un pequeño barranco - que desde este punto se dirige al NO. La parte gráfica se representa en la fig. 59 C, que es reproducción de la del texto de Paquet.

- 1) 20 metros de margas y margocalizas arenosas, de color gris, con Hedbergella washitensis (Carsey) y Biticinella bentonensis, aún - del Albense.

VRACONIENSE

CENOMANENSE

inferior

- 2) 15 metros, de margas amarillentas y margocalizas gris-amarillentas, con Hedbergella washitensis (Carsey), Thalmaninella ticinensis (Gand.), Rotalipora gr. appenninica (Reuz), Planomalina buxtorfi (Gand.) y Lenticulina sp.

- 3) 3 metros, de margas y margocalizas con Ammonites desenrollados, Mortonicerias sp., Turrillites sp., T. (Marinella) c.f. bergeri (Ergnt.), Stoliczka sp., y Puzosia sp., del Vraconiense, y conteniendo también microfauna análoga a la del episodio 4, del Cenomanense.

CENOMANENSE

- 4) 15 metros de margas y margocalizas grises, amarillentas por alteración. Con Hedbergella washitensis (Carsey), Rotalipora appenninica (Reuz.), R. globotruncanoides (Sigal), Tritaxia tricarinata (Rss), T. pyramidata (Rss), frecuentes Globigerinas y Radiolarios.

TURONENSE

- inf.-medio 5) unos metros, de calizas compactas blanco amarillentas y de margas blancas, con microfauna del Cenomanense inferior medio y superior; y otras asociaciones del Turonense inferior-medio, con Globotruncana of. helvética (Eolli), Rotalipora globotruncanoides (Sigal), Thalmaninella cf. brotzeni (Sigal), y Radiolarios.

- 6) 1 metro de calizas compactas y margas blancas.

TURONENSE

- medio-sup. 7) 20 metros, de margas blancas y amarillentas, conteniendo enormes bloques de calizas compactas. Las calizas de los bloques incluidos son de edad Cenomanense inferior, y las margas contienen microfauna del Turonense inferior y medio, con Globotruncana helvética (Eolli), Gl. schneegansi (Sigal), Gl. stephani (Gand.), Gl. cf. sigali (Reichel), Gl. gr. lapparenti (Erotzen), Gumbelina sp., y Globigerina sp.

- 8) 5 metros, de conglomerados intraformacionales, calcáreos y monogénicos.

CONIACIENSE ?

- 9) 20 metros, de margas conteniendo bloques de calizas compactas con Roselinas. Análogo al episodio 7.
- 10) 1 metro, de margas blancas, con Globotruncana sigali (Reichel), Gl. lapparenti lapparenti (Erotzen), Gl. lapparenti coronata (Eolli), Gl. fornicata (Flummer), Gumbelinas, y prismas de Inoceramus sp.

- 11) 5 metros, de conglomerado monogénico, constituido por pequeños guijarros.

SANTONIENSE

- 12) 10 metros, de margas en "capas rojas", con Sigalia deflaensis (Sigal), Globotruncana concavata -- (Brotzen), Gl. sigali (Reichel), Gl. lapparenti --- -lapparenti (Brotzen), Gl. lapparenti coronata (Eolli), Gl. lapparenti-angusticarinata (gand.), Gumbelinas, etc..

CAMPANIENSE Sup.

MAESTRICHTIENSE

- inf. 13) 20 a 25 metros, de margas y calizas margosas grises, con primas de Inoceramus sp.

En su parte inferior, han dado la asociación siguiente, de un Campaniense ya elevado, con Globotruncana elevata (Brotzen), Gl. stuartiformis (Dalb.), Gl. cf. stuarti (De Lapp.), Gl. fornicata (Plummer), Gl. cf. arca (Cush.), Gl. cf. calciformis (De Lapp.), Gl. sp., Bolivina incrassata (Fiss), Boliviroides decorata (Jones), B. gr. draco (Marss.), Stensioina sp., Reussellaszajnochae (Gryzb.), Vertilabrella eggeri (Cush.), Gumbelina excolata (Cush.), G. plummerae (Loeti).

En su parte superior, además de las formas anteriores, se ha librado Globotruncana aff. contusa (Cush.), que se sitúa en el Campaniense muy superior-Maestrichtiense basal.

MAESTRICHTIENSE

- 14) 40 metros, de margas endurecidas, muy ferruginosas, con algunos cantos redondeados, y pequeños fenómenos de "slumping".
- 15) 25 metros, de calizas areniscosas micáceas, delimitadas en plaquetas, alternando con margas grises o verdes. Contienen abundantes restos de Inoceramus sp., Globotruncana contusa (Cush.), Gl. stuartiformis (Dalb.), Gl. stuarti (De Lapp.), Gl. fornicata - (Plummer), Gl. havanensis (Voorwijk), Bolivina incrassata (Fiss.), Boliviroides draco (Marss.), Gumbelina plummerae (Loett.), Vertilabrella eggeri (Cush.), Stensioina sp.,
Esta asociación indica el Maestrichtiense.

MAESTRICHTIENSE

superior

La parte superior de este episodio contiene una asociación del Maestrichtiense superior, con - Globotruncana mayaroensis (Eolli), Gl. cf. mayaroensis (Eolli), Gl. contusa (Cush.), Gl. stuartiformis (Dalb.), Gl. stuarti (De Lapp.), Gl. fornicata (Plummer), Gl. havanensis (Voowijk), Bolivina incrassata (Fiss.), Bolivinoidea draco (Marss.), Gumbelina excolata (Cush), G. plummerae (Loett.), Stensioina sp., etc.

V. III- 3- 4- D. -

EL CRETACICO EN EL EXTREMO OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE LA PUERTA (Fig.60).

En el extremo occidental de la S^a de la Puerta, inmediatamente al Este de la Cra. de Caravaca a Moratalla, la serie de la S^a de la Puerta aparece más tectonizada, y como consecuencia más incompleta, que las definidas por Paquet poco más al Este.

Entre el Tr^{as} del Subbético al Sur, y la serie de la Puerta propiamente dicha al Norte, se interponen unos 50-60 metros de margas, con microfacies y microfauna del Albense superior y Cenomanense inferior.

Esta primera franja de margas está en serie normal, y cabalga directamente sobre los términos del Senonense de la S^a de la Puerta propiamente dicha, ocultando los demás tramos más inferiores del Cretácico superior y del Cretácico inferior, descritos por Paquet más al Este como partes integrantes de la S^a de la Puerta.

Las margas, en serie normal, de esta franja que se sitúa inmediatamente al Norte y debajo del Keuper subbético, corresponden a la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla. Estas margas se adelgazan aquí extraordinariamente con respecto al enorme espesor que presentan más al NO. Sus términos litológicos no pierden continuidad en gran distancia al Oeste de la Cra de Caravaca a Moratalla, durante varios kilómetros, hasta ésta última localidad, y al Norte de la misma están también representados en el Isleo Tectónico de la S^a del Cerezo, bajo los materiales propiamente subbéticos y sobre el Neógeno marino. Su desplazamiento mínimo hacia el Norte de la Unidad de la Sierra de la Puerta resulta del orden de 15 kilómetros (fig. 58).

Esta franja de margas y su microfauna será descrita al tratar de la Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla, más adelante.

No obstante, conviene señalar aquí, que hacia el Este se confunden, por su naturaleza análoga, con las margas albenses y cenomanenses que describe Paquet en la parte inferior de la serie de la S^a de la Puerta.

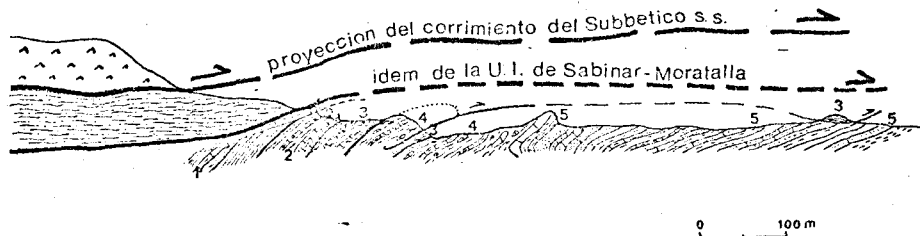
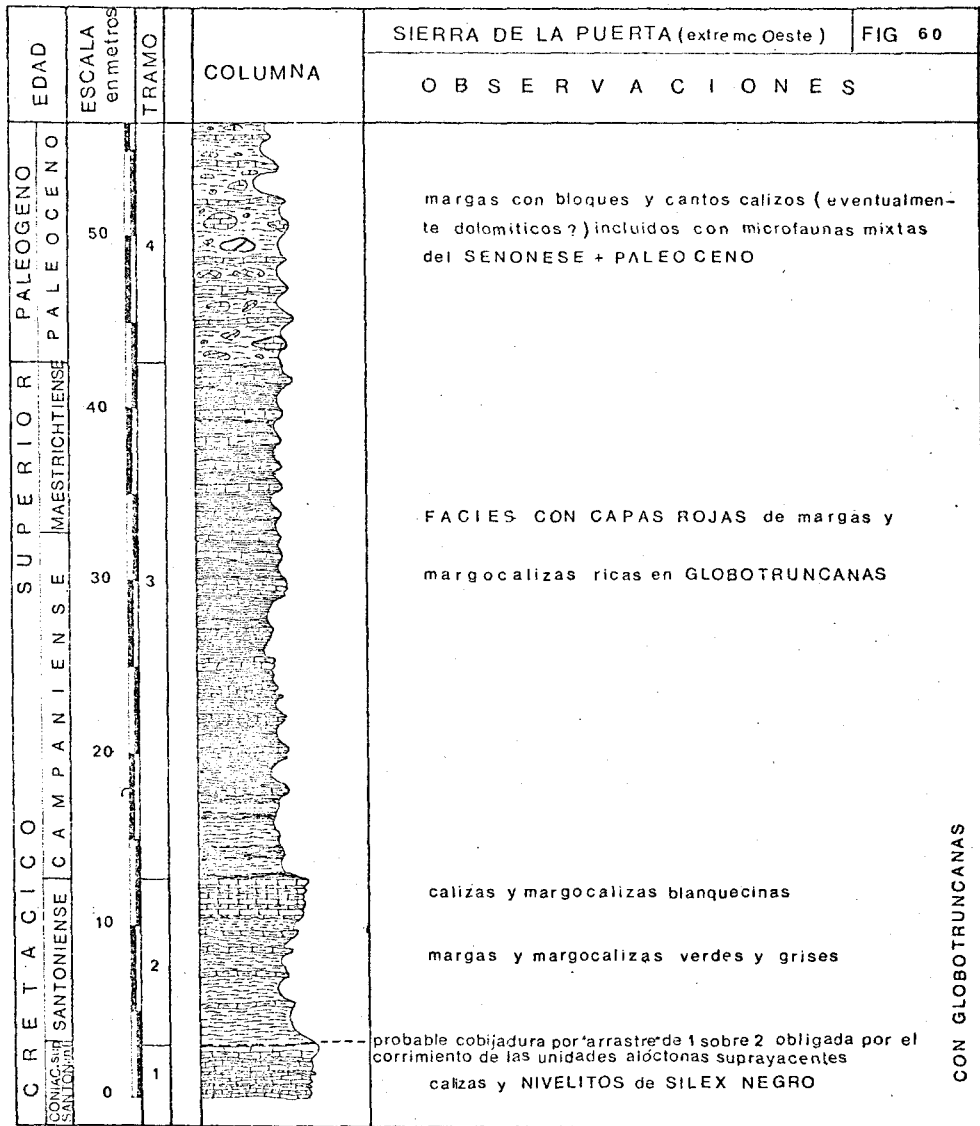


Fig. 60.- Columna estratigráfica del Cretácico superior y parte del Paleoceno, junto al perfil geológico en la extremidad occidental de la Sierra de la Puerta, Situación en figura 58.

En esta extremidad occidental, las margas de la Unidad Intermedia están en parte mezcladas con los yesos del Keuper del Subbético. Poco más de 1 Km. al NE, dentro ya del área correspondiente a la cartografía de Paquet, he podido localizar un retazo pequeño de calizas del Mioceno entre las margas albenses de las dos Unidades.

Inmediatamente al Norte de esta franja margosa viene, incompleta como se ha anticipado, la siguiente serie del Cretácico superior, integrada ya en la serie de la S^a de la Puerta (extremo suroeste):

CRETACICO SUPERIOR (Fig. 60).

Coniaciense sup. - base del Santoniense

TRAMO 1. - 2 a 3 metros.

Calizas tableadas, de colores claros, que intercalan nivelitos de sílex de color negro, de unos centímetros de espesor. Las calizas tienen textura de biomicritas arcillosas.

Contienen protoconchas, pequeñas Pithonellas, Heterohelix sp., Hedbergella sp., Globotruncana primitiva DALBIEZ, Gl. angusticarinata GANDOLFI.

Santoniense

TRAMO 2. - 8 a 10 metros, subdivididos en:

- a) 6-8 metros, de margas y margocalizas, de aspecto "hojoso", de color blanco en superficie, y verdoso-grisáceo en corte más fresco. Han librado, frecuentes Hedbergella sp., - Globotruncana coronata BOLLI, Gl. angusticarinata GANDOLFI, y Gl. fornicata PLUMMER.
- b) 1 a 2 metros, de calizas algo arcillosas, finamente estratificadas, con textura de biomicritas arcillosas, de colores muy claros.
Contienen Heterohelix sp., Hedbergella sp., Globotruncana coronata BOLLI, Gl. Fornicata PLUMMER, Gl. lapparenti BOLLI y el Gl. sigali REICHEL.

Campaniense

TRAMO 3. -

- a) 5 a 6 metros, de margas "hojosas", de color rojo ladrillo a rojo salmón, y alternando con otras de colores claros, menos abundantes.

El levigado ha librado restos abundantes, mal conservados, de Globotruncana lapparenti BOLLI, Gl. fornicata PLUMMER, Gl. bulloides VOGLER, Gl. stuartiformis (DALBIEZ).

- b) 15 metros aproximadamente, de margas "hojasas" rojo salmón a rojo ladrillo, y otras igualmente hojasas de tonos claros, con textura de biomicritas muy arcillosas.

Contienen Hedbergella sp., Heterohélix sp., Globotruncana lapparenti BOLLI, Gl. bulloides VOGLER, Gl. angusticarinata GANDOLFI, Gl. cónica (WHITE) y Gl. stuartiformis (DALBIEZ).

Maestrichtiense

- c) 10 metros, de margas "hojasas" de colores alternantes, rojo ladrillo a rojo salmón y blancos. Intercalan además nivelitos igualmente "hojosos", de calizas arcillosas de tonos blanquecinos. Presentan texturas de biomicritas - más o menos arcillosas, y han librado ya microfauna del Maestrichtiense, con la asociación, Globotruncana cónica (WHITE), Gl. stuarti DE LAPPARENT, Gl. arca (CUSHMAN), Gl. citae (BOLLI), y Gl. lamellosa (SIGAL)

Bajo el episodio c del tramo 4 vienen unas margas y margocalizas compactas del Paleoceno, que engloban bloques de calizas rodadas. Este nuevo episodio está incompleto, porque cabalga mediante una nueva falla inversa sobre -- las margas rojas del Maestrichtiense, repitiéndose así -- parte de la serie, y aflorando de nuevo más completo y al Norte el tramo margoso con bloques incluidos del Paleoceno.

El Paleoceno y el resto del Paleógeno, serán descritos más adelante, en el lugar oportuno.



V. III. 3. 5. - RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE EL JURASICO Y CRETACICO EN EL DOMINIO PREBETICO INTERNO Y PREBETICO MERIDIONAL.

V. III. 3. 5. A. - DIFERENCIAS Y ANALOGIAS FUNDAMENTALES ENTRE EL PREBETICO INTERNO Y EL PREBETICO EXTERNO.

Las diferencias y semejanzas entre los dominios externo e interno de la ZONA PREBETICA, desde el punto de vista estratigráfico, caben contrastarse bajo dos aspectos diferentes más o menos íntimamente relacionados; la distribución de facies y, la repartición de espesores.

1) Analogías litoestratigráficas o de facies.

El Jurásico que llega a aflorar en las series más -- septentrionales del PREBETICO INTERNO en transversales vecinas a la estudiada, es análogo al del -- PREBETICO EXTERNO, en su complejo dolomítico basal y en sus series carbonatadas y margosas del -- Malm. El Portlandense del Prebético interno de la -- región estudiada es análogo al de las series más meridionales del Prebético externo, donde apenas está representado a escala regional. La litofacies del -- complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense es -- también común en ambos dominios.

2) Diferencias litoestratigráficas.

El Neocomiense pasa de litoral o continental en el Prebético externo, a pelágico en el Prebético interno. El resto del Cretácico inferior (Barremiense, Aptense y Albense) pasa de fluvial a nerfítico, aún manteniendo -- episodios de terrígenos que evocan ampliamente las -- condiciones litorales o de playas marinas. El Seno-- nense pasa de marino-lagunal a marino pelágico, en -- el mismo sentido.

3) Repartición de espesores.

Es ésta una de las diferencias fundamentales entre am -- bos dominios estratigráficos, por el papel que va a --

ejercer en la constitución del estilo tectónico tan diferente entre el área prebética externa e interna,

Casi todas las formaciones resultan notabilísimamente más potentes en el Prebético interno, con la excepción del Senonense. Ahora bien, para cada una de las restantes formaciones, aún siendo su espesor siempre mucho mayor en el Prebético interno, este no aumenta de forma ininterrumpida de Norte a Sur. Es más, en la transversal estudiada al máximo de espesor en las formaciones se produce preferentemente en las series prebéticas internas más próximas al PREBETICO EXTERNO. Esto es, en las más septentrionales.

V. III. 3. 5. B. - DIFERENCIA Y ANALOGÍAS FUNDAMENTALES ENTRE EL PREBETICO INTERNO Y EL PREBETICO MERIDIONAL O UNIDAD INTERMEDIA DE LA SIERRA DE LA PUERTA .

El Prebético meridional (S^a de la Puerta) difiere con respecto al resto del Prebético interno, fundamentalmente, en el paso a calizas y margas del Cenomanense-Turonense dolomítico al Norte. El Senonense difiere únicamente en el color rojo, "facies de capas rojas", de las calizas y margas, que en ambas unidades son ricas en Globotuncanas. Ambas formaciones son completamente análogas entre el Prebético meridional y el Subbético externo o Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla-Calasparrá. El Coniacense, calizo en el Prebético externo e interno, se incluye también en la facies de "capas rojas" de las unidades meridionales. La semejanza del Prebético meridional con respecto al Prebético interno, consiste en la existencia de calizas con Orbitolinas en el Albense superior.

No pueden establecerse otras semejanzas o diferencias entre ambas unidades, pues no llegan a aflorar términos anteriores al Albense superior en el Prebético meridional (S^a de la Puerta).

V. III. 3. 5. C. - CARACTERÍSTICAS DE CONJUNTO Y CORRELA--

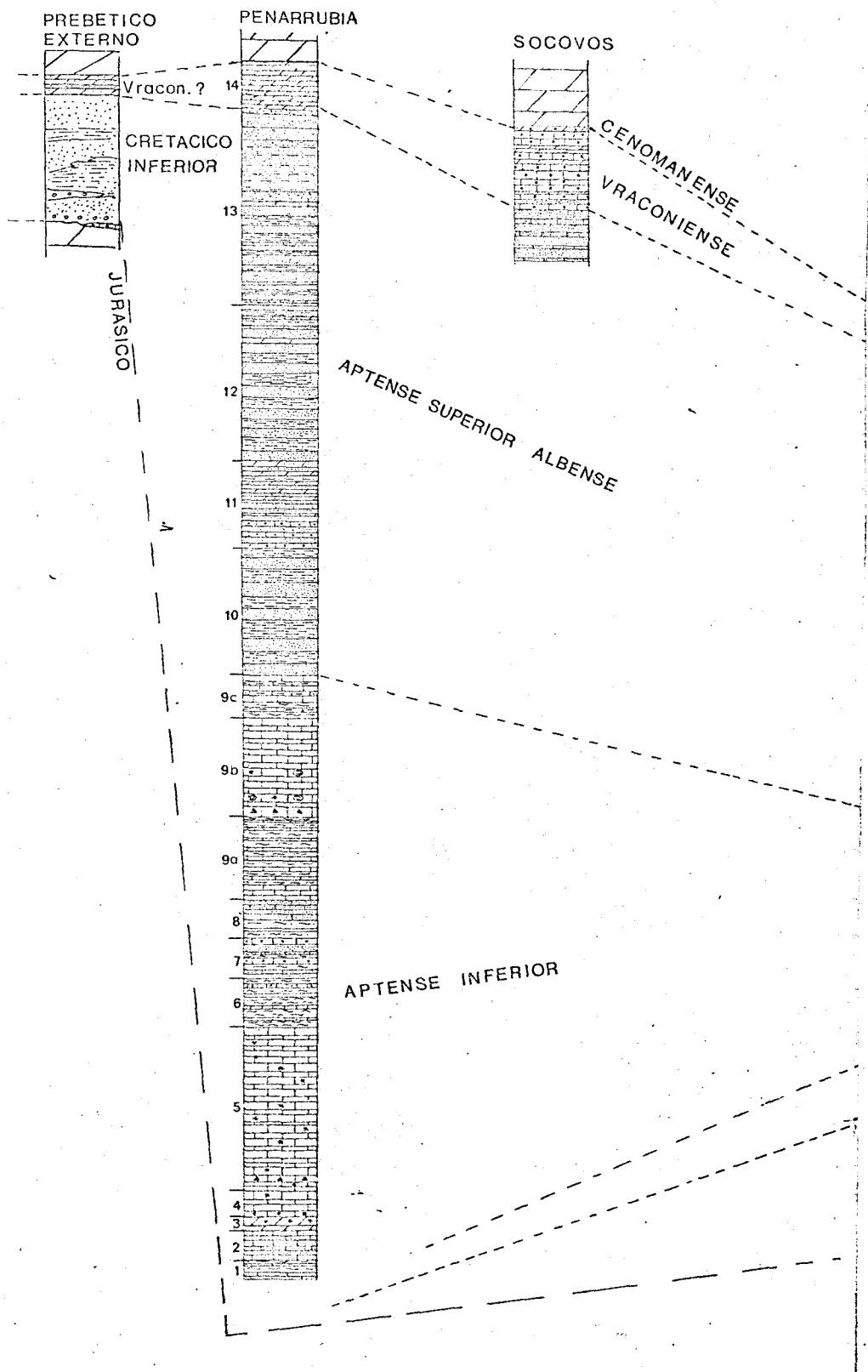
CIONES ENTRE LAS SERIES DEL PREBETICO INTERNO.

1) JURASICO Y CRETACICO INFERIOR (Fig. 61)

EL PORTLANDIENSE aflora incompleto, aún con espesor considerable (200 m.) y únicamente en los sectores centrales del Prebético interno. Su facies es muy semejante a la que presenta en las series más meridionales del Prebético externo, si bien en aquellas son más frecuentes los niveles que evocan condiciones litorales (Charophiceas, facies de agua dulce). También intercala calizas arenosas silíceas, que recuerdan el microconglomerado silíceo de la serie de la Melera -- (Prebético externo).

El paso del Portlandiense al BERRIASIENSE -- queda impreciso al techo de las calizas anteriores del Malm, culminando el conjunto en una superficie de "hard-ground" posiblemente al nivel del Valanginiense. En efecto, sobre el hard-ground viene una formación de margas con Ammonites del Hauteriviense inferior, y en un nivel más superior Ammonites del Hauteriviense superior. Este último nivel incluye además Olcostephanus sp. del Valanginiense. Por otra parte casi todos los Ammonites presentan una costura ferruginosa que se asemeja a la del hard-ground. Las margas y las calizas de los Ammonites son, además, ricas en glauconita, que evoca moderada profundidad, aún con lejanía de costa. Así, parece suficientemente claro que ha existido un proceso de remoción de los sedimentos valanginienses durante el Hauteriviense superior, y seguramente desde antes, durante el mismo Valanginiense que podría equivaler al nivel del Hard-ground.

EL BARREMIENSE aflora incompleto en el anticlinorio de Benizar-Otos, y completo en la Sierra de la Muela al Sur. Está constituido por calcarenitas más o menos oolíticas, y en poca proporción arenas silíceas.



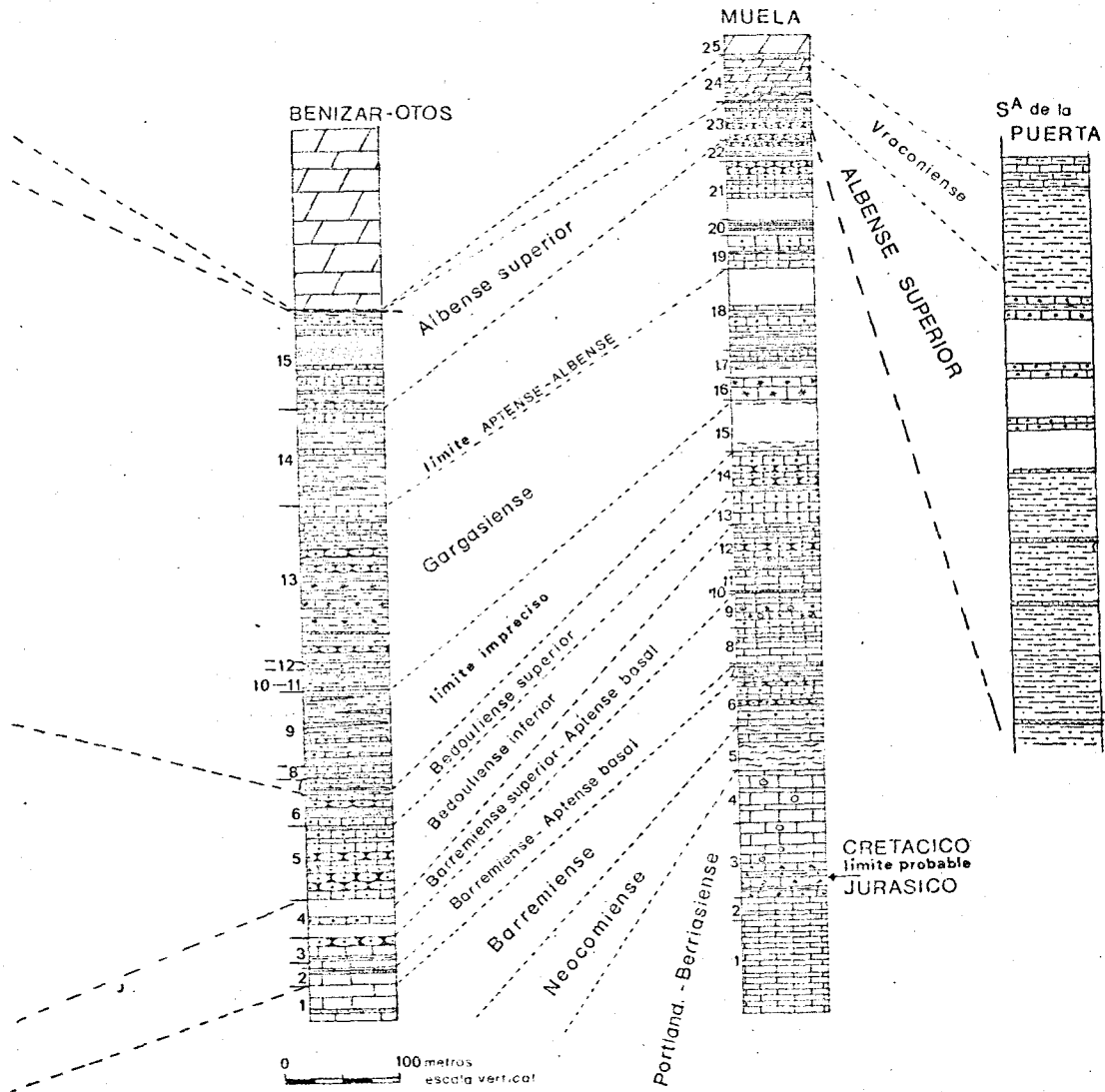


Figura 61.- Correlaciones entre las series prebéticas internas del Cretácico inferior, y también, con la serie tipo del Prebético externo, así como con el Prebético meridional de la Sierra de la Fuerta.

El conjunto BARREMIENSE-APTENSE BASAL es más potente al Sur (S^a de la Muela) que al Norte - (Benizar-Otos). Lo contrario sucede con el Aptense inferior, de lo que se deduce una traslación hacia el Sur de su eje de umbral.

El APTENSE INFERIOR es doblemente potente - - (600 m.) en las series más septentrionales (Peñarrubia), de donde resulta que la subsidencia máxima se produjo en el mismo límite con el Prebético externo, dominio este último donde se reduce extraordinariamente el espesor del Cretácico inferior (en facies continentales).

El conjunto Barremiense-Aptense inferior es fundamentalmente calizo, aunque incluye también arenas silíceas y margas-rojas.

El conjunto Aptense superior-Albense es fundamentalmente terrígeno en el Prebético interno más septentrional (Peñarrubia). En Benizar-Otos el Aptense superior es ya fundamentalmente calizo aunque muy rico en los mismos terrígenos, que predominan aún sobre las calizas en el Albense. Más al Sur, en la serie de la Muela, el mismo Albense resulta ya más rico en calizas de Orbitolinas que en terrígenos.

La posibilidad de datación de los distintos términos va íntimamente ligada al enriquecimiento de facies carbonatadas, por lo que las precisiones cronostratigráficas han sido tanto mayores en las series más meridionales y en los pisos más inferiores dentro de cada serie.

El VRACONIENSE, calizo y dolomítico ha quedado bien caracterizado en Socovos, serie septentrional del Prebético interno.

2) COMPLEJO DOLOMITICO DEL CENOMANENSE-TURONENSE.

Resulta más potente y completo hacia los sectores septentrionales de la transversal de Peñarrubia. En

la transversal de Socovos se encuentra muy erosionado.

En todo caso, se ha constatado una disminución de espesor del conjunto hacia el Sur en sus términos superiores de dolomicritas, que llegan a desaparecer en el flanco sur de la Sierra de la Muela. Como este fenómeno viene acompañado de la desaparición del Senonense en la misma serie, y como ambos hechos suceden de forma progresiva, y por otra parte se conserva en todo el dominio el espesor y facies de las dolomías masivas inferiores, resulta más convincente pensar en una laguna estratigráfica progresiva que en un cambio de facies que incluyese las dolomicritas estratificadas en las dolomías masivas basales. (1, de la Fig. 62).

3) CONIACIENSE

Las calizas blancas masivas con las que viene coronado el complejo dolomítico en el Prebético externo e interno (3 de la Fig. 62), se atribuyen al Coniaciense por constituir la base del Senonense y por localizarse en la serie de la Sierra de Estepares - bajo las margas santonienses.

Entre la serie de ANGULA y la de ESTEPARES -- disminuye débilmente su moderado espesor (15 m.). Inmediatamente al Sur y Sureste, en las series de la UMBRIA DE LA MATA, ZACATIN y MUELA desaparecen por laguna estratigráfica (Fig. 62); pues, de quedar incluidas en las dolomías inferiores, éstas conservarían al menos el carácter masivo de -- las calizas, lo que no sucede en las dos primeras series.

4) SANTONIENSE

Las margas santonienses están bien caracterizadas en las series de ESTEPARES y UMBRIA DE LA MATA. Faltan claramente en las Sierras de ZACATIN y de la MUELA, por laguna estratigráfica.

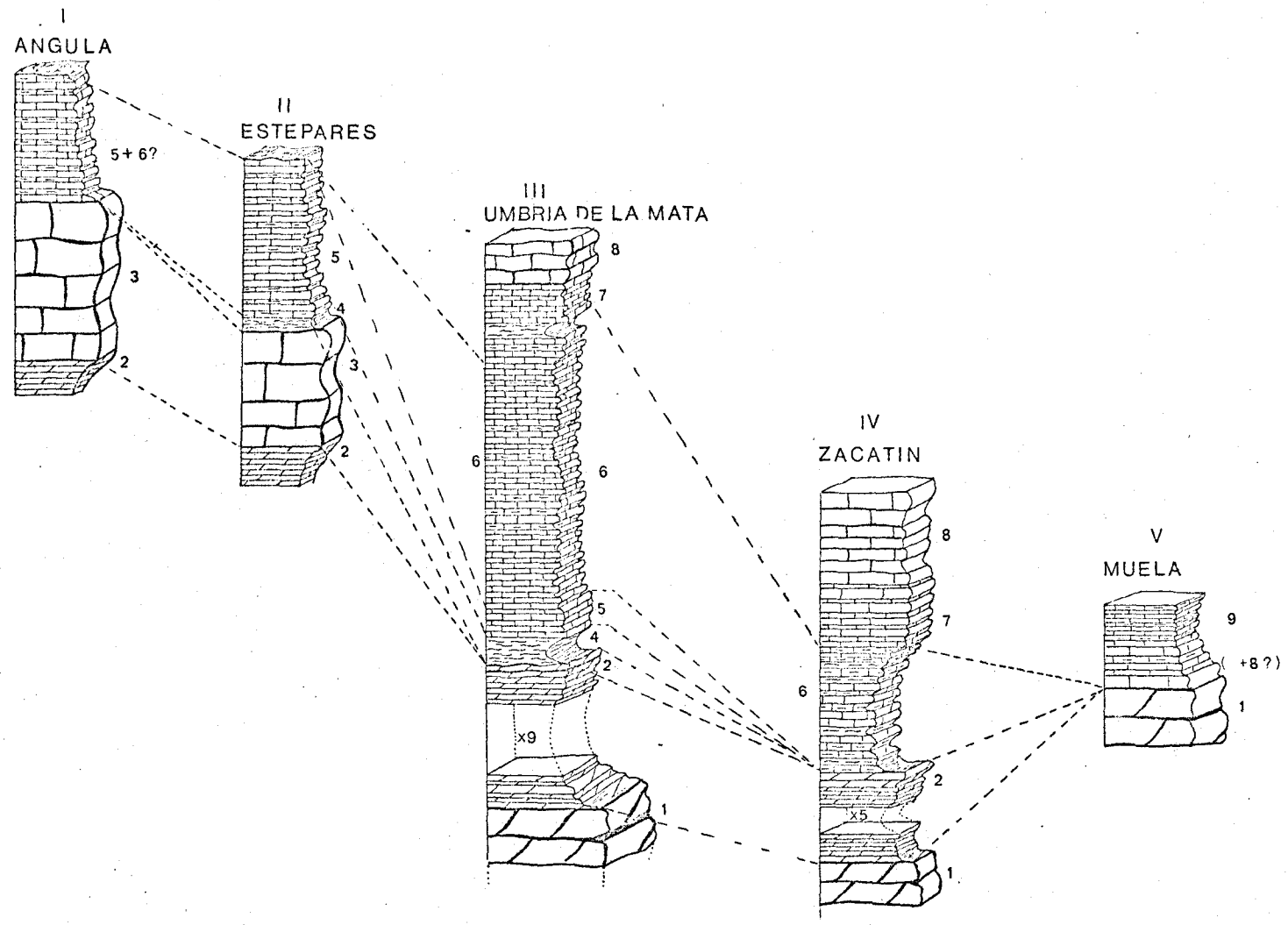


Fig.62.- Correlaciones entre las series del Cretácico superior en el Prebético interno

EXPLICACION Figura 62

- 1) techo de las dolomías masivas del Cenomanense
- 2) dolomicritas bien estratificadas de la parte superior del complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense (probable Turonense, al menos en la parte superior). Obsérvese la disminución progresiva de espesor de este término desde la serie III a IV, y su falta en la serie V.
- 3) calizas masivas blancas, que se atribuyen al Coniaciense. Nótese su ausencia sobre el término 2 coronado por un "hard-ground" en III, así como su falta en IV y en V.
- 4) nivel de margas con *Echinocorys vulgaris*, *Inoceramus*, etc., que representaría el Santoniense. Este nivel sólo se ha constatado en II y en III.
- 5+6?) calizas y margas indeterminadas entre el Campaniense y el Maestrichtiense.
- 5) calizas del Campaniense. Nótese la reducción de espesor entre II y III, y su desaparición en IV y en V.
- 6) calizas y margas del Maestrichtiense bien caracterizado por asociaciones de *Globotruncanas*. Obsérvese, la reducción notable de espesor entre III y IV, así como su desaparición en V donde no se ha conservado depósito alguno del Senonense.
- 7) calizas bien estratificadas y 8), calizas masivas o en bancos gruesos, ambas del Paleoceno sin datación precisa, por microfacies y otros argumentos estratigráficos que se exponen en el texto.
- 9) calizas débilmente margosas y un nivelito de margas intercaladas bien caracterizadas como Thanetiense, sobre un nivel de caliza blanca (+8?) que recuerda la litología y microfacies de 8. Este nivel, en V, es a su vez peniconcordante sobre las dolomías supuestamente cenomanenses de 1.

5) CAMPANIENSE

En las Sierras de ANGULA Y ESTEPARES, series septentrionales, el Campaniense resultaría inseparable del Maestrichtiense, de estar representado.

Inmediatamente al Sur de la Sierra de la UMBRIA - de la MATA apenas supera los 5 metros de espesor, pero está bien caracterizado. Poco más al Sur, en la serie del ZACATIN falta claramente por laguna estratigráfica, junto con el Coniaciense y Santoniense. Igualmente falta en la serie de la MUELA, al Este, junto con todo el Senonense.

6) MAESTRICHTIENSE

Al Norte de la series de ANGULA Y ESTEPARES coexistiría en las calizas con Siderolites, Orbitoides y Globotruncanas, inseparable de Campaniense. Esta serie marina presenta una biofacies mixta común a los niveles marinos del Senonense de las series prebéticas externas más meridionales (S^a del Puerto, donde he podido localizar un nivel rico en Siderolites calcitropoides fuera de área cartografiada), y a las prebéticas internas más septentrionales, en estas regiones.

En la Sierra de la UMBRIA DE LA MATA el Maestrichtiense supera los 25 metros de espesor, que resulta muy considerable en relación con la potencia reducidísima del Santoniense y Campaniense en la misma serie (Fig. 62).

En el ZACATIN, al Sur se reduce el espesor del Maestrichtiense a 15 metros. En tan corta distancia, resulta una reducción notable.

En la Muela falta también el Maestrichtiense, encontrándose el Paleoceno (8 de la Fig. 62) depositado directa y peniconcordantemente sobre el miembro dolomítico basal atribuible al Cenomanense.

Baste añadir, que el Senonense que falta en la Sierra de la Muela, se encuentra en bloques entre las margas paleocenas del PREBETICO MERIDIONAL.

- 7) De todo lo dicho se desprenden dos conclusiones paleogeográficas importantísimas:

Durante el Cretácico inferior una fuerte basculación hacia el límite norte del fondo la cuenca Prebética - interna donde se acumula un enorme espesor de sedimentos esencialmente carbonatados. Este hecho sería un reflejo simple de la actividad de la importante falla paleogeográfica del límite entre ambos dominios prebéticos.

A partir del Barremiense-Aptense basal se insinúa un umbral interno en el área del Socovos-Benizar. Durante el Bedouliense el eje del umbral se traslada hacia el Sur, posiblemente algo más al Sur de la sierra de la Muela. Todo esto en consonancia con la distribución de espesores en los diferentes pisos del Cretácico inferior.

Durante el Cretácico superior, se manifiesta una gran movilidad en el reparto de áreas emergidas o fuera del alcance del depósito, y áreas de sedimentación.

La expresada movilidad del eje de umbral, y su persistencia a lo largo de todo el Cretácico, sugiere como causa profunda más probable la de ciertos movimientos halocinéticos a nivel del Keuper.

En apoyo a esta hipótesis, existe un dato muy importante: un sondeo de S. E. P. E. S. A. localizó el Keuper directamente después de atravesar el Kimmeridgiense en el núcleo del anticlinorio de Socovos.

Este diapirismo, demostrado así en profundidad, podría haber comenzado a actuar desde tiempos remotos del Cretácico.



CRETACICO

UNIDAD INTERMEDIA
de
SABINAR - MORATALLA
o
(SUBBETICO EXTERNO)



V. III- 4. - EL CRETACICO EN LA UNIDAD INTERMEDIA -
DE SABINAR-MORATALLA.

V. III-4-1. - SUS AFLORAMIENTOS Y MATERIALES RE
PRESENTADOS.

La Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla está bien representada más al Sur del área que comprende la cartografía del presente estudio.

No obstante, se encuentra también, exigüamente representada dentro del área de la cartografía, al igual que el Subbético, en el testigo más septentrional del corrimiento de ambas unidades autóctonas en la transversal de Caravaca. Se sitúa este testigo en la Sª del Cerezo, inmediatamente al Sur de la Sª de la Muela.

Por esta razón, considero necesario referirme, aunque sea sucintamente, a sus características litoestratigráficas y (más adelante) -- tectónicas, al objeto de completar la visión de la zona estudiada.

Al conjunto autóctono en cuestión lo he denominado Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, por estar muy bien representado y no perder su continuidad entre ambas poblaciones, y por suponer una posición original intermedia entre el Prebético interno al Norte y el Subbético al Sur.

El JURASICO, no está representado, lo que no implica que no se hubiese depositado en su origen. Pero en todo caso, se desconoce su naturaleza, y no es posible saber si sus facies tendrían afinidades -- prebéticas o subbéticas, al menos en la parte más septentrional de esta Unidad.

El CRETACICO, que constituye el grueso de los materiales de esta Unidad, presenta grandes afinidades con el Prebético interno de la Sª de la Puerta, pero en parte también con el Cretácico subbético.

Además de los materiales cretácicos, la Unidad Intermedia en cuestión incluye, en "mezcla tectónica", retazos del Mioceno inferior y Nummulítico. Frecuentemente también, de las margas yesíferas del Keuper del manto de corrimiento subbético que se superpone.

Más al Sur, en la Hoja de Caravaca, existen también afloramientos de esta Unidad Intermedia, que en la actualidad son objeto de estudio por parte de mi compañero J. Baena, también bajo los materiales de Subbético autóctono.

El espesor de la Unidad Intermedia es muy variable según los -- puntos que se consideren.

Bajo el Subbético del Isleo Tectónico de la S^a del Cerezo, testi-- go más septentrional de las dos unidades alóctonas, la Unidad -- Intermedia se encuentra muy laminada, y no supera los 30 metros de espesor en tales circunstancias.

Parece estar representada en su máximo espesor de afloramiento inmediatamente al SO de Moratalla, entre el Arroyo de Caravaca y el Subbético que culmina en el vértice geodésico Buitre -- (1.428 m.). En este lugar parece superar los 800 metros de es-- pesor.

En la extremidad occidental de la S^a de la Puerta, reduce de nue-- vo su espesor, rápidamente y por causas tectónicas, de Norte a Sur, hasta contar sólo con unos 50-60 metros entre la S^a de la -- Puerta al Norte y el Keuper del Subbético al Sur.

En los demás lugares, aflora con espesores comprendidos entre -- los valores máximo y mínimo señalados.

Se exponen a continuación las características litoestratigráficas de esta Unidad Intermedia, en ciertos sectores.

V. III-4-1-A. - LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-- MORATALLA EN LA SIERRA DEL CEREZO.

Sobre las margas y calizas del Mioceno inferior, y bajo las dolomías del Subbético, en el extremo occidental de la S^a del Cerezo, la Unidad Intermedia presenta unas facies correspondien-- tes al Cretácico inferior en s. lato, con las siguientes caracterís-- ticas.

- unos niveles de base, compuestos de calizas cristalinas y microcristalinas, con texturas de pelesparitas y micritas, contienen partículas de pirita, y como restos orgánicos -- han librado únicamente algunos de Crinoides, Protocon-- chas, y Textuláridos y abundantes Nannoconus sp.
- inmediatamente encima, vienen unas areniscas arcillosas, con un 50% de cuarzo en tamaño arena, abundantes trozos pequeños de lignito, que destacan a simple vista, y pajue-- las de mica. Únicamente han librado Hedbergella sp.; y -- otros pequeños Foraminíferos.

Este conjunto, por su microfacies, encajaría bien dentro de cualquier término comprendido entre el Barremiense y el Albense.

V. III-4-1-B. - LA UNIDAD INTERMEDIA EN LAS INMEDIACIONES DE MORATALLA.

Al NO de Moratalla afloran, en el arroyo de Caravaca, los niveles más inferiores de la serie.

Se trata de un conjunto de areniscas, microconglomerados silíceos en ocasiones, calizas arenosas y margas areniscosas.

Este conjunto inferior no ha librado fauna característica. Hacia el techo del mismo, una caliza arenosa, con textura de intrasparita arenosa, y un 25-30% de arena de cuarzo, intraclastos y pseudo-oolitos, ha dado únicamente restos de Lamelibranquios, Equinodermos, Ataxophragmidos, algunos Ostrácos, Miliólidos, Cuneolina sp. Halimeda sp., y Glomospira sp.

Su edad podría corresponder al Aptense en su lato, con todas las reservas del caso, dado que sobre estas areniscas vienen margas y margocalizas con fauna albense.

Albense

- Margas y calizas margosas, con abundantes Pithonella sphaerica (KAUFMANN) P. ovalis (KAUFMANN), Hedbergella sp., y Ticinella roberti (GANDOLFI).

Albense superior-Cenomenense inferior

- Margas más o menos areniscosas, con P. sphaerica --- (KAUFMANN) Hedbergella sp., Rotalipora ticinensis - (GANDOLFI) y espículas.

Cenomanense

- Margocalizas, con textura de micritas arcillosas, y margas, que contienen P. sphaerica (KAUFMANN), Hedbergella sp., y Rotalipora appenninica (RENZ).

Santoniense

- Margas con textura de biomicritas.

Contienen abundantes Hedbergella sp., Globotruncana coronata BOLLI, Gl. angusticarinata GANDOLFI, Gl. formicata PLUMMER y Gl. Iapparenti BOLLI.

Se comprueba aquí una de las series más completas de las que constituyen el Cretácico de la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla.

Además, entre las margas cretácicas se han encontrado retazos de margocalizas, con textura de biomicritas arcillosas, con abundante fauna del Mioceno inferior. Contienen estas, abundantes Globigerfnidos, G. bisphaericus, TODD, G. trilobus REUSS, G. mayeri CUSHMAN Y ELLISOR, G. sacculiferus BRADY, G. Inmaturus LEROY.

V. III-4-1-C. - LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA AL SUR Y SURESTE DE LA SIERRA DE LOS ALAMOS.

No he podido constatar en estas latitudes más que las -- margas del Albense, muy próximas al contacto con las dolomías de Lfas Subbético que se le superponen. La serie se encuentra muy laminada por causas tectónicas relacionadas con el corri-- miento.

En las proximidades del contacto con el Lfas subbético - que las sobremonta, las margas con microfauna del Albense se - encuentran más o menos mezcladas con pequeños retazos de las margas del Keuper, y otras del Mioceno, observándose partículas de yeso y Globigerfnidos propios de estas facies.

Por su parte, las margas albenses son más o menos areniscosas, en general con pequeñas proporciones de arena de -- cuarzo, no superiores al 5-10%. Contienen abundantes Ticinella roberti (GANDOLFI), Rotalipora ticinensis (GANDOLFI), y Globigerinelloides breggiensis (GANDOLFI)

Los términos más inferiores de la Unidad Intermedia no estarían representados aquí mientras que los más superiores, al parecer mecánicamente laminados, no están presentes ni siquiera en el mismo contacto con el Lfas Subbético .

V. III-4-1-D. - LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA BAJO LOS MATERIALES - SUBBÉTICOS DEL PUNTA DEL CARREÑO

Bajo las dolomías del Lfas Subbético en el Punta del Carreño, los materiales de la Unidad Intermedia, aún estando su conjunto más laminado que en la extremidad suroriental de la Sª de - los Alamos, presentan una variedad de microfacies relativamente mayor. En distintos puntos, todos próximos al contacto con las - dolomías del Lfas subbético, se encuentran los siguientes materia- les:

Albense (?)

- Margas ligeramente areniscosas, con un 5% de -- cuarzo en tamaño de arena fina y limo. Contienen piri-- ta oxidada, y en algunos puntos están mezcladas con el Keuper, como se deduce por la presencia de jacintos.

Estas margas contienen Pithonella sphaérica (KAUF MANN), P. ovalis (KAUFMANN) Hedbergella sp., Arenáceos, Ostrácodos y restos de Equinodermos.

Albense superior-Cenomanense inferior.

- Calizas margosas, con textura de biomicritas ar-- cillosas. Han librado, frecuentes Pithonella -- sphaérica, (KAUFMANN) Hedbergella sp., Valvulí-- nidos y Rotalipora ticinensis (GANDOLFI)

Cenomanense

- Calizas margosas, con textura de biomicritas -- más o menos arcillosas.

Contienen frecuentes Pithonella sphaérica (KAUF MANN), P. ovalis (KAUFMANN), Hedbergella sp., y Rotalipora cushmani (MORROW)

V.III-4-1-E.- LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR DE MORATALLA AL SUR DE EL SABINAR Y AL NO DE LA SERRETA DE LA TORRE.

La Unidad intermedia de Sabinar-Moratalla se en-- cuentra aquí en gran parte recubierta por terreno colu-- vial.

Se ponen de manifiesto los siguientes materiales de la misma, en afloramientos también próximos al con-- tacto con el Lías del Subbético que constituye la Se-- rrata de la Torre.

Albense

- Margas con Hedbergella sp. Ticinella roberti -- (GANDOLFI), y Rotalipora ticinensis (GANDOLFI)

Cenomanense

- Margas grises, con Hedbergella sp., Rotalipora

appenninica (RENZ), Rotalipora greenhornensis - (MORROW), y Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

Senonense

- Margocalizas, con textura de biomicritas arcillosas, que contienen dudosas Globotruncana sp. junto con Hedbergella sp. Pithonella sphaérica (KAUFMANN)

V.III-4-1-F.- LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORRATALLA AL NE DE LA SERRATA DE LA TORRE.

En parajes muy próximos a los anteriores, al NE de la Serrata de la Torre, donde el recubrimiento coluvial es menos importante, se ponen de manifiesto los siguientes términos de esta Unidad.

Aptense-Albense (?)

- Areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas areniscosas de aspecto hojoso. Contienen cuarzo en tamaño arena, para las calizas y areniscas, en proporciones que oscilan entre el 30% y el 50%, además de mica y pirita oxidada.
- Han librado Ataxiophragmidos, frecuentes Orbitolinas sp. (en las calizas arenosas), Miliólidos Ostrácodos, Arenáceos, Epistomina sp., Pithonella sp., Ticinella sp. (?), Buueina sp. Agardhielopsis sp.

Albense

- Margas limosas, con limo de cuarzo en proporción del orden del 5%, con pirita oxidada y mica.

Contienen Ostrácodos, Globigerinelloides sp., - Hedbergella sp., y Pithonella sphaérica (KAUFMANN)

Albense superior-Cenomanense inferior

- Margas areniscosas, margocalizas y calizas margosas.

Contienen Rotalipora ticinensis (GANDOLFI) R. -
stephani y Globigerinelloides bregginiensis - -
(GANDOLFI)

V.III.4-1-G.- LA UNIDAD INTERMEDIA AL SUR DE LA -
SERRETA DE LA TORRE.

Los términos litológicos que culminan en la Serreta de la Torre constituyen un Isleo Tectónico del manto subbético, rodeado en su mayor parte por la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla, situada tectónicamente debajo del Subbético. Únicamente en la extremidad - - oriental de la Serreta de la Torre, la Unidad Intermedia aparece completamente laminada, y los materiales - del Subbético se apoyan directamente sobre el Mioceno inferior, sobre el cual están corridos ambos conjuntos.

Al Sur de la Serreta de la Torre, la Unidad Intermedia se presenta de nuevo menos laminada, con un gran espesor, algo menor en todo caso que el que se ha constatado entre el vértice geodésico Buitre y el Arroyo - de Caravaca, al SO de Moratalla.

Se han observado los siguientes términos.

Aptense-Albense(?)

- Areniscas y margas arenosas, con porcentajes de arena de cuarzo de hasta el 60-70%. Contienen - gránulos de pirritas oxidada, y mica. Únicamente han dado pequeños Valvulinidos. No obstante, - por su litofacies, estos niveles me parecen correlativos de los que al NE de la Serreta de la Torre han librado abundantes Orbitolinas y otra - microfauna.

Albense

- Margas limosas, con un 5 a un 10% de cuarzo en tamaño limo, pirrita oxidada y pajuelas de mica.

Contienen Ticinella roberti (GANDOLFI), Lagénidos y Arenáceos.

Albense superior(?)

- Margas semejantes a las anteriores, que contienen Rotaliporaticinensis (GANDOLFI), Globigeri-

nelloides breggiensis (GANDOLFI), Arenáceos y Lagénidos.

Albense superior-Cenomanense inferior.

- Margas y margocalizas, con textura de biomicritas, con frecuentes Pithonella spherica KAUFMANN P. Ovalis, y Hedbergella washitensis (CARSEY)

V.III.4-1-H.- LA UNIDAD INTERMEDIA AL SUR DE LA -
EXTREMIDAD OCCIDENTAL DE LA SIERRA
DE LA PUERTA.

Entre el Keuper del Subbético, y bajo el mismo, - al Sur, y los términos del Cretácico superior de la serie invertida de la Puerta, aflora una franja de margas y margocalizas en serie normal; pertenece a la Unidad Intermedia de Sabinar-Moratalla.

Con antelación me he referido a las relaciones -- tectónicas, y posiblemente estratigráficas de la Serie de la Sa de la Puerta en relación con la Unidad Intermedia, cuya cicatriz, o afloramiento más meridional, se encuentra en estas latitudes.

El espesor del conjunto se ha reducido aquí enormemente, a unos 50 a 60 metros. La reducción se viene realizando de forma progresiva desde las inmediaciones de Moratalla, mecánicamente.

La serie no aparece completa en sus términos litoestratigráficos, de los cuales se han constatado los siguientes:

Cenomanense inferior

- Los levigados de margas más próximos al Keuper han resultado estériles, y en mezcla con yesos del mismo Keuper. Únicamente por su color, margas grises y verdosas, y litología afin al Cretácico de la Unidad Intermedia, se pueden atribuir a ésta.
- Hacia la parte media, de Sur a Norte, se encuentran margas y margocalizas, de colores grises y verdosos-amarillentos, que también se encuentran

mezclados con trocitos lenticulares de yeso, -- del Keuper. Pero a esta altura, un levigado de margas ha librado ya Ticinella roberti (GANDOLFI), Pithonella sphaérica KAUFMANN, Rotalipora ticinensis, (GANDOLFI), Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI), Patellina sp. y Gaudryina sp.

La asociación de Rotalipora ticinensis (GANDOLFI) y Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI) data ría el Cenomanense inferior.

Albense superior

- Hacia el muro de la serie, normal, prosigue la misma litología de calizas y margosas, margocalizas y margas, también con mezcla de yesos del Keuper. El levigado de estas margas, ha librado escasas Ticinella roberti (GANDOLFI), Ammodiscus sp., Lenticulina sp., Hedbergella sp., Pithonella sphaérica, KAUFMANN Ostrácodos, y Globigerinelloides sp.

El género Globigerinelloides no sube al Cenomanense, por lo que la asociación parece corresponder al Albense superior.

Inmediatamente debajo viene la serie invertida de Sa de la Puerta, que comienza por los tramos del Santoniente basal, y que ha sido descrito en el apartado V. III-3-4-D.

V.III-4-2.- CONCLUSIONES SOBRE LA UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales más antiguos claramente representados en la Unidad corresponden al Albense. Es posible que el Aptense esté representado.

La gran similitud de estas series con las de la Unidad de la Sagra de Foucault (1960-61), permite sospechar con gran fundamento que se trata de la misma Unidad, posiblemente equivalente también a la de la serie de Los Villares (Prov. de Jaén) definida por Busnardo (1960).

En el presente estudio esta Unidad se atribuirá al Subbético externo s.lato, antes que al Prebético interno, por la mayor semejanza con el primero de la mayor parte de los términos litoestratigráficos supra-albenses. Esta comparación puede realizarse mejor en las transversales de Calasparra y Cieza, hasta donde se ha seguido la Unidad.



V. III- 5. - EL JURASICO EN EL SUBBETICO FRONTAL

Dentro del área cartografiada el Jurásico subbético está muy escasamente representado, al Norte del Río Benamor y con series muy incompletas. Sus afloramientos se limitan a las cotas más superiores de la Sierra del Cerezo y del Cerro de Almanillas.

Corresponden estos afloramientos a dos islecos tectónicos del manto de corrimiento, del frente subbético, sobre los materiales prebéticos, cuyas características tectónicas se discutirán más adelante, en el capítulo correspondiente.

La serie del Jurásico subbético resulta en estos afloramientos extremadamente incompleta, por lo que al objeto de establecer las correlaciones pertinentes de los términos litológicos representados, se esbozarán las características de la serie del Jurásico del Subbético frontal, que aparece más completa hacia el Sur.

En la parte más meridional de la Hoja de Moratalla, al Sur del Río Benamor, el Jurásico del Subbético frontal presenta una serie más completa que en las Sierras del Cerezo y en el Monte Almanillas. Pero en estos casos sus materiales se encuentran tectónicamente deslabazados, implicados por lo general en una tectónica de escamas del frente conexo del corrimiento.

Es necesario adentrarse un poco más al Sur, en la parte septentrional de la Hoja de Caravaca, para definir una sucesión estratigráfica objetiva de la serie del Jurásico. Al efecto, he realizado algunos itinerarios conjuntos con mi compañero J. Baena, quien se ocupa del estudio del Subbético en la región de Caravaca en el momento de redactar estas líneas, y a quien agradezco las sugerencias proporcionadas sobre el terreno. Los datos de microfaua estudiados por J. L. Saavedra, me han sido proporcionados por J. Esnaola, y obtenidos en la parte frontal del corrimiento Subbético al Sur de la Hoja de Moratalla.

V. III- 5- 1. - CARACTERISTICAS GENERALES DE LA SERIE

LIAS

Infralías-Lías inferior (?)

Se compone de una secuencia muy potente, que en ocasiones supera los 500 metros de espesor, de dolomías masivas, azoicas.

Lías inferior-medio (?)

Sobre las dolomías viene un episodio de calizas en bancos, de color blanco grisáceo, frecuentemente colíticas, con textura de bioesparruditas, oontraesparitas, pelmicritas, pelesparitas, y biomicrorruditas.

Su espesor es muy variable, entre unos 40 y 100 metros aproximadamente.

Contienen restos de faunas banales, de Crinoides, Lamelibranchios, Braquiópodos, Gasterópodos, Ostrácodos, Lagénidos (Lingulina sp., y Lenticulina sp., entre otros), protoccnchas, Ataxophrágidos y Ophthalmídeos, esquirlas, Textuláridos, Algas (Thaumatoporella sp. y Cayeuxia sp.)

Sobre estas calizas vienen generalmente, y otras veces faltan, unas calizas bien estratificadas de colores blanquecinos y con -- abundantes nódulos de sílex, y placas nodulosas de la misma naturaleza dispuestas según las superficies de estratificación. Este tramo de calizas no supera los 50-60 metros de espesor en las series -- del Subbético frontal. Su textura es de micritas más o menos arcillosas, y su microfauna banal, con Radiolarios, Ostrácodos, Ataxophrágidos, Lagénidos, etc.

Domerense

Constituye un nivel gufa, con unos pocos metros de espesor, -- de una Lumaquilla de Ammonites, muy constante en todo el dominio Subbético (1). En estas regiones las calizas son frecuentemente arenosas. Mi compañero J. Baena, ha recopilado abundantes Ammonites del Domerense, en estos niveles.

Toarcense

En el Jurásico del Subbético frontal, sobre las calizas con -- sílex del episodio anterior, viene frecuentemente unas calizas nodulosas rojas y rosadas, de pocos metros de espesor con Hillocerasbifrons (Brug.).

(1) esta lumaquilla está tan bien representada, en la región de Montefrío, Prov. de Granada. Tesis Doctoral de J. A. Vera (1966).

Hacia el Sur, el Toarcense diferencia una serie muy potente de calizas de grano fino y margas, con los mismos Ammonites en ciertos niveles, pero hacia la parte frontal del Subbético reducen su espesor progresivamente, hasta quedar representado el Toarcense en las calizas nodulosas aludidas.

Las calizas y margas, que vienen sobre la Lumaquilla del Domerense, corresponden en sus primeros tramos a un Jurásico superior indefinido entre el Domerense y el Toarcense, hasta alcanzar los niveles con Hilodoceras bifrons (Brug.) que datarían el Toarcense medio.

Estas calizas y margas, en la parte frontal del Subbético, en la Hoja de Moratalla, cuando están representados, aparecen siempre cobijadas bajo las dolomías del Lías inferior-Infralías, según la referida tectónica de escamas, y con pocos metros de espesor. Su textura es siempre de micritas más o menos arcillosas. Contienen más o menos frecuentes, Ostrácodos, espículas, phibroesphaeras, protoconchas, esquirlas finas y cortas, Lagénidos (Lingulina sp.), y Frondicularia sp., fragmentos de pequeños Equinodermos y, eventualmente, restos de Crinoides.

Lías superior-Dogger

En las series septentrionales del Subbético frontal, adquiere escaso desarrollo, con unas pocas decenas de metros de espesor, cuando no unos pocos metros. Se trata de calizas bien estratificadas, cuya microfacies es característica por su contenido frecuente de abundantes filamentos, además de Radiolarios, espículas, embriones de Ammonites, Gasterópodos, Phibroesphaeras, Globochaete alpina (Lombard), protoconchas y Valvulinidos.

Más al Sur, en la Hoja de Caravaca, el Dogger adquiere un mayor desarrollo, en facies calizas y margas, con niveles de Ammonites que permiten su datación más precisa.

Malm

Está representado por una serie de calizas bien estratificadas, con nódulos frecuentes de sílex, que intercalan algunos episodios de calizas nodulosas de colores rojos.

Su espesor, en estas latitudes septentrionales, supera a veces los 50 a 60 metros.

Contienen abundantes Ammonites, especialmente en los niveles nodulosos rojos, y en ocasiones Aptychus. Estos Ammonites, han permitido a mi compañero J. Baena una datación precisa.

El Cretácico inferior del Subbético, no está representado en la Hoja de Moratalla. Pero inmediatamente al Sur, aparece constituido por una importante secuencia de margas y margocalizas con Ammonites piritosos.

En la descripción de esta serie, se ha pretendido solamente esbozar sus características principales, al objeto de poder correlacionar con la misma los términos litológicos del Subbético representado en el área de la cartografía del presente estudio; y también, para poder comprender el esquema paleogeográfico de las unidades septentrionales hasta alcanzar el dominio del Subbético.

V. III-5-2. - TERMINOS DE LA SERIE DEL JURASICO SUBBETICO FRONTAL REPRESENTADOS EN EL AREA CARTOGRAFIADA.

A) EN EL ISLEO TECTONICO DE LA SIERRA DEL CEREZO, aparte de un pequeño retazo de las margas del Keuper subbético, anteriormente definidas, se observan,

- Unas potentes dolomías, que constituyen la mayor parte del afloramiento subbético.

Su espesor no sobrepasa, como máximo, los 150 metros, contrastando esta potencia con el enorme desarrollo que adquieren estas dolomías más al Sur.

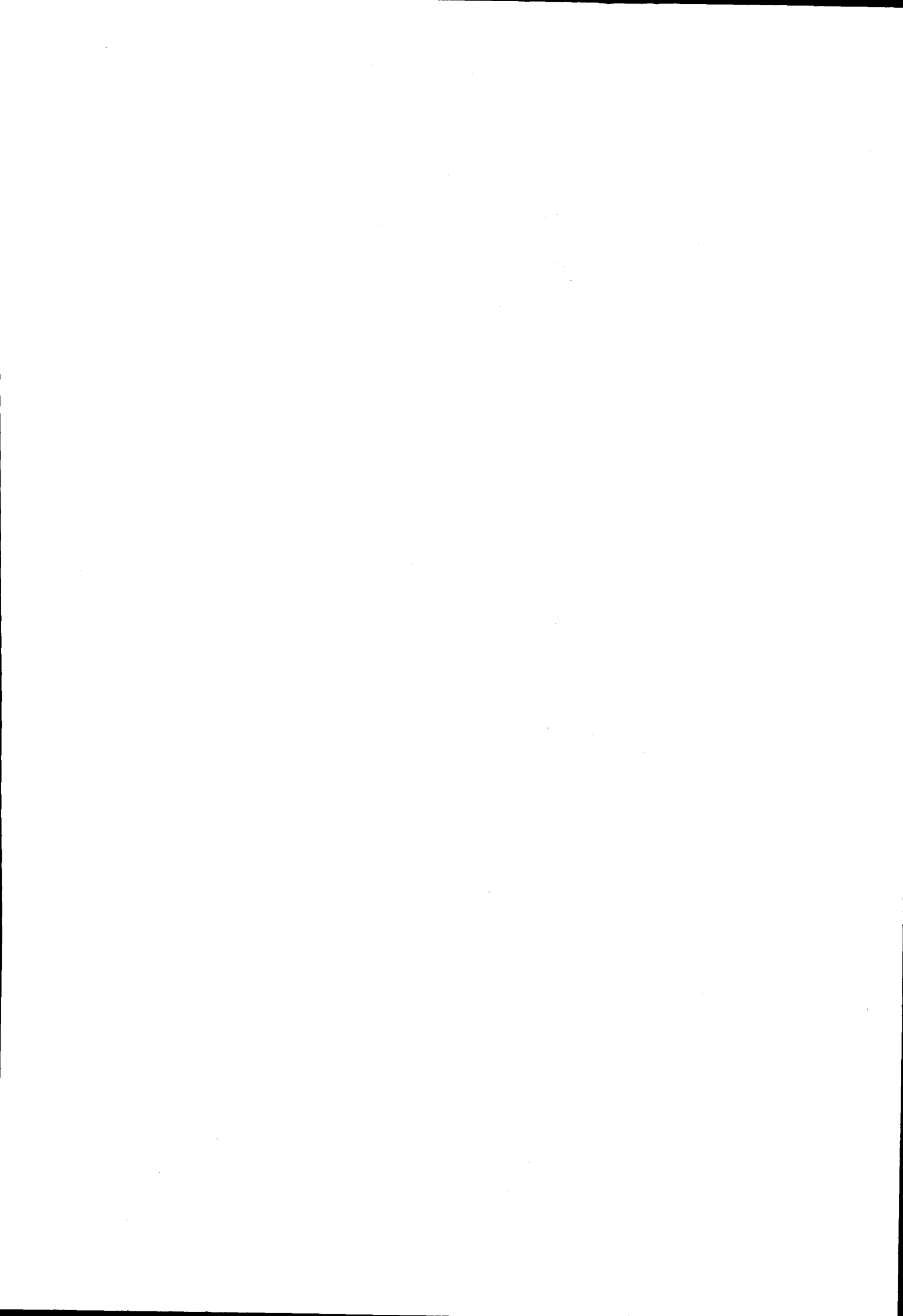
Podría pensarse que el espesor relativamente moderado de estas dolomías, en este testigo septentrional, se debería a un biselamiento de su extrema base, con motivo del corrimiento. Esto es posible, en cierto grado; pero por otra parte, sobre el afloramiento más septentrional del Keuper, la serie dolomítica parece comenzar con unas dolomías finamente estratificadas que recuerden los términos de base del Infralías. El resto de las dolomías, esto es, su mayor parte son de textura masiva; y al techo vienen unos pocos metros de las calizas que más al Sur se han atribuido al Lías medio, estos hechos, sugieren una reducción de espesor por motivos estratigráficos y no tectónicos.

No obstante, dada las malas condiciones de observación en la parte inferior de la serie dolomítica, no se puede negar la posibilidad de otros contactos mecánicos paralelos a la superficie principal del corrimiento, y en consecuencia la posibilidad de una reducción de espesor por motivos tectónicos. Pero en todo caso, sería también lógica una reducción de espesor de Sur a Norte de los términos del Lías-Infralías, al igual que la que se produce para el resto de la serie del Jurásico subbético. Esta hipótesis vendría apoyada también por la constatación de espesores mucho más moderados para los términos que se atribuyen al Infralías-Lías inferior en la ZONA PREBETICA.

- Unos niveles de calizas blancas, a veces oolíticas, sobre las dolomías anteriores del extremo oriental de la S^a. del Cerezo.

B) EN EL ISLEO TECTONICO DE ALMANILLAS, separado por erosión del Subbético de la S^a. del Cerezo, se encuentran sólo las dolomías de base, equivalentes a las anteriores.

En resumen pues, la serie subbética está escasamente representada en los testigos más septentrionales de su corrimiento, en la parte cartografiada en este trabajo.



V.III.6.- RESUMEN Y CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO Y CRETACICO EN EL AREA ESTUDIADA

En la figura 63 se expresan gráficamente las variaciones de litofacies entre los grandes dominios sedimentarios del área estudiada.

Se prescinde en este esquema del Subbético en s. - estricto, cuyas características acaban de ser esbozadas

En la figura 63 se ha señalado en negro la extensión de las lagunas estratigráficas, abarcando uno o más pisos en sentido vertical y lateral. En blanco, figuran los términos jurásicos y cretácicos desconocidos por falta de afloramientos en el PREBETICO INTERNO y UNIDADES INTERMEDIAS. Los otros términos que figuran en blanco (Fig. 63) en las unidades prebéticas, externa e interna, pretenden señalar el desconocimiento de la naturaleza litológica, bien por erosión reciente o emergencia (caso del Cretácico superior); bien, por la doble posibilidad, de falta de sedimentación, o por el contrario, el posible paso lateral a las facies "Weald-Utri-llas", en el caso del cretácico inferior.

A continuación se resumen brevemente las características de los diferentes pisos en los distintos dominios.

LIAS (150-200 m.)

Bien representado en el PREBETICO EXTERNO por una formación de dolomías tableadas de grano fino, y arcillas verdes y rojas al techo. No aflora en las demás Unidades. Las dolomías del techo, eventualmente, pasan a calizas.

DOGGER (250-350 m.)

Formación dolomítica masiva, muy potente al igual que el Lías, con pasos laterales a calizas oolíticas o de grano fino en el Sector Central del PREBETICO EXTERNO. En el Sector Centro-Meridional (SE de la estudiada) se encuentran cargadas de terrígenos silíceos.

OXFORDIENSE INFERIOR

Faltaría por laguna estratigráfica en todo el PREBETICO EXTERNO. Esta laguna estratigráfica se hace extensiva al SE (Sector Centro-Meridional) ocupando también todo el Kimmeridgiense inferior, además del Oxfordiense superior.

OXFORDIENSE SUPERIOR

Representado por calizas nodulosas con Ammonites, y también con fauna bentónica. Su espesor siempre moderado es muy variable, reduciéndose a veces a simples "residuos".

KIMMERIDGIENSE INFERIOR Y PARTE INFERIOR DEL KIMMERIDGIENSE MEDIO.

Comprende una formación de calizas y margas. Hacia el Sector Central del PREBETICO EXTERNO, algunos niveles calizos de grano fino se dolomitizan más o menos acentuadamente. Otros, pasan a calizas oolíticas arenosas, silíceas, aumentando el grado de madurez textural. Hacia el mismo Sector Central las margas se cargan de limo de cuarzo y pajuelas de mica. Más al Sur (Sector Centro-Meridional), el grado de madurez textural de las calizas es también alto, e igualmente ciertos niveles aparecen más o menos dolomitizados; además se producen pasos laterales a arenas silíceas, de forma aparentemente progresiva. En este último sector falta el Kimmeridgiense inferior.

KIMMERIDGIENSE MEDIO

Sigue a la anterior una formación dolomítica análoga a la del Dogger, pero menos potente. Dicha formación, hacia el Sector Oriental del PREBETICO EXTERNO, pasa a calizas de oncolitos más o menos dolomitizadas. Eventualmente, en el Sector Central, pasa a calizas oolíticas. Y, al igual que el Dogger, también como aquel en el Sector Centro-Meridional, sus dolomías aparecen cargadas de terrígenos silíceos.

La atribución de estas dolomías al Kimmeridgiense medio se fundamenta en que los primeros niveles de la formación calizo-margosa inmediata superior con tienen aún microfauna de esta edad.

EXTREMA PARTE SUPERIOR DEL KIMMERIDGIENSE MEDIO + KIMMERIDGIENSE SUPERIOR - PORTLANDIENSE Y PASO AL NEOCOMIENSE.

Se atribuye a este entorno cronoestratigráfico una formación de calizas y margas con la que culmina la serie del Malm. Los distintos pisos expresados se encuentran más o menos caracterizados, en las distintas series en que esta formación está representada. En el PREBETICO EXTERNO esta formación ma

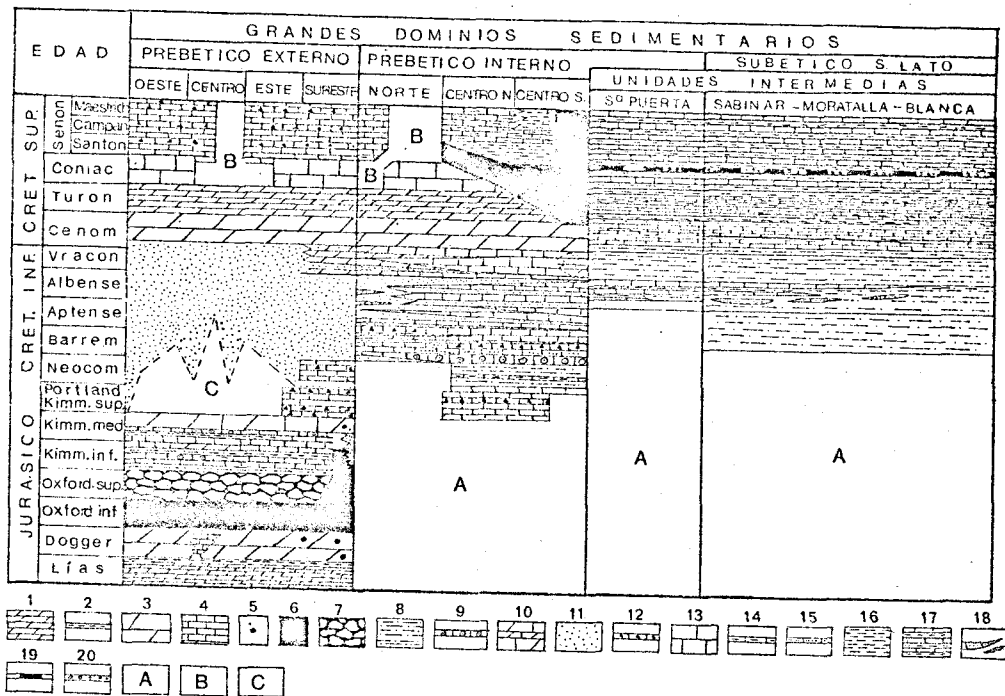


Figura 63.- Litoestratigrafía comparativa entre los pisos de los distintos dominios sedimentarios.

EXPLICACION: 1) dolomicritas finamente estratificadas; 2) arcillas y/o margas; 3) dolomías masivas; 4) calizas bien estratificadas; 5) inclusiones de arena y grava silíceas; 6) laguna estratigráfica; 7) calizas nodulosas pelágicas; 8) margas finamente areniscosas con faunas pelágicas y eventualmente bentónicas; 9) calizas oolíticas; 10) paso de dolomías a calizas dolomíticas y calizas, dolomitización de tipo secundario constatada; 11) arenas, arcillas y gravas silíceas; 12) calizas en facies de agua dulce, niveles ricos en Charophyceas; 13) calizas masivas o en bancos gruesos; 14) calizas arcillosas; 15) calizas arenosas silíceas; 16) margas, margocalizas y calizas; 17) alternancias de calizas y margas; 18) lentejones y/o niveles de areniscas silíceas entre margas con microfaua y macrofauna esencialmente pelágica, y eventualmente bentónica; 19) niveles de sílex negro, muy frecuentemente representados a escala regional; 20) niveles de conglomerados monogénicos calizos, aparentemente de origen turbidítico.

A= series desconocidas por no llegar a aflorar en la región estudiada, y que aflorarían muy parcialmente en otras regiones de las Cordilleras Béticas.

B= series que pueden faltar por simple erosión post-cretácica, sin que pueda excluirse la posibilidad de lagunas estratigráficas.

C= posible integración en la facies terrígenas de tipo "Weald-Utrillas", sin que pueda excluirse tampoco la posibilidad de lagunas de sedimentación.

rina-lagunal, se encuentra bien representada única mente en el Sector Oriental, tanto más completa hacia el Sur. Falta en los demás sectores del Prebético externo, en los que según se ha discutido anteriormente, podría encontrarse integrada en la extrema base de las facies continentales "Weald-Utrillas". En el PREBETICO INTERNO (sectores centrales) sólo llega a aflorar el Portlandiense con paso impreciso al Neocomiense, (Berriasiense), esto es, - la parte superior de esta formación. En este dominio, ha aumentado considerablemente la potencia y prevalecen los niveles marinos, aún siguiendo representados más escasamente los episodios de Charofíceas que abundaban en la misma formación del dominio prebético externo.

Esta formación intercala calizas arenosas silíceas en el Portlandiense del PREBETICO INTERNO, mientras que la misma contiene un microconglomerado silíceo en el PREBETICO EXTERNO además de niveles de arcillas coloreadas (eventualmente) que evocan la facies "Weald-Utrillas".

En resumen, respecto a los posibles pasos laterales de facies, entre las formaciones jurásicas estudiadas y las que no llegan a aflorar en el PREBETICO INTERNO y UNIDADES INTERMEDIAS, nada puede afirmarse en esta transversal.

Si se supone que en esta transversal la evolución de las series jurásicas sería análoga a la de regiones vecinas, habría que esperar:

- Un Jurásico análogo al del PREBETICO EXTERNO en las series más septentrionales del PREBETICO INTERNO.
- Un Jurásico de tipo SUBBETICO en la UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR-MORATALLA-BLANCA.

Se desconocería totalmente la naturaleza del Jurásico de las demás series de estas Unidades en las distintas transversales.

CRETACICO INFERIOR

En el PREBETICO EXTERNO se presenta en facies continental, evocando condiciones de depósito marcadamente fluvial, excepto hacia el Sur, donde los ensayos granulométricos anuncian la proximidad de las playas marinas, y donde eventualmente se localizan las calizas de Charofíceas en la base, y dolomías con sombras de Orbitolinas hacia el techo (Vraco--niense,?).

Hacia el DOMINIO PREBETICO INTERNO, se desarrollan abiertamente las facies recifales y pararecifales, del Barremiense al Albense, sobre un Neocomiense - incompleto constituido por margas ricas en fauna pelágica, finamente areniscosas.

Las calizas pararecifales y recifales, más o menos ricas en Algas, Foraminíferos y Rudistas, intercalan en todos los pisos, desde el Barremiense hasta el Albense Superior, niveles de arenas y areniscas silíceas, así como margas versicolores.

Algunos niveles calizos del Barremiense y del Apertense evocan condiciones muy litorales por su riqueza en Charáceas. No obstante, la mayor parte -- son marinos.

El índice de madurez textural de las calizas es -- bastante alto en el Barremiense y el Vraconiense, y generalmente moderado o bajo en los demás pisos, donde predominan las texturas de micritas. A nivel de cada piso, el índice de madurez textural aumenta hacia el Sur, posiblemente en relación con la existencia de un eje de umbral meridional que se deduce de la evolución de los espesores de las series.

En el Prebético meridional (para-autóctono o para alóctono) o UNIDAD INTERMEDIA DE LA SIERRA DE LA PUERTA y en el SUBBETICO s. lato o UNIDAD INTERMEDIA DE SABINAR MORATALLA (alóctona), sólo llega a aflorar el Albense, y en el primer caso sólo el Albense superior.

El Albense superior del PREBETICO MERIDIONAL de la Sierra de la Puerta es muy análogo al del PREBETICO INTERNO, en sus calizas ricas en Orbitolinas. Difiere del mismo, en que no existen niveles arenosos continentales, aunque sus margas ricas en Foraminíferos pelágicos, y las del mismo Vraconiense rico en Ammonites, son finamente areniscosas.

Las calizas de Orbitolinas desaparecen como niveles diferenciados entre las margas Albenses del -- SUBBETICO EXTERNO o Unidad alóctona de Sabinar-Moratalla. No obstante estas margas presentan allí -- niveles de areniscas diferenciados, aún a manera de lentejones discontinuos, pajuelas y nivelitos de -- lignito, entre las margas ricas en Foraminíferos pelágicos. Eventualmente, se han constatado también Orbitolinas en las margas más septentrionales de la Unidad.

Esta última Unidad en la transversal de Cieza (L. Jerez, F. Jerez y G. García Monzón, datos inéditos)

tendría una extensión grande hacia el Sur, llegando a encontrarse bajo la Sierra del Ricote sus afloramientos más meridionales.

CRETACICO SUPERIOR

El complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense que caracteriza a escala regional los DOMINIOS -- PREBETICOS EXTERNO E INTERNO, pasa a calizas y -- margas con fauna pelágica, en una formación que es común a las dos UNIDADES INTERMEDIAS (Prebético meridional y Subbético externo). Esta última formación de las Unidades Intermedias intercala niveles de sílex negro y un conglomerado turbidítico a nivel de Turonense (Fig. 63).

Al Sur del PREBETICO INTERNO, y también en los -- sectores centrales del mismo, se pone de manifiesto una laguna estratigráfica más o menos extensiva entre la parte superior del complejo dolomítico (posible Turonense y los distintos términos -- del Senonense (Fig. 63)).

El Coniaciense del PREBETICO EXTERNO E INTERNO es calizo, masivo, de ambiente marino restringido. -- En el PREBETICO MERIDIONAL y SUBBETICO es margoso o margocalizo, como el conjunto del Senonense en "facies de capas rojas" ricas en Globotruncanas. Por el contrario el Senonense del PREBETICO EXTERNO constituye una formación caliza marino-lagunal. En las series más septentrionales representadas -- del PREBETICO INTERNO, es calizo, ligeramente margoso y francamente marino con Siderolites, Lepidodorbitorbitoides y Globotruncanas. En los sectores centrales de PREBETICO INTERNO, el Senonense es margocalizo y margoso rico en Globotruncanas y escasos Ammonites; facies ya muy análoga a la de "capas rojas" de las Unidades intermedias, de la que difiere únicamente en el color.

Durante el Cenomanense-Turonense la subsidencia -- máxima corresponde al PREBETICO INTERNO, y la mínima a las UNIDADES INTERMEDIAS no obstante su mayor lejanía de costa y profundidad. Durante el Senonense la subsidencia es notablemente mayor en -- el PREBETICO EXTERNO, tendiendo a quedar realizado el PREBETICO INTERNO, con series incompletas, y aumentando la profundidad del depósito hacia las -- Unidades INTERMEDIAS.

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día
la fecha, constituido por:

- D. José María Fontbó
- D. Aurora Linares Rodríguez
- D. Onil Riba Arderica
- D. Victor García Dienes
- D. Juan Antonio Vera Torres

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado
León José Mir.

Se acordó Lo bresaliente per unanimidad.
Por lo que con esto, se extiende firmada por los
componentes del Tribunal, la presente diligencia.

Arahada, a 2 de Junio de 1973.

El Secretario,

El Presidente,

[Signature]

[Signature]

El Vocal,

El Vocal,

El Vocal,

[Signature]

[Signature]

[Signature]



Biblioteca Universitaria de Granada



01052251