A topographic map of the Sierra de Cazorla region, overlaid with geological information. The map features contour lines indicating elevation, with labels such as 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1600, 1700, and 1800. Geological units are color-coded and labeled: yellow for M₁, green for C, purple for L-D, and blue for J₂. A red line traces a geological boundary across the map. Key locations like 'Cerro del Pulpito' and 'Pto. Lorente' are marked. A north arrow is present in the upper right. Asterisks (*) are placed at several points on the map, likely indicating specific study sites. The title and author's name are centered over the map.

ESTUDIO DEL JURÁSICO DE UN SECTOR DE LA SIERRA DE CAZORLA (ZONA PREBÉTICA)

Pablo Acosta Robles

ESTUDIO DEL JURASICO DE UN SECTOR
DE LA SIERRA DE CAZORLA
(ZONA PREBETICA)

Pablo Acosta Robles

Tesis de Licenciatura en Ciencias
Geológicas dirigida por el Dr. Manuel
García Hernández, Profesor titular de
Estratigrafía de la Universidad de
Granada.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Enero, 1989

A mis padres

INDICE

AGRADECIMIENTOS.....	7
I. INTRODUCCION.....	9
I.1. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO Y OBJETIVOS.....	9
I.2. ANTECEDENTES.....	11
II. RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DE LA SIERRA DE CAZORLA.....	13
II.1. LA SIERRA DE CAZORLA EN EL MARCO DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS.....	13
II.2. RASGOS ESTRATIGRAFICOS GENERALES.....	15
II.2.1. <u>Triásico</u>	17
II.2.2. <u>Jurásico</u>	18
II.2.3. <u>Cretácico</u>	19
II.2.4. <u>Terciario</u>	19
II.3. RASGOS ESTRUCTURALES.....	20
III. UNIDADES ESTRATIGRAFICAS.....	24
III.1. BREVE REVISION DE CONCEPTOS.....	24
III.2. SECUENCIAS DEPOSICIONALES PROPUESTAS.....	26
IV. ANALISIS DE FACIES DEL JURASICO DE LA SIERRA DE CAZORLA.....	30
IV.1. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL LIAS INFERIOR-¿MEDIO?.....	30
IV.1.1. <u>Descripción</u>	30
IV.1.2. <u>Relaciones de facies e interpretación sedimentaria</u>	32
IV.2. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL LIAS MEDIO O SUPERIOR.....	34
IV.2.1. <u>Descripción</u>	34
IV.2.2. <u>Interpretación sedimentaria</u>	36
IV.3. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL ¿LIAS SUPERIOR?-DOGGER....	36
IV.3.1. <u>Descripción de facies</u>	36
IV.3.2. <u>Relaciones de facies e interpretación sedimentaria</u>	38
IV.3.3. <u>Edad de la macrosecuencia deposicional del Lías-Dogger; discusión</u>	39
IV.4. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL OXFORDIENSE MEDIO-SUP.....	40
IV.4.1. <u>Caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos</u>	43
IV.4.1.1. <u>Descripción</u>	43
IV.4.1.2. <u>Edad</u>	44
IV.4.1.3. <u>Interpretación sedimentaria</u>	44
IV.4.2. <u>Calizas nodulosas</u>	45
IV.4.2.1. <u>Descripción</u>	45
IV.4.2.2. <u>Edad</u>	46
IV.4.2.3. <u>Interpretación sedimentaria</u>	46

IV.4.3.	<u>Calizas y margas</u>	48
	IV.4.3.1. Descripción.....	48
	IV.4.3.2. Edad.....	49
	IV.4.3.3. Interpretación sedimentaria.....	51
IV.4.4.	<u>Los biohermos de esponjas y estromatolitos</u> ...	52
	IV.4.4.1. Descripción.....	52
	IV.4.4.2. Modelo de formación.....	55
	IV.4.4.3. El medio de formación y crecimiento de los biohermos.....	56
IV.4.5.	<u>Conclusiones sobre la secuencia deposicional oxfordiense</u>	58
IV.5.	SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL KIMMERIDGIENSE-BERRIASENSE SUPERIOR.....	59
IV.5.1.	<u>Ritmita margoso-calcárea (Oxford. terminal- Kimmeridgiense inferior</u>	60
	IV.5.1.1. Descripción.....	60
	IV.5.1.2. Edad.....	64
	IV.5.1.3. Interpretación sedimentaria.....	65
IV.5.2.	<u>Dolomías y calizas grises (Kimmeridgiense medio-Portlandense superior)</u>	66
	IV.5.2.1. Descripción.....	66
	IV.5.2.2. Edad.....	69
	IV.5.2.3. Interpretación sedimentaria.....	69
IV.5.3.	<u>Alternancia de calizas y margas (Portlandense superior-Berriasense superior)</u>	70
	IV.5.3.1. Descripción.....	70
	IV.5.3.2. Edad.....	71
	IV.5.3.3. Interpretación sedimentaria.....	71
IV.5.4.	<u>Conclusiones sobre la secuencia deposicional del Kimmeridgiense-Berriasense superior</u>	72
IV.6.	SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BERRIASENSE SUPERIOR- VALANGINIENSE INFERIOR.....	73
IV.7.	ANALISIS DE LAS DOLOMIAS. PROCESOS DE DOLOMITIZACION.....	74
V.	PALEOGEOGRAFIA.....	77
V.1.	EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA.....	77
V.2.	LOS FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACION.....	79
	V.2.1. <u>La ritmicidad y sus causas</u>	79
	V.2.2. <u>Transgresiones, regresiones y discontinuidades: sus causas</u>	81
	V.2.2.1. Subsistencia.....	81
	V.2.2.2. Eustatismo.....	82
	V.2.2.3. Discusión.....	85
VI.	CONCLUSIONES GENERALES.....	91
	BIBLIOGRAFIA.....	93
	LAMINAS.....	103

AGRADECIMIENTOS

A Manuel García Hernández, director de esta tesina y mi MAESTRO, le agradezco su dedicación y su amistad.

A mi PADRINO, Agustín Martín Algarra, gracias por su apoyo y su preocupación por mí.

También quiero expresar mi agradecimiento a mis COMPAÑEROS del Dpto. de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada: A. Checa por su ayuda en el estudio del Oxfordiense; J.A. Vera por su interés, consejos y por la confección de la bibliografía; F. Delgado por la realización de fotografías; A. Martín Penela, J. Rey y, sobre todo, J. Rodríguez Fernández por su compañía y los buenos ratos que he pasado con ellos en el nº 16 del departamento; A. Romero por la preparación de las láminas delgadas y por su afecto. Agradezco también a J. Aguilar, del Dpto. de Edafología, sus sugerencias sobre paleosuelos.

A mis AMIGOS, por su disponibilidad: J. Garrido Manrique que ha mecanografiado buena parte del texto; M.J. Bailón y F. Rodríguez Tovar por la realización de dibujos; L. O'Doguerty por su ayuda en la fotografía. Quiero recordar también las jornadas de campo compartidas con J. Hernández Molina, L. O'Doguerty, F. Romero y, especialmente, con F. Rodríguez Tovar que también trabaja en esta región y con el que he intercambiado ideas sobre los materiales del Kimmeridgiense.

A los INCONDICIONALES: mis padres, mis hermanos y Elena.

A la CAYCIT y el CSIC (Proyecto 83/3503/C01/C02) por la financiación de este trabajo y, en particular, a A.C. López Garrido director de dicho Proyecto. A la Agencia de Medio Ambiente por la concesión de los permisos para realizar los itinerarios geológicos necesarios.

A todos, muchas gracias.

I. INTRODUCCION.

I.1. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO Y OBJETIVOS.

El contenido de la presente memoria se centra en el estudio de los materiales jurásicos de un sector de la Sierra de Cazorla al sur de dicha población (provincia de Jaén). Los límites del área estudiada son: la Depresión del Guadalquivir al oeste, el curso alto del río del mismo nombre al este, el pueblo de la Iruela al norte y el Cerro Villalta al sur (fig. 1).

Los materiales que constituyen el objetivo primordial del trabajo corresponden al "superciclo" Jurásico (sensu Vail et al, 1977a) el cual constituye una unidad genética e incluye el Berriasense y el Valanginiense inferior; supera por tanto el límite cronológico del período Jurásico. Al no estar representada en la Sierra de Cazorla la parte superior de este intervalo se recurrirá a los afloramientos de la vecina Sierra del Pozo (al este de la anterior) estudiados ya por García Hernández (1978).

El trabajo parte del estudio geológico regional y desde él se centra en los aspectos sedimentológicos y estratigráficos. Para ello han sido de gran utilidad los trabajos anteriores (sobre todo Foucault, 1971) en los que se establece el esquema estructural y estratigráfico de la región (capítulo II). Hay que destacar el interés de la Sierra de Cazorla para el conocimiento del Jurásico prebético ya que dicha Sierra ofrece una exposición excepcional, dentro de la Zona Prebética, de materiales de dicho periodo.

La cartografía geológica ha proporcionado un conocimiento geológico-regional del sector; se ha realizado sobre fotografías aéreas a escala 1:18.000 y posteriormente se ha reproducido sobre una base topográfica a escala 1:25.000. Han sido de gran ayuda los esquemas cartográficos y los cortes geológicos de Foucault (1971). En el mapa que acompaña a esta memoria he incluido, además, la cartografía del sector Nacimiento del Guadalquivir-Cabañas original de García Hernández (1978), quedando así reflejada la distribución de los materiales superiores del superciclo Jurásico ausentes en la Sierra de Cazorla.

A continuación indico los objetivos de la investigación y explico como se ha abordado cada uno de ellos; su ordenación, que en cierto modo reproduce el método empleado, es también la que se

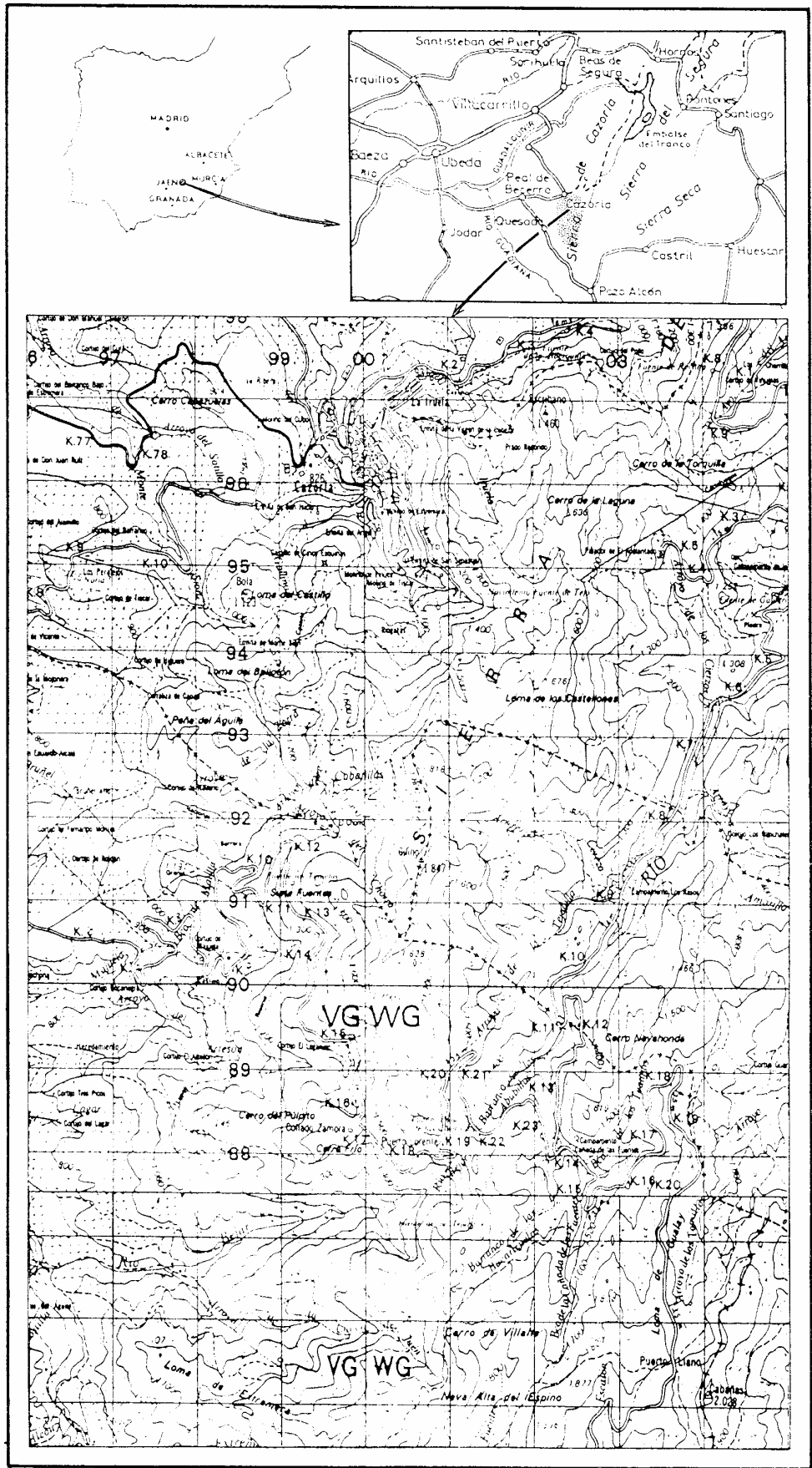


Fig.1.- Localización geográfica.

sigue en la redacción de la memoria:

- Establecer las unidades estratigráficas (capítulo III).
- Determinar los ambientes sedimentarios a partir de las asociaciones de facies y con ayuda de la bibliografía especializada (capítulo IV). Las dataciones se han realizado a partir de microfósiles (algas y foraminíferos) salvo para los materiales oxfordienses cuya fauna de ammonites ha sido estudiada por A. Checa; también se han utilizado datos bioestratigráficos de trabajos previos.
- Reconstruir la historia de la región durante el Jurásico (apartado V.1). Para ello se contempla la sucesión de ambientes sedimentarios dentro de las secuencias deposicionales estableciendo las principales tendencias sedimentarias (transgresiones-regresiones) y prestando una atención especial al significado de las discontinuidades estratigráficas.
- Plantear los factores que controlan la historia previamente establecida (apartado V.2), en la que intervienen la subsidencia, el eustatismo y la velocidad de sedimentación.

I.2. ANTECEDENTES.

La referencia principal en este trabajo la constituye la tesis doctoral de Foucault (1971) quien asienta las bases geológico regionales de la Sierra de Cazorla. Con anterioridad a esa fecha y desde finales del siglo pasado esta región había sido estudiada por diversos autores franceses, alemanes y españoles (véase p. 15 ss.), pero es en el trabajo de Foucault (1971), precedido de otros de este autor en la década de los 60, donde se recoge la información fundamental sobre la geología de esta región: estratigrafía, tectónica y encuadre dentro de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

También en 1971 ve la luz la tesis doctoral de López Garrido en la que se aborda el estudio de una amplia región que incluye la prolongación septentrional del sector aquí estudiado y que denomina "Unidad de la Sierra de Cazorla".

García Hernández (1978) estudia el Jurásico terminal-Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y de Segura; su aportación sobre el tránsito Jurásico-Cretácico se incluye aquí en el contexto del superciclo Jurásico.

García Hernández y López Garrido (1979a,e) realizaron itinerarios geológicos que recogen las características generales de las Sierras de Cazorla y Segura.

Los trabajos generales sobre el Prebético constituyen también una contribución muy importante para la comprensión de la geología de estas Sierras al situarlas en un marco más amplio; además dichos trabajos comportan datos de esta región. Destaco los siguientes:

- Trabajos de síntesis sobre el Prebético: Azema et al. (1971), Rodríguez Estrella (1978, 1979), Baena y Jerez (1982).
- Artículos sobre facies y paleogeografía del Prebético para distintos intervalos del Jurásico: García Hernández y López Garrido (1979b,c,d), García Hernández, López Garrido y Olóriz (1979, 1981).
- Y, más recientemente, trabajos en los que se establecen ciclos sedimentarios para el Jurásico de la Zona Prebética: García Hernández y López Garrido (1987), López Garrido y García Hernández (1988).

Finalmente señalaré algunos trabajos sobre el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas que han sido de gran ayuda: Azema et al. (1979), García Hernández et al. (1980, 1988a), Seyfried (1979), Vera (1984, 1988).

II. RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DE LA SIERRA DE CAZORLA.

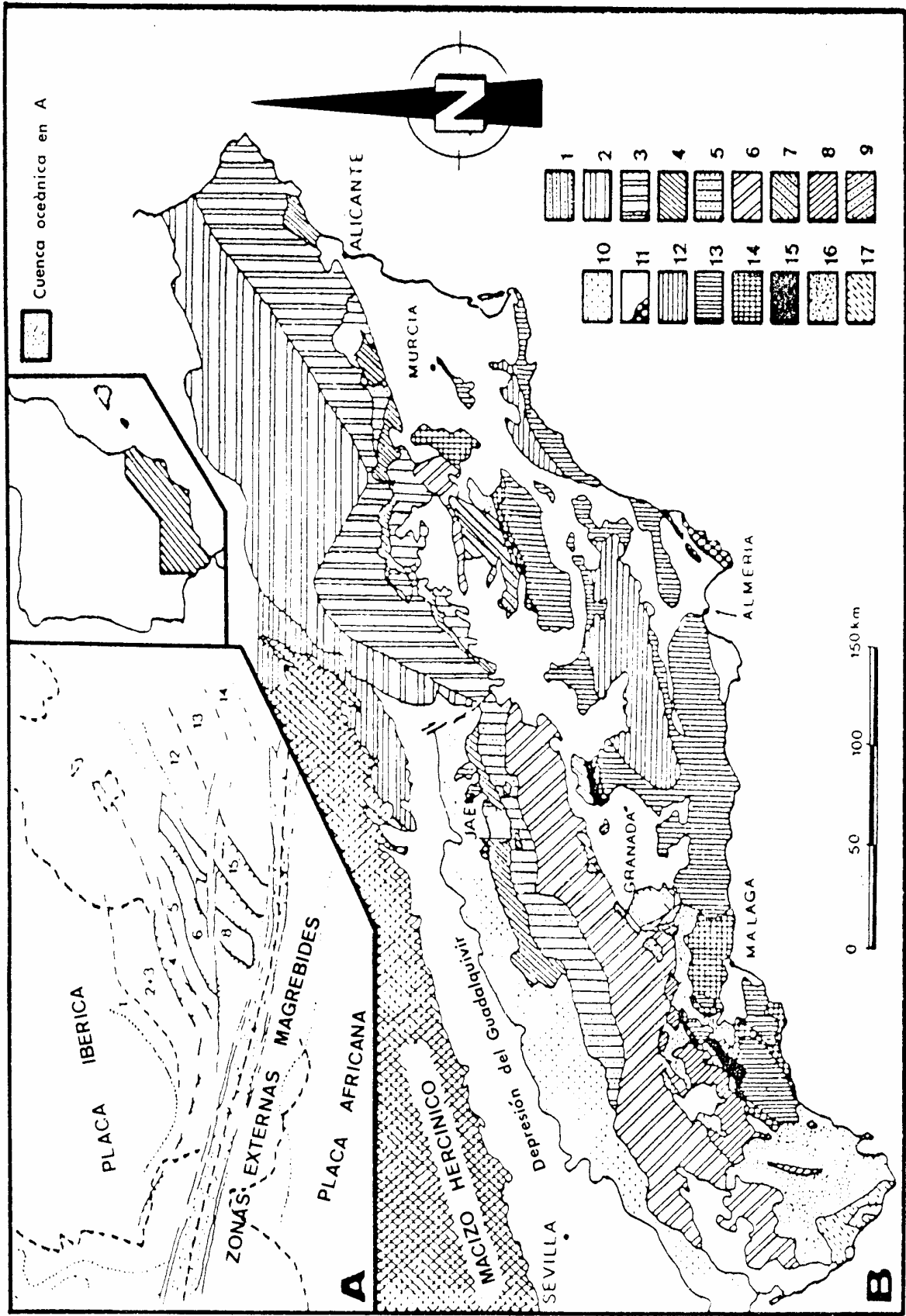
II.1. LA SIERRA DE CAZORLA EN EL MARCO DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

La Sierra de Cazorla pertenece a las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y, más concretamente, al dominio paleogeográfico más externo: la Zona Prebética (fig. 2). Se trata de un dominio paraautóctono especialmente en los sectores más externos, entre los que se incluye la región estudiada. Durante la mayor parte de su historia geológica constituyó una plataforma con sedimentación marina somera fundamentalmente carbonatada. No obstante, también hay que destacar periodos con sedimentación terrígena, condicionada por su proximidad a la Meseta Ibérica, y periodos de emersión y erosión (Azema et al., 1979; Baena y Jerez, 1982; García Hernández et al., 1979a; Rodríguez Estrella, 1978).

Tradicionalmente se ha dividido la Zona Prebética en Prebético Externo y Prebético Interno. Aunque hay acepciones ligeramente diferentes de estos términos (ver revisión de Baena y Jerez, 1982), todos los autores coinciden al encuadrar la Sierra de Cazorla dentro del Prebético Externo y sitúan el límite entre Prebético Externo y Prebético Interno, en este sector, en el límite entre la Sierra de Cazorla y la Sierra de Segura (fig. 3). El Prebético Externo, al ser el dominio más próximo a la Meseta, se caracteriza por importantes intervalos de emersión y erosión, que se traducen en una cobertera sedimentaria poco potente con una laguna estratigráfica muy importante en el Jurásico terminal-Cretácico inferior.

Baena y Jerez (1982) han establecido dentro del Prebético Externo tres subdominios que se caracterizan por su diferente representación del Jurásico superior:

- Prebético Externo septentrional: no está representado el Jurásico superior.
- Prebético Externo central: del Jurásico superior sólo está representado el Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior.
- Prebético Externo meridional: como el anterior pero incluyendo además parte de la secuencia Purbeck.



La región estudiada corresponde al subdominio central salvo en su parte más oriental que se incluye en el Prebético Externo meridional. El subdominio septentrional no está representado en esta región aunque en el mapa geológico de L. Jerez Mir (en Baena y Jerez, 1982) se sitúa dentro de dicho subdominio la parte más occidental de la Sierra de Cazorla.

Todo lo dicho anteriormente lleva a considerar la historia de la Sierra de Cazorla dentro de un marco paleogeográfico más amplio, el de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, que corresponden a la cuenca sedimentaria que ocupó el borde meridional de la placa ibérica. La historia jurásica que en este trabajo se reconstruye, se inspira y pretende ser congruente con el modelo, propuesto por diferentes autores, de las Zonas Externas como un paleomargen continental de tipo transtensivo (véase, por ejemplo, García Hernández et al., 1988).

II.2. RASGOS ESTRATIGRAFICOS GENERALES (fig. 5).

La Sierra de Cazorla es un relieve típicamente alpino en el que alternan fuertes escarpes y zonas de pendiente suave. Esta alternancia es resultado de la tectónica de escamas y de la sucesión de litologías de muy diferente resistencia a la erosión.

La sucesión estratigráfica de esta región ha sido descrita y estudiada por Foucault (1965, 1971) y algo más al norte por López Garrido (1971). A continuación se resume la estratigrafía de la Sierra de Cazorla a partir de las ideas de dichos autores y de observaciones propias; los materiales del Jurásico se analizarán con más detalle en los capítulos siguientes.

Fig.2.- Mapa geológico esquemático de las Cordilleras Béticas (B) y reconstrucción paleogeográfica hipotética, durante el Cretácico basal, del extremo occidental del Tethys (A) (de García Hernández et al., 1988). Leyenda (los números de la figura A son los mismos que en la leyenda de la B): 1.- Cobertera tabular del Macizo Ibérico. 2.- Prebético externo. 3.- Prebético interno. 4.- Unidades Intermedias. 5.- Subbético externo. 6.- Subbético medio. 7.- Subbético interno. 8.- Penibético. 9.- Unidades de Zafarraya y Gallo-Vilo. 10.- Depósitos sintectónicos del Mioceno medio. 11.- Depósitos postorogénicos del Mioceno superior al Cuaternario. 12.- Nevado-Filábrides. 13.- Alpujárrides. 14.- Maláguides. 15.- Rondaides. 16.- Unidades del Complejo del flysch del Campo de Gibraltar. 17.- Unidad de Almarchar del Complejo del Campo de Gibraltar.

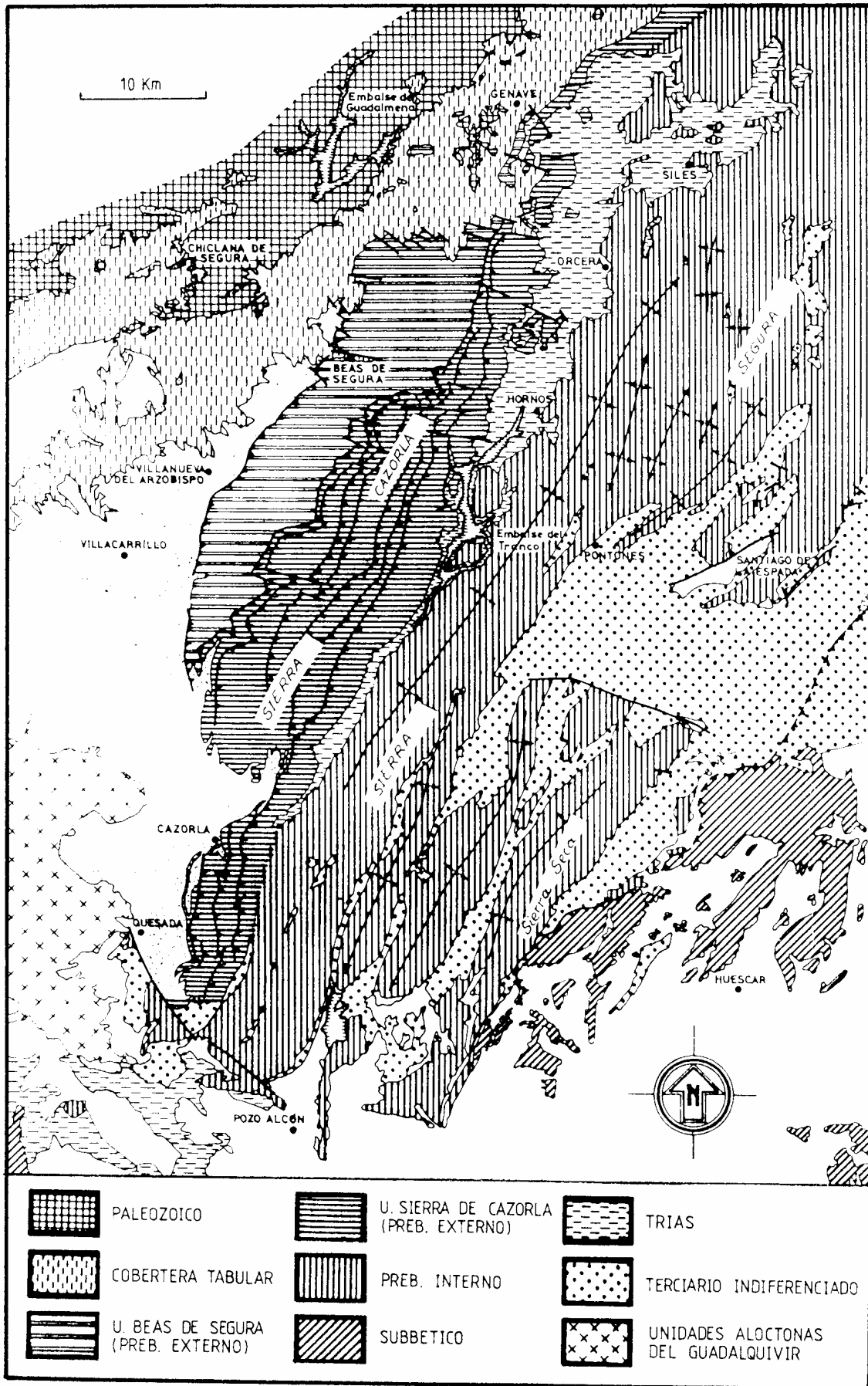































Fig.3.- Esquema geológico del extremo occidental de la Zona Prebética. (de López Garrido, 1971)

II.2.1. Triásico.

En el sector estudiado la presencia de materiales triásicos es dudosa, señalando Foucault (1971) su posible existencia en la base de la escama de Gilillo. En sectores cercanos, el Triásico está representado por arcillas verdes y rojas con yeso (facies Keuper) que evocan un medio continental lagunar. El límite entre el Triásico y el Jurásico es difícil de determinar por la ausencia de fósiles y generalmente se hace coincidir con el cambio litológico de arcillas a dolomías.

LEYENDA		
	Conglomerados, arenas	○ Golitos
	Dolomías	◻ Oncolitos
	Calizas nodulosas	*·* Peloides
	Calizas	●●● Pisolitos ferruginosos
	Margocalizas	■ Fragmentos carbonosos
	Margas, arcillas	□ Pirita
	Hardground	⊙ Cuarzo
	Superficie nodulosa	◊ Fenestras
	Superficie corroída	☾ Bioclastos
	Estratificación cruzada	☺ Amonites
	Ripples	∇ Salemnites
	Laminación paralela	∪ Braquiópodos
	Contacto ondulado	⊙ Corales
	Grietas de desecación	◐ Lamelibranquios
	Intraclastos	∪ "Lithiotis"
		∪ Serpúlidos
		 Gasterópodos
		 Equínidos
		 Crinoides
		 Esponjas
		 Espículas de esponjas
		 Foraminíferos planctónicos
		 Miliólidos
		 Lituólidos
		 Orbitolínidos
		 Caráceas
		 Desycladáceas
		 Cestrácodos
		 Pioturbación
		 Perforaciones
		 Raro

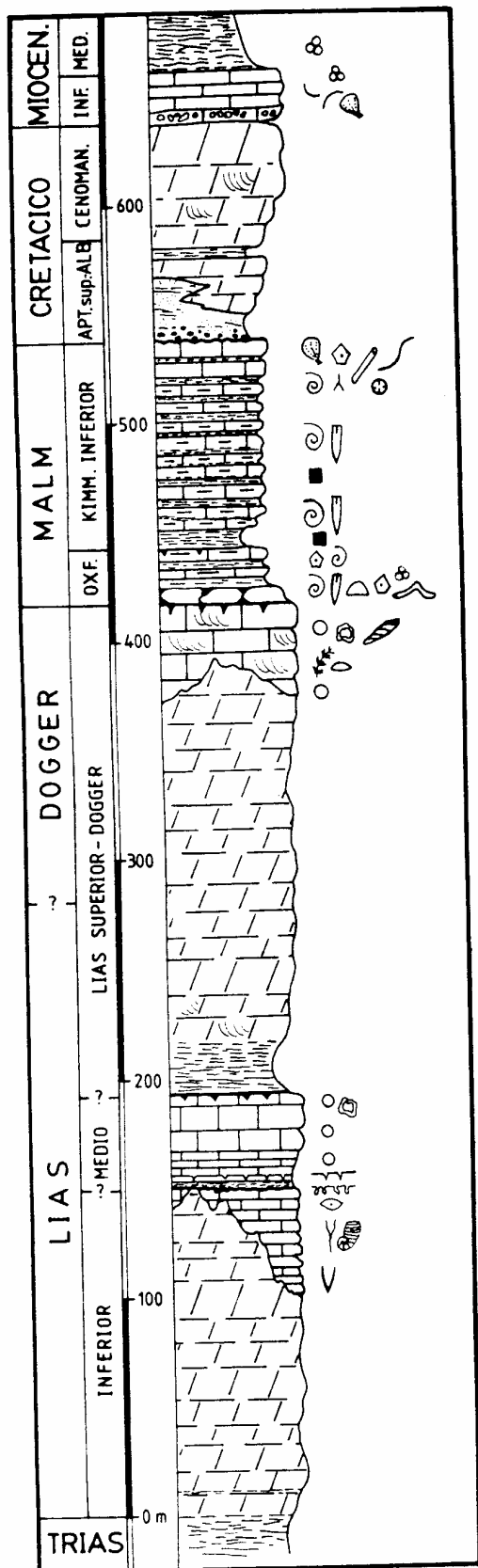


Fig.5.- Serie estratigráfica sintética de la Sierra de Cazorla (sectores occidentales).

II.2.2. Jurásico.

El Jurásico inferior-medio está representado por un potente paquete carbonatado, mayoritaria o totalmente dolomítico, que puede alcanzar más de 400 metros de espesor. Solamente presenta dos enclaves calizos: el primero está situado en la mitad inferior y corresponde, al Lías inferior y posiblemente al Lías medio; el segundo enclave, se encuentra a techo del paquete carbonatado y se ha datado como Dogger. El estudio de ambas intercalaciones calizas permite proponer un medio de plataforma poco profunda para el Lías-Dogger.

El Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior está representado por calizas nodulosas seguidas de una alternancia margoso-calcárea. La potencia varía de unos puntos a otros, siendo los valores máximos de unos 130 metros. La presencia de ammonites indica el origen pelágico de estos materiales y permite una bioestratigrafía detallada.

El intervalo Kimmeridgiense medio-Aptense superior corresponde a una laguna estratigráfica en la mayor parte de la Sierra de Cazorla. En el sector más oriental (escama de Viñuela) la laguna es algo menor puesto que se han reconocido materiales del Kimmeridgiense medio-superior. En cambio, en la Sierra del Pozo, situada inmediatamente al este, los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico (Kimmeridgiense medio-Valanginiense inferior) alcanzan un gran desarrollo: se trata de un conjunto carbonatado de unos 400 metros de potencia formado por materiales de facies Purbeck. García Hernández (1978) interpreta estos

materiales como depósitos de una plataforma carbonatada poco profunda con episodios de llanuras de mareas.

II.2.3. Cretácico.

Los materiales cretácicos más antiguos de la Sierra de Cazorla son de edad Aptense superior. La laguna estratigráfica abarca pues casi todo el Cretácico inferior por lo que posiblemente el dominio de la Sierra de Cazorla permaneció emergido durante la mayor parte de dicho intervalo. Por el contrario, en la Sierra de Segura durante el Cretácico inferior continuó la sedimentación en parte marina somera (facies Weald y facies Urgonianas, además de las facies Purbeck ya mencionadas).

El Aptense superior en la Sierra de Cazorla es un nivel guía de arcillas rojas y verdosas con nódulos y pisolitos ferruginosos que se interpretan como materiales edáficos removilizados de áreas emergidas próximas.

Por encima de dicho nivel se inicia una sucesión de margas dolomíticas y dolomías con un dispositivo general estratocreciente. Localmente se reconoce dentro de dicha sucesión un banco dolomítico métrico que, por comparación con sectores más orientales, se atribuye al Albense superior. La secuencia estratocreciente culmina con un paquete dolomítico de unos 50 metros de potencia correspondiente al Cenomanense. Las dolomías son pardo-amarillentas a diferencia de las del Lías-Dogger que son más grisáceas. A veces se observan calizas claras de textura grainstone oolítico-bioclástico con rudistas y orbitolinas; otras veces se ha observado laminación cruzada. Esto sugiere una sedimentación de plataforma carbonatada somera con condiciones de alta energía.

II.2.4. Terciario.

Los materiales miocenos descansan directamente sobre las dolomías del Cenomanense. Existe pues una laguna estratigráfica que comprende la mayor parte del Cretácico superior y todo el Paleógeno, por lo que posiblemente esta región permaneció emergida durante ese intervalo. Por otra parte, el contacto es ligeramente discordante y sugiere una fase de plegamiento con anterioridad al Mioceno.

En la zona estudiada el Mioceno sólo está representado en el sector más occidental (escama de Cazorla) y en el Nacimiento del Guadalquivir. La sucesión consta de un conjunto fundamentalmente calizo y otro conjunto margoso. El primero corresponde al Mioceno inferior e incluye conglomerados con cantos de cuarcita y caliza, algunos niveles de arenisca, a continuación lumaquelas de ostreidos, calcarenitas blancas y, finalmente, calizas blancas de grano fino. El conjunto margoso representa el Mioceno medio y está formado por margas amarillentas y grisáceas con foraminíferos planctónicos.

La sucesión del Mioceno inferior-medio evidencia una transgresión y la implantación de una plataforma marina. Posteriormente la región se pliega y se produce emersión y erosión por lo que no aparecen depósitos más modernos (salvo los aluviones, coluviones y travertinos cuaternarios).

II.3. RASGOS ESTRUCTURALES.

El elemento estructural más significativo de la Sierra de Cazorla es una serie de fallas inversas de dirección NNE-SSO y buzamiento hacia el este, que confieren a la región una típica estructura de escamas (Dabrio y López Garrido, 1970; Foucault, 1971; López Garrido, 1971). Normalmente no se observan planos de falla y se detecta la existencia de fallas por la repetición de la serie estratigráfica. El nivel de despegue suele coincidir con los materiales incompetentes del Triás Keuper o con las margas y margocalizas del Kimmeridgiense inferior. Asociados a las fallas inversas aparecen pliegues tumbados de dirección NNE-SSO y vergencia al oeste; también pueden observarse situaciones intermedias como pliegues-falla. (fig. 6). El esquema estructural de la región se completa con un juego de fallas posteriores, normales o con importante componente de desgarre, de dirección aproximada E-O (Rodríguez Estrella, 1978).

Las escamas tienen una anchura de 1-2 Km y una longitud de más de 10 Km. Foucault (1971) las agrupó en cuatro haces de escamas que denominó, de oeste a este, Cazorla, El Chorro, Gilillo y Viñuela (fig. 7). Esta terminología será la utilizada en este trabajo aunque con frecuencia se empleará "escama" en lugar de "haz de escamas". Un estudio comparado de las diferentes escamas revela que el salto es mayor hacia el este, pues afloran en dicha dirección sucesiones con términos más antiguos; también la inclinación y la intensidad de la deformación aumentan en esa dirección.

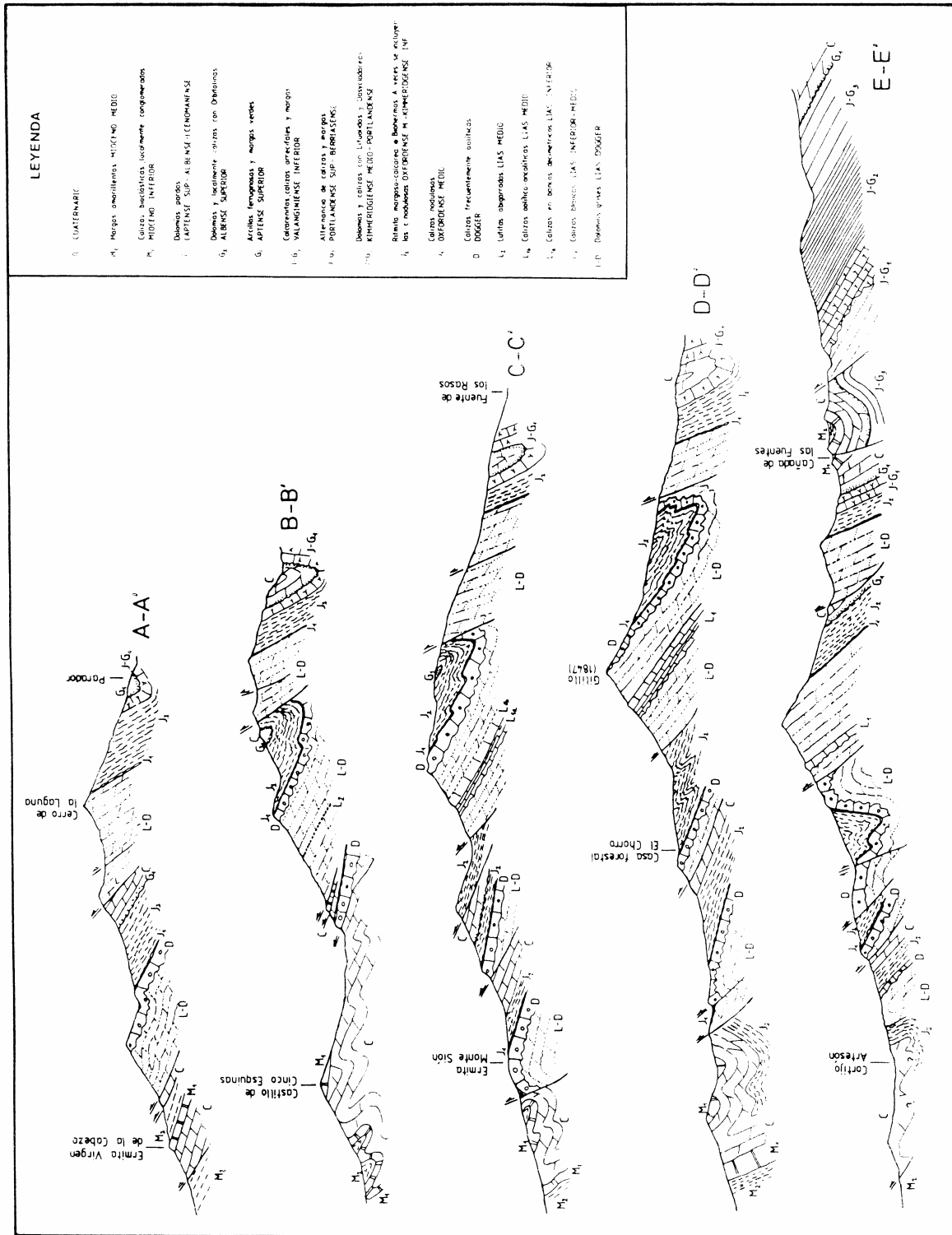


Fig.6.- Cortes seriados NW-SE de la Sierra de Cazorla. (Véase su situación en el mapa que acompaña la memoria)

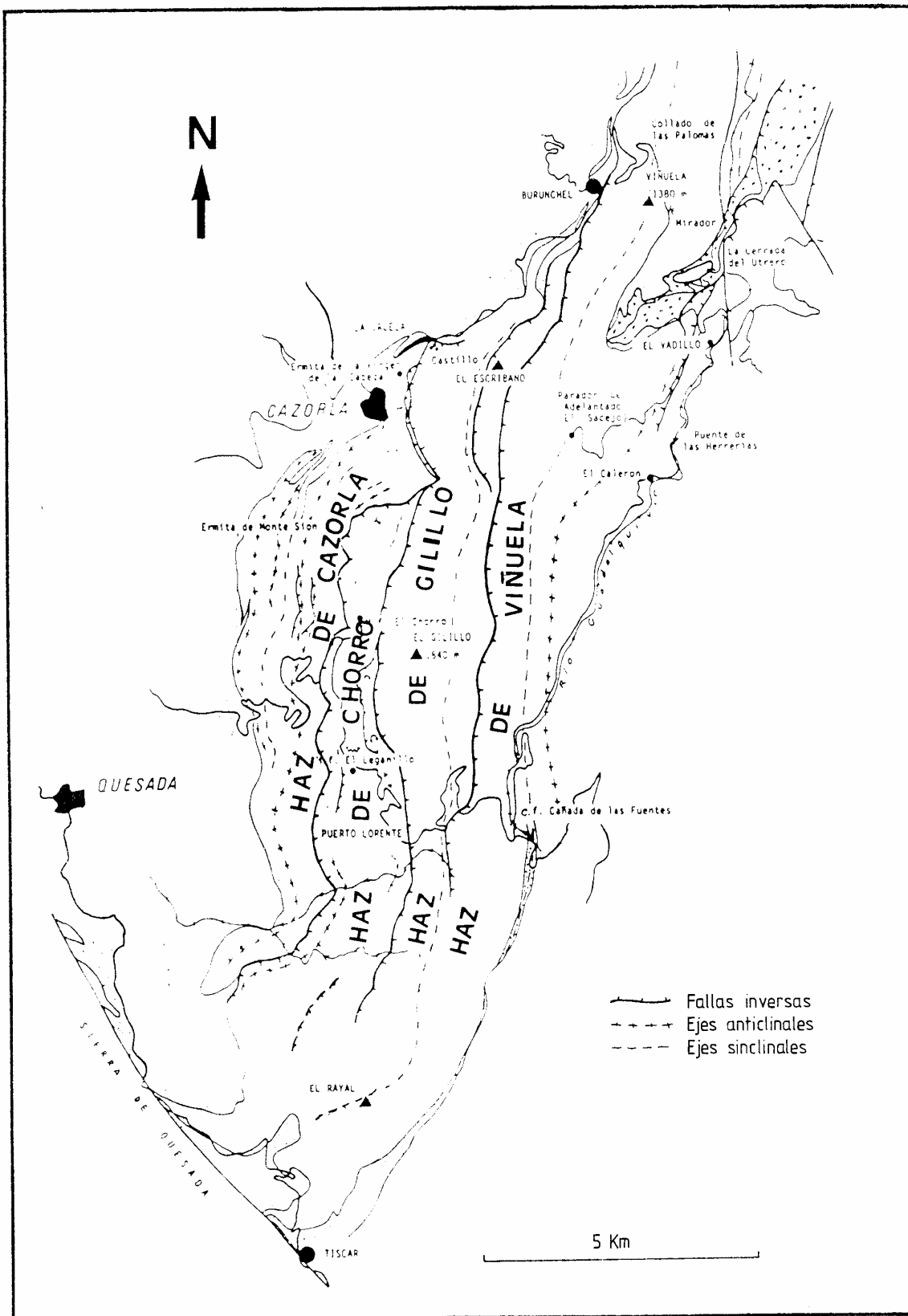


Fig.7.- Esquema estructural de la Sierra de Cazorla y denominación de cada uno de los haces de escamas (de Foucault, 1971).

La estructura responde a una compresión que tuvo lugar durante y/o después del Tortonense (López Garrido, 1971) dado que los materiales más modernos implicados en pliegues y escamas son de edad Mioceno medio. Dabrio y López Garrido (1970) y López Garrido (1971) sugieren que las fallas inversas son el reflejo en superficie de fallas normales, en régimen distensivo, que afectaron al zócalo durante el Mesozoico y que en la fase compresiva miocena actuaron como inversas; en otras palabras, cada grupo de escamas puede ser un subdominio paleogeográfico. El estudio de las series estratigráficas del Jurásico superior parece confirmar, en parte, esta hipótesis.

Finalmente, hay que señalar que la estructura en escamas de la Sierra de Cazorla denota el frente del orógeno en este sector de la Cordillera. Para Martín Algarra (1987) dicha estructura corresponde a un dispositivo tectónico de "sistema cabalgante con abanico imbricado frontal" o "trailing imbricate fan thrust system" (terminología de Boyer y Elliott, 1982) (fig. 8). Este dispositivo es congruente con las observaciones expuestas anteriormente sobre la evolución de las estructuras hacia el este.

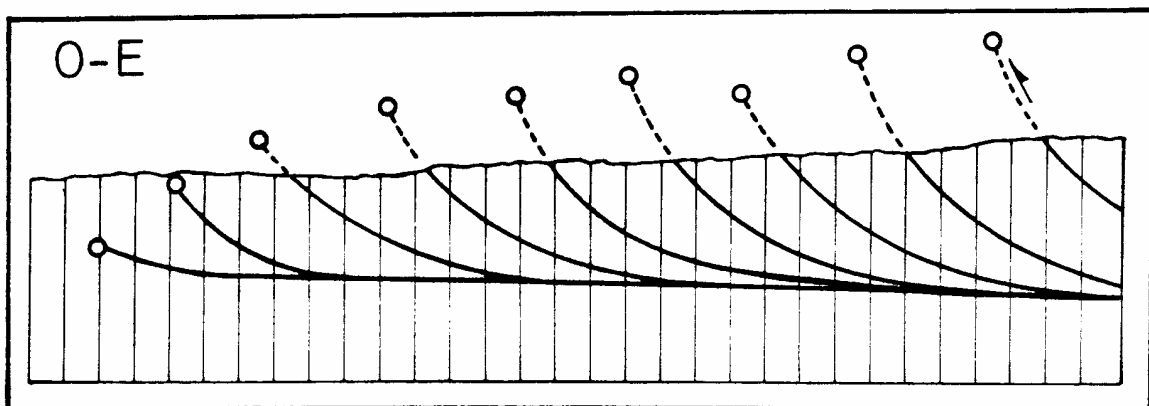


FIG.8.- Interpretación de la estructura de la Sierra de Cazorla: "sistema cabalgante de abanico imbricado frontal" (de Boyer y Elliott, 1982).

III. UNIDADES ESTRATIGRAFICAS.

III.1. BREVE REVISION DE CONCEPTOS.

Clásicamente se han considerado tres tipos de unidades estratigráficas: litoestratigráficas, bioestratigráficas y cronoestratigráficas, según que los criterios utilizados para su definición sean la litología, el contenido fósil o la edad (Hedberg, 1976). Sin embargo en los últimos años es cada vez más frecuente el uso de otro tipo de unidades, especialmente aquellas cuyo criterio de delimitación son las discontinuidades estratigráficas. Dichas unidades son las utilizadas en este trabajo dada su gran utilidad en el análisis estratigráfico: reconocimiento de los parámetros que rigen y controlan el relleno de una cuenca sedimentaria (Megías, 1982), determinación y cuantificación de los cambios relativos del nivel del mar (Vail et al., 1977a), correlación cronoestratigráfica (Vail et al., 1987), etc.

No obstante no hay una acepción única de las unidades limitadas por discontinuidades; recojo aquí los tres tipos más significativos:

- a) Unidad tectosedimentaria o UTS (Megías, 1982): "es una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositada dentro de un intervalo de tiempo concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida".
- b) Secuencia deposicional (Mitchum et al., 1977): "es una unidad estratigráfica constituida por una sucesión continua de estratos genéticamente relacionados entre sí y limitada en la base y en el techo por discontinuidades y sus correlativas conformidades".
- c) Sintema (Salvador, 1987): "es un cuerpo de roca limitado por arriba y por abajo por discontinuidades en la sucesión estratigráfica demostrables y definidas convenientemente (discordancias angulares, paraconformidades, etc)". (Véase discusión sobre este concepto en: Murphy, 1988; Salvador, 1988).

A primera vista las tres definiciones tienen elementos comunes pero también matices diferentes. Así, hay diferencias en el uso del término discontinuidad: las dos primeras aluden a unidades cuyos límites son discordancias que evolucionan lateralmente a paraconformidades e incluso a conformidades; en cambio los sintemas sólo se definen allí donde se reconocen discordancias o paraconformidades. Para el Jurásico de la Sierra de Cazorla no resulta práctico adoptar una división en sintemas porque la mayoría de las rupturas significativas corresponden a conformidades.

Entre secuencia deposicional y UTS la diferencia más notable estriba en su "contenido": la secuencia deposicional incluye una sucesión continua mientras que en las UTS esto no es necesario (por ello una UTS puede incluir varias secuencias deposicionales). Generalmente las UTS se han utilizado en contextos de tectónica activa mientras que las secuencias deposicionales se han empleado sobre todo en márgenes estables, en regiones en las que el control fundamental de la sedimentación no es la tectónica sino los cambios relativos del nivel del mar. Por todo ello, y teniendo en cuenta que los materiales estudiados se depositaron en el paleomargen pasivo suribérico durante el Jurásico, me inclino a utilizar la secuencia deposicional como unidad estratigráfica básica.

Puesto que en adelante se utiliza frecuentemente el término secuencia deposicional conviene recordar algunos conceptos afines y el significado con que se utilizan en este trabajo:

- Secuencia litológica: "sucesión de al menos dos términos litológicos formando una sucesión natural sin otra interrupción importante que la de los planos de estratificación" (Lombard, 1956). Normalmente se admite el término secuencia para un conjunto de caracteres faciales no necesariamente litológicos, por ejemplo secuencias de espesores, por lo que hablaré de "secuencias de facies". Las secuencias pueden ser de dos tipos: cíclicas si la ordenación es simétrica y rítmicas si es asimétrica (Lombard, 1956).
- Ciclos sedimentarios: "acumulación de sedimentos comprendida entre dos transgresiones marinas; comprende, pues, los depósitos correspondientes a una transgresión y a la regresión que le sucede" (Corrales et al., 1977). Con frecuencia un ciclo sedimentario coincide con una secuencia deposicional pero éstas se definen sólo por sus límites independientemente de su polaridad sedimentaria.

- Ciclos de cambios del nivel del mar. Hacen referencia no a un cuerpo rocoso sino a un intervalo de tiempo durante el cual tiene lugar una subida y una bajada del nivel del mar (Vail et al., 1977a). Se debe especificar si se trata de ciclos de cambios relativos del nivel del mar o de ciclos de cambios globales del nivel del mar (eustáticos). Obsérvese que un ciclo sedimentario es expresión material de un ciclo de cambio relativo del nivel del mar.

Otro tema a considerar es la agrupación de las unidades estratigráficas en entidades de rango mayor; así las secuencias deposicionales descritas en este trabajo se reúnen en dos "macrosecuencias deposicionales": Lías-Dogger y Jurásico superior-Cretácico basal. Los criterios en que se basa la definición de las macrosecuencias son fundamentalmente interpretativos, y por tanto subjetivos, ya que suponen una determinada visión de la historia geológica de la región. Por ello la división en dos macrosecuencias y la posición del límite entre ambas se justifica en el capítulo V.

Como ya he indicado en la introducción el objetivo fundamental de este estudio no es el "Jurásico s. str." sino el "superciclo Jurásico" que incluye, además, el Berriasense y el Valaginiense inferior. El superciclo Jurásico es en realidad un gran ciclo eustático (Vail et al., 1977b), es decir el periodo de tiempo comprendido entre una subida eustática de rango mayor y un descenso eustático también de rango mayor. La unidad genética de este periodo ha sido puesta de manifiesto a escala global por Vail et al. (1984) y a escala regional, en la Zona Prebética, por García Hernández y López Garrido (1987).

III.2. SECUENCIAS DEPOSICIONALES PROPUESTAS.

Para el Jurásico de la Zona Prebética ya se ha propuesto una división en secuencias deposicionales: García Hernández y López Garrido (1987), García Hernández et al. (1988a), López Garrido y García Hernández (1988). Mi propuesta está basada en la de estos autores pero introduce modificaciones, si bien hay que tener en cuenta que aquí sólo se estudia una pequeña zona, aunque significativa, dentro del Prebético. En la fig. 9 pueden observarse las relaciones entre las secuencias deposicionales descritas por los autores mencionados con las que se utilizan en este trabajo, así como con las unidades geocronológicas y las

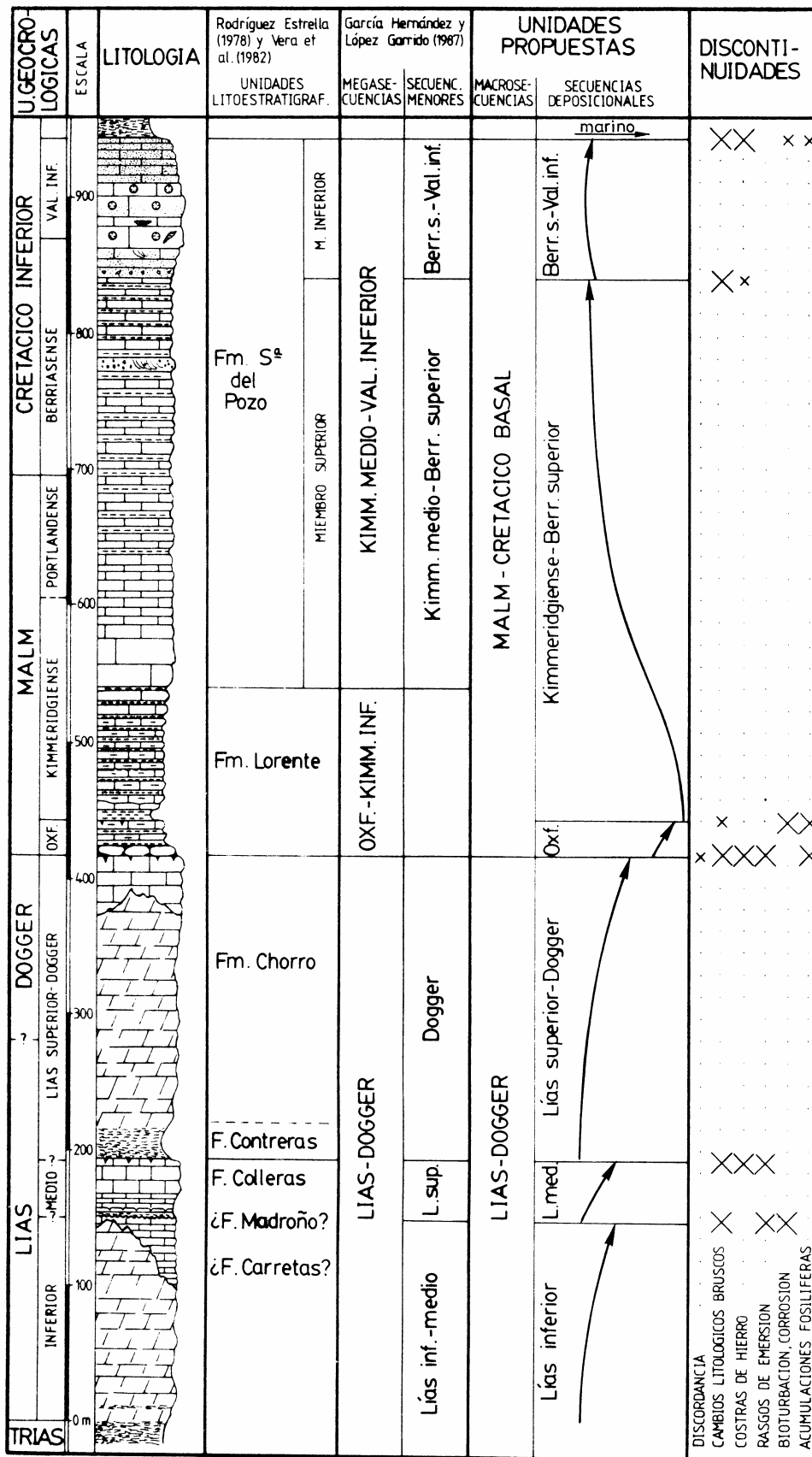


Fig.9.- Relaciones entre las unidades estratigráficas propuestas en este trabajo y las definidas por otros autores. Se indica la polaridad de cada secuencia deposicional y las características de las discontinuidades que las limitan.

unidades litoestratigráficas definidas en el Prebético (Rodríguez Estrella, 1978; Vera et al., 1982). He de advertir que las secuencias deposicionales no se definen formalmente (con nombre geográfico, estratotipo, etc) sino que simplemente se designan por el intervalo de tiempo que representan.

1.- Secuencia deposicional del Lías inferior-¿medio?. El límite inferior de esta unidad no se ha observado en el sector estudiado pero convencionalmente se sitúa en el cambio litológico de arcillas con yesos a dolomías, que se atribuye al límite Triásico-Jurásico (García Hernández y López Garrido, 1987). El límite superior es una superficie corroída sobre la que descansan arcillas y calizas con grietas de desecación. Esta secuencia deposicional está en su mayor parte dolomitizada, pero en algunos sectores la parte superior es caliza.

2.- Secuencia deposicional del Lías medio o superior. El límite inferior es la superficie corroída antes mencionada y el superior es una superficie plana, intensamente ferruginizada (**hardground**) seguida de arcillas abigarradas. Esta unidad se caracteriza, cuando no está dolomitizada, por la abundancia de calizas oolíticas.

3.- Secuencia deposicional del ¿Lías superior?-Dogger. Su límite inferior es el **hardground** del techo de la secuencia anterior y su límite superior es una discontinuidad marcada por un **hardground** que incluye superficies ferruginizadas, arcillas lateríticas, oolitos ferruginosos y acumulaciones fosilíferas; localmente se observa además una discordancia de bajo ángulo. Esta secuencia deposicional está compuesta por dolomías que hacia la parte superior pasan a calizas frecuentemente oolíticas.

4.- Secuencia deposicional del Oxfordiense medio-superior. El límite inferior es la discontinuidad descrita anteriormente y el superior es un **hardground**, no siempre presente, con acumulaciones de restos fósiles al que siguen varios metros de margas grisáceas. Esta unidad estratigráfica está formada por calizas nodulosas y una alternancia margoso-calcárea.

5.- Secuencia deposicional del Kimmeridgiense-Berriasense superior. Está limitada a muro y techo por sendos **hardgrounds** e incluye conjuntos litológicos diferentes: primero una alternancia rítmica margoso-calcárea, después dolomías y calizas grises y finalmente calizas tableadas con algunas intercalaciones margosas.

6.- Secuencia deposicional del Berriasense superior-Valaginiense inferior. El límite inferior es un **hardground** al que

suceden facies mixtas (terrígeno-carbonatadas) que caracterizan toda la secuencia deposicional. El límite superior, que también lo es del superciclo Jurásico, es otro hardground seguido de materiales margosos.

IV. ANALISIS DE FACIES DEL JURASICO DE LA SIERRA DE CAZORLA.

En este capítulo se estudian las distintas facies y sus asociaciones secuenciales. A partir del análisis e interpretación se propone un modelo sedimentario para cada secuencia deposicional. Para ello y tras el levantamiento de series se estudian los caracteres observados en el terreno y en las láminas delgadas; la descripción no pretende ser exhaustiva y se insiste en aquellos rasgos de interés para la interpretación.

El término facies se utiliza fundamentalmente con un sentido descriptivo (Selley, 1978) aunque, al ser las facies expresión material del medio sedimentario, en algunas ocasiones se utiliza con un significado interpretativo (por ejemplo, facies pelágicas). En cualquier caso esta segunda acepción sólo se emplea cuando ya se ha justificado una determinada interpretación.

Para la denominación de las rocas carbonatadas, dominantes en los materiales estudiados, he aplicado la clasificación textural de Dunham (1962) y para designar los componentes he recurrido a la terminología de Flügel (1981), obra que ha sido de gran ayuda para el estudio petrográfico.

Para la interpretación sedimentaria me he apoyado en la bibliografía sedimentológica específica y cuando ha sido posible he aplicado la clasificación de plataformas carbonatas de Read (1985). Han sido muy útiles los trabajos con énfasis sedimentológico realizados en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: García Hernández, 1978; Azema et al., 1979; Seyfried, 1979; Martín, 1982; Vera, 1984; Molina, 1987, etc.

IV.1. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL LIAS INFERIOR-¿MEDIO?.

IV.1.1. Descripción.

Esta secuencia está constituida por un conjunto carbonatado fundamentalmente dolomítico de unos 150 metros de potencia. Su límite inferior es difícil de establecer y convencionalmente se sitúa a escala regional en el paso de las arcillas de facies Keuper a las dolomías (García Hernández y López Garrido, 1987).

El límite superior es una superficie corroída seguida de unos niveles arcillosos. A esta primera secuencia deposicional se asigna una edad Lías inferior-¿medio? que se justificará más adelante (véase IV.3.3.).

En la mayor parte de la Sierra de Cazorla y en general en todo el Prebético, esta secuencia deposicional está constituida por dolomías, a veces carniolares. Tan sólo en la escama de Gilillo (Lám.1.1) la dolomitización secundaria ascendente ha sido menor preservándose unas calizas blancas en la parte superior que pueden superar los 40 metros de potencia y cuyo estudio ha sido abordado anteriormente por Foucault (1971), García Hernández y López Garrido (1979a) y Acosta y García Hernández (1988).

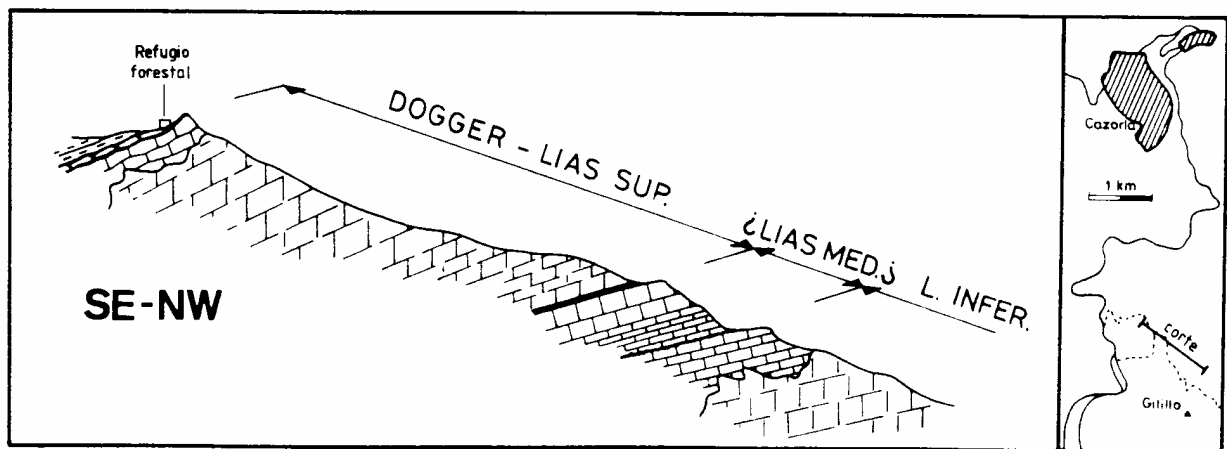


Fig.10.- Corte geológico del Lías-Dogger en la escama de Gilillo (de Foucault,1971).

Estas calizas se han estudiado en las proximidades del vértice Gilillo (fig. 10) y en la pista forestal que une Quesada y el Nacimiento del Guadalquivir, entre los puntos kilométricos 17 y 28. En ambos casos se trata de calizas blancas estratificadas en bancos de orden decimétrico. Las observaciones realizadas permiten establecer tres tipos faciales fundamentales: a) facies de "Lithiotis", b) wackestone a packstone de peloides con foraminíferos y algas, c) mudstone con fenestras.

a) Facies del "Lithiotis". (A. fig. 11, Lám. 1.3). Se trata de calizas que destacan en el afloramiento por la abundancia de lamelibranquios de varios centímetros de longitud (floatstone). Me referiré a estos lamelibranquios como "Lithiotis s.l.", denominación que engloba distintos géneros (Gervilleioperna, Lithioperna y Mytilus, según Martínez Garrido, 1988). Aparecen valvas sueltas y valvas unidas pero no se han encontrado en

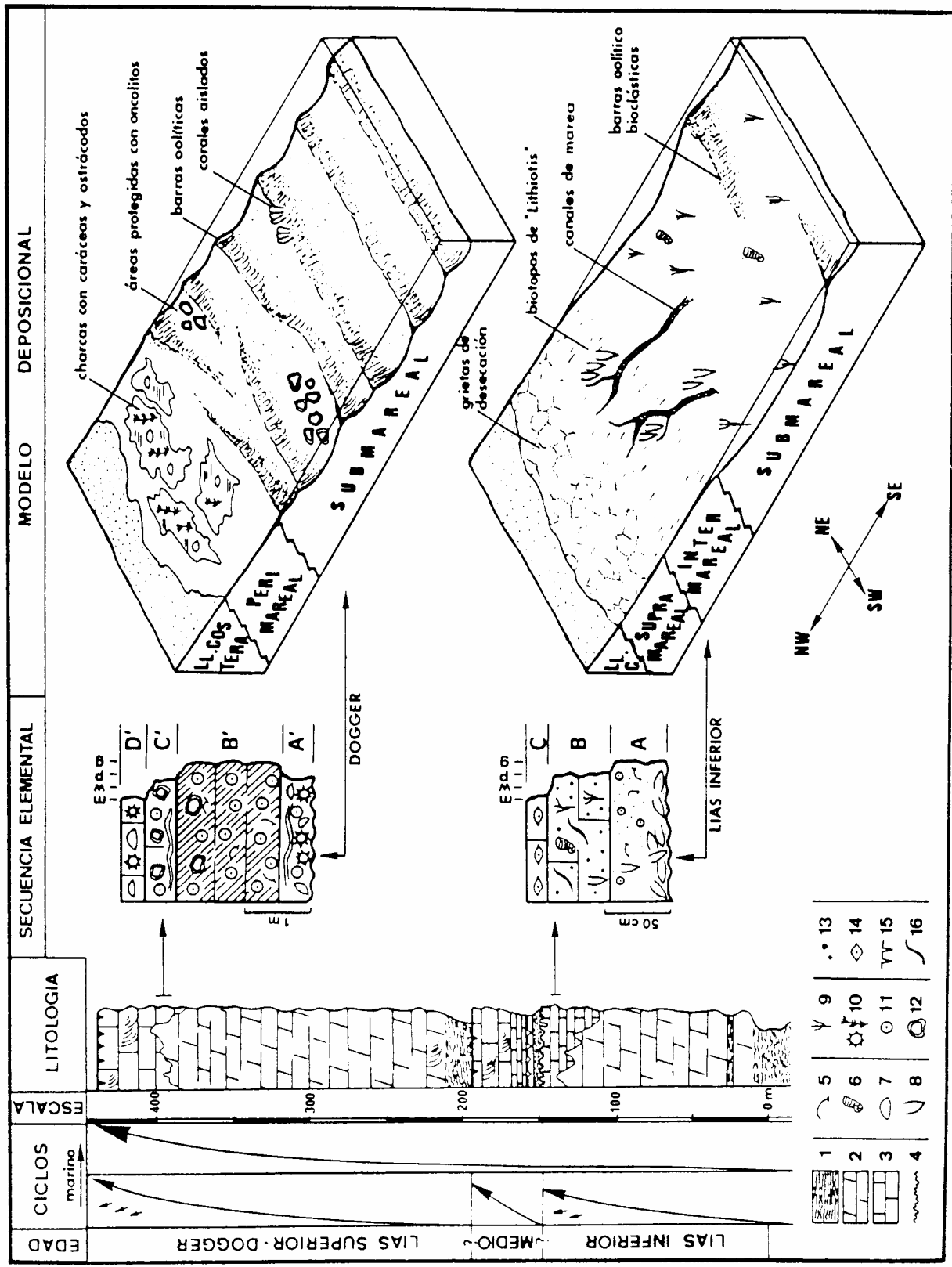


Fig.11.- La macrosecuencia deposicional del Lías-Dogger (modificado de Acosta y García Hernández,1988).Comentario en el texto.Leyenda: 1.- Lutitas abigarradas.2.- Dolomías.3.- Calizas.4.- Superficie corroida.5.- Bioclastos. 6.- Foraminíferos bentónicos.7.- Ostrácodos.8.- "Lithiotis".9.- Dasycladáceas. 10.- Caráceas.11.- Oolitos.13.- Peloides.14.- Fenestras.15.- Grietas de desecación.16.- Bioturbación.

Gradualmente y hacia arriba se pasa a la facies de peloides con foraminíferos y algas que, por la naturaleza del sedimento y por la asociación ecológica, se interpreta como un depósito en un medio marino restringido poco profundo (Wilson, 1975; James, 1977 entre otros).

La secuencia elemental acaba con mudstone con fenestras que se atribuye a un medio perimareal (inter y supremareal) dado que la presencia de fenestras es característica de este ambiente sedimentario (Shinn, 1968).

En resumen podemos invocar una plataforma carbonatada poco profunda con una llanura de mareas similar a las deducidas para el Lías de la Zona Subbética (García Hernández et al., 1976, 1979 a y b, 1987).

Los ambientes restringidos dentro de la plataforma pueden corresponder a lagoons, pero dado que no se ha reconocido ningún tipo de barrera podemos imaginar una plataforma somera y muy amplia en la cual estarían impedidas las corrientes.

La secuencia elemental revela una evolución que comienza con una rápida subida relativa del nivel del mar acompañada de sedimentación en condiciones de alta energía (facies de "Lithiotis"); a continuación, una alta producción de carbonatos, que es fundamentalmente biológica, provoca un ascenso del fondo hacia el nivel del mar con el consiguiente desarrollo de una secuencia somerizante (Wilson, 1975; James, 1977). Read et al. (1986) demuestran que estas secuencias elementales se pueden generar con oscilaciones periódicas del nivel del mar de varios metros, siendo el periodo de 20.000 a 100.000 años. Se sabe además, que dichas oscilaciones periódicas, en un contexto tectónicamente estable, se deben a cambios de carácter astronómico (Véase V.2.1).

IV.2. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL LIAS MEDIO O SUPERIOR.

IV.2.1. Descripción.

Esta secuencia deposicional tiene unos 50 metros de potencia y está constituida por dolomías salvo en la escama de Gilillo (mismos afloramientos que para la secuencia deposicional anterior) donde se han conservado las texturas calizas originales, fundamentalmente oolíticas. El límite inferior es

una superficie corroída con algunos rasgos interesantes que a continuación describiré; el límite superior es una superficie plana ferruginizada (*hardground*) a la que siguen varios metros de lutitas abigarradas. En el apartado IV.3.3. se discute la edad de esta secuencia deposicional pero anticipadamente se considerará Lías medio o superior.

Sobre el último estrato calizo de la secuencia anterior se reconoce una superficie intensamente corroída (tal vez por raíces), con grietas y perforaciones, algunas de las cuales están rellenas de un material diferente. Sobre dicha superficie descansan unos niveles arcillosos algo verdosos (aproximadamente 1.5 metros) que intercalan delgados lechos calizos con superficies ferruginizadas. A continuación aparece un banco de caliza de 1 metro de espesor con laminitas criptalgales y cuyo techo presenta grietas de desecación y perforaciones orgánicas (Lám. 1.4); desde el punto de vista textural se trata de un *mudstone* con ventanas y escasos microfósiles (ostrácodos y foraminíferos). También en lámina delgada se observan grietas de retracción que se han relleno de material oolítico.

Por encima del banco con grietas de desecación y de forma brusca aparecen las calizas oolíticas que constituye el resto de la secuencia. He diferenciado un tramo inferior de calizas oolíticas tableadas, y un tramo superior de aspecto masivo constituido por gruesos bancos de calizas oolítico-oncolíticas.

a) Calizas oolíticas tableadas. Se trata de *grainstones* y *packstones* de oolitos pequeños con una estructura concéntrica manifiesta, y con bordes oxidados; a veces se ven foraminíferos o lamelibranquios en el núcleo de los oolitos. Destacan también lamelibranquios con bordes micritizados y, minoritariamente, peloides, foraminíferos, gasterópodos y otros clastos indeterminados. Esta facies incluye una delicada laminación cruzada determinada por diferencias en el tamaño de grano de los oolitos y por la orientación de los lamelibranquios.

b) Calizas oolítico-oncolíticas en bancos gruesos con estratificaciones cruzadas de gran escala. La textura dominante es el *grainstone* oolítico (Lám. 1.6, 2.1): los oolitos son de tamaño variable pero están bien seleccionados en las láminas, presentan una estructura concéntrica patente y en ocasiones se ha preservado una estructura radial. En estas facies también pueden encontrarse peloides, oncolitos, *Textuláridos*, *Vidalina martana*, (Lám. 6.8-9) lamelibranquios, algunos crinoides y otros bioclastos. En cuanto al cemento hay que destacar la presencia de dos generaciones: un cemento fibroso submarino en el borde de los oolitos y otro cemento espático de origen freático que ocupa el centro de los poros.

Con frecuencia los oncolitos llegan a ser muy abundantes. Generalmente se forman a partir de un oolito o grupo de oolitos pero no llegan a alcanzar un gran desarrollo (oncolitos incipientes).

IV.2.2. Interpretación sedimentaria.

La superficie corroída con que comienza la secuencia, los niveles arcillosos, superficies ferruginizadas y calizas con grietas de desecación sugieren un ambiente sedimentario subaéreo con episodios de encharcamiento, colonización por vegetales, posibles procesos edáficos, etc. Esto supone un acontecimiento importante de carácter regresivo con respecto a la secuencia anterior.

Las calizas oolíticas, que como hemos visto es el tipo petrográfico dominante, se interpretan como depósitos de una plataforma somera afectada por corrientes que desarrollaban barras oolíticas. La formación de oncolitos requiere condiciones hidrodinámicas más tranquilas por lo que pienso que tuvo lugar entre las barras durante los periodos de estancamiento de éstas (facies interbarras).

La sucesión de las calizas oolíticas sugiere una evolución transgresiva: probablemente las calizas tableadas se formaron en una zona de energía moderada, próxima a la llanura mareal mientras que los bancos gruesos con estratificaciones cruzadas se depositaron en un medio más abierto con corrientes de alta energía.

IV.3. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL ¿LIAS SUPERIOR?-DOGGER.

IV. 3.1. Descripción de facies.

Por encima del hardground mencionado anteriormente descansan varios metros de lutitas abigarradas de aspecto continental e, inmediatamente, un conjunto carbonatado que puede superar los 200 metros de potencia. Su límite superior es neto y coincide con otro hardground sobre el cual se levanta la sucesión del Oxfordiense. La edad de esta secuencia deposicional se discute más adelante (véase IV. 3.3.).

De nuevo dominan las dolomías en las que excepcionalmente se pueden observar estratificaciones cruzadas que evidencian condiciones de alta energía (Lám. 2.2). Únicamente en la parte alta de esta secuencia deposicional se conservan las texturas calizas originales (20 metros en el mejor de los casos). Estas calizas se han estudiado con detalle en la escama de Cazorla, en el Barranco de Zorra (VG 989929), y en la escama de El Chorro a lo largo de la pista forestal entre Riogazas y Puerto Lorente. En la escama de Gilillo se han realizado algunas observaciones constatándose la existencia de las mismas facies. Finalmente de la escama de Viñuela no se tienen datos porque la dolomitización ha afectado a toda la sucesión.

Las diferentes facies observadas se pueden resumir en cuatro tipos principales que integran una secuencia elemental (Acosta y García Hernández, 1988):

a) **Packstone a wackestone** con Caráceas y ostrácodos junto a oolitos micritizados (A', fig. 11). Como elementos secundarios hay que señalar intraclastos, peloides, foraminíferos bentónicos, fragmentos de gasterópodos y otros bioclastos indeterminados.

b) **Grainstone oolítico** (B', fig. 11; Lám. 2.1). Constituye la facies dominante. Al igual que en las calizas oolíticas de la secuencia deposicional anterior, los oolitos están bien calibrados, conservan la estructura radial, y se observan las dos generaciones de cementos. Además de los oolitos aparecen peloides, oncolitos, agregados, foraminíferos bentónicos como Protopeneroplis striata (Lám. 6.10), Mesoendothyra croática (Lám. 6.11), Trocholinas (T. palastiniensis), Textuláridos (Lám. 6.12), fragmentos de gasterópodos, corales, crinoides, etc. Con frecuencia todos estos componentes, incluidos los oolitos, se encuentran micritizados. En algunos casos aparecen lechos con ripples (Lám. 2.3.) compuestos exclusivamente por gasterópodos.

Las calizas oolíticas suelen presentar estratificación cruzada y en detalle laminación marcada por diferencias en el tamaño de los oolitos.

c) **Packstone oolítico-oncolítico** (C', fig. 11; Lám. 2.4-5). Se diferencia de la facies anterior por la presencia de oncolitos. Normalmente están poco desarrollados y tienen oolitos como núcleo; otras veces se trata de oncolitos de gran tamaño y su núcleo es un bioclasto. A veces dentro de los grainstones oolíticos hay zonas con oolitos de diferente tamaño separadas por unas pocas láminas oncolíticas. En esta facies se pueden encontrar además agregados, peloides, foraminíferos, lamelibranquios y otros bioclastos.

d) **Mudstone a wackestone** con abundantes oogonios de Caráceas y ostrácodos salobres (D', fig. 11; Lám.2.6). Se trata de niveles tableados, no siempre presentes, con los que termina la secuencia elemental. En el Dogger del Penibético también se ha reconocido una facies similar (Fm. Endrinal de Martín Algarra, 1987).

IV.3.2. Relaciones de facies e interpretación sedimentaria.

Todas las facies descritas se encuentran asociadas en una secuencia elemental (fig. 11) de orden métrico que, más o menos completa, se repite en la vertical. La "facies a" que inicia la secuencia corresponde a un material redepositado arrancado en parte del techo de la secuencia precedente. A continuación se generalizan las facies oolíticas de energía decreciente que se interpretan como barras en una plataforma poco profunda. A partir de entonces se instalan condiciones progresivamente más tranquilas y restringidas (packstone oolítico-oncolítico). Por fin, la secuencia elemental acaba con depósitos supramareales en zonas de charcas puestas de manifiesto por la asociación de Caráceas y ostrácodos. La relación espacial de estos subambientes se ha representado en la fig. 11.

Se trata por tanto de una secuencia elemental somerizante. Su origen es básicamente el mismo propuesto para las secuencias elementales del Lías inferior (cf. IV.1.2) y se abordará más detenidamente en el capítulo V.

Llama la atención el gran desarrollo de facies oolíticas pero su explicación no se encuentra sólo en condicionantes locales, ya que durante el Dogger hay una gran profusión de oolitos en otros dominios de las Cordilleras Béticas: en el Prebético Externo e Interno (García Hernández y López Garrido, 1979b; Rodríguez Estrella, 1978) y en umbrales como el Subbético Externo (Fm. Camarena de Molina, 1987) y el Penibético (Fm. Endrinal de Martín Algarra, 1987). Para explicar esta proliferación de facies oolíticas se deben invocar fenómenos de carácter regional e incluso global, posiblemente de tipo climático o eustático (Martín Algarra, 1987).

IV.3.3. Edad de la macrosecuencia deposicional del Lías-Dogger: discusión.

La dolomitización y la escasez de datos paleontológicos dificulta la datación de las tres secuencias deposicionales descritas hasta ahora. Como jalones bioestratigráficos de interés destacan los siguientes:

- Palaeodasycladus mediterraneus en las calizas superiores de la primera secuencia deposicional. Para Gonzalez Donoso et al. (1974) este alga es índice del Lías inferior, mientras que para Foucault (1971) puede alcanzar el Lías medio. Es posible que esta discrepancia se deba a que P. mediterraneus no sea un buen fósil guía ya que sólo aparece en plataformas internas (Braga et al. 1981). En todo caso para la primera secuencia deposicional parece que lo más probable es una edad Lías inferior (sin descartar que incluya el Lías medio), ya que la asociación de algas y foraminíferos bentónicos es equivalente a la del Subbético para dicha edad.
- Vidalina martana en la segunda secuencia deposicional. En la Zona Subbética este foraminífero es muy abundante, aunque no exclusivo, en el Lías medio.
- Protopeneroplis striata, Mesoendothyra croatica, y Trocholinas (T. palastiniensis) en las calizas oolíticas de la tercera secuencia deposicional. Estos foraminíferos son característicos del Dogger.

Los datos paleontológicos indican, por tanto, una edad Lías-Dogger para la primera macrosecuencia deposicional. Se puede precisar algo más la edad de cada una de las secuencias deposicionales intentando correlacionar las discontinuidades de la región estudiada con las del Subbético. En el Lías-Dogger de la Zona Subbética se han reconocido tres discontinuidades: una en el límite Lías inferior-Lías medio, otra en el Lías medio (la más importante por marcar la ruptura de la plataforma) y una tercera en el límite Lías superior-Dogger. En la Sierra de Cazorla sólo se han registrado dos discontinuidades en dicho intervalo, de las cuales una pienso que debe corresponder con la del Lías medio subbético. Teniendo ésto en cuenta se plantean dos posibles atribuciones de edad para las secuencias deposicionales del Lías-Dogger de la Sierra de Cazorla:

- A { 1ª sec. dep.= Lías inferior
 2ª sec. dep.= Lías medio
 3ª sec. dep.= Lías superior-Dogger
- B { 1ª sec. dep.= Lías inferior-medio
 2ª sec. dep.= Lías superior
 3ª sec. dep.= Dogger.

La segunda posibilidad ha sido la adoptada en trabajos anteriores (García Hernández y López Garrido, 1987; García Hernández et al., 1988; López Garrido y García Hernández, 1988; Acosta y García Hernández, 1988), sin embargo los resultados del estudio de las facies sugieren una edad Lías inferior para la primera secuencia deposicional y una edad Lías medio para la segunda. En efecto, se ha observado una sustitución de facies mareales de baja energía (1ª sec. dep.) por facies submareales de alta energía (2ª sec. dep.) que recuerda un fenómeno similar que tiene lugar en el límite Lías inferior-Lías medio en el Subbético (las facies de alta energía en este caso no son calizas oolíticas sino crinoiditas). Esta misma idea ha sido sostenida anteriormente (Acosta y García Hernández, 1988) pero considerando dos tramos, inferior y superior, dentro de una única secuencia Lías inferior-medio.

En todo caso, y en ausencia de criterios definitivos, utilizo las siguientes denominaciones: secuencia deposicional del Lías inferior-¿medio?, secuencia deposicional del Lías medio o superior, secuencia deposicional del ¿Lías superior?-Dogger.

IV.4. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL OXFORDIENSE MEDIO-SUPERIOR.

La abundancia de ammonites en los materiales oxfordienses de esta región ha propiciado su estudio desde hace tiempo (Mallada, 1883; Fallot, 1924 según Foucault, 1971). Clásicamente estos materiales se han considerado como "calizas nodulosas del Oxfordiense superior", pero García Hernández, López Garrido y Olóriz (1979, 1981) han reconocido el Oxfordiense medio y señalado que el Oxfordiense superior está parcialmente representado por una alternancia margoso-calcárea. Recientemente se ha puesto de manifiesto, también dentro del Oxfordiense, la existencia de biohermos de esponjas y estromatolitos (Acosta, García Hernández y Checa, 1988).

El límite inferior de la secuencia deposicional oxfordiense es un *hardground* que comporta un cambio de calizas blancas, generalmente oolíticas, a calizas nodulosas; en el paisaje se

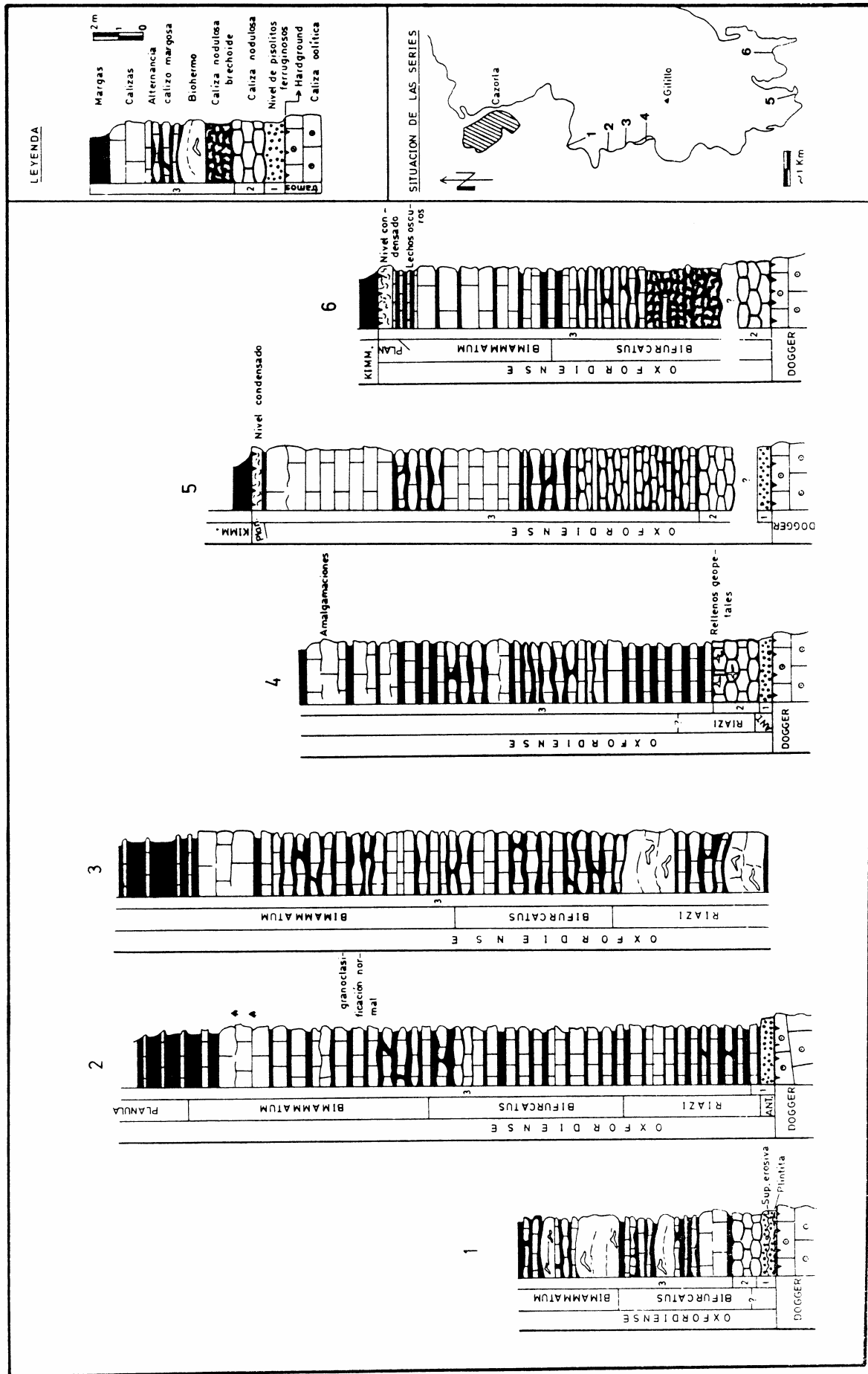


Fig.12.- Series estratigráficas del Oxfordiense de la Sierra de Cazorla.

manifiesta por un cambio brusco de pendiente. El límite superior se sitúa en una acentuación de las facies margosas, a veces precedida de un **hardground**, que tiene una gran significación paleogeográfica (capítulo V); la edad de este límite varía ligeramente de unos sectores a otros pero se sitúa en torno al tránsito Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Los materiales que integran esta secuencia deposicional varían de este a oeste por lo que diferenciaré las series del sector occidental (escamas de Cazorla, El Chorro y Gilillo) de las del sector oriental (escama de Viñuela). Las características estratigráficas de ambos sectores son las siguientes (fig. 12):

- La potencia en el sector occidental es de unos 25 metros mientras que en el oriental se reduce a unos 15 metros.
- La serie comienza en el sector occidental con un nivel de pisolitos ferruginosos que al este no aparece.
- Siguen en ambos casos calizas nodulosas aunque nmejor representadas al oeste.
- El tramo final de la secuencia deposicional es una alternancia margoso-calcárea que hacia el este es más caliza e incluye niveles brechoides en la base.
- Incluidos en dicha alternancia aparecen biohermos en el sector occidental mientras que en el oriental no están presentes.
- En el sector oriental (incluida la escama de Gilillo) la secuencia acaba con un **hardground** seguido de margas oscuras que separa Oxfordiense de Kimmeridgiense. Al oeste, en cambio, no hay **hardground** y el desarrollo de dichas margas comienza en el Oxfordiense terminal.

Para el estudio de estos materiales diferenciaré tres facies insistiendo en las características del sector occidental, que presenta series más completas y señalando las peculiaridades del sector oriental. Dichas facies son: 1) caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos, 2) calizas nodulosas y 3) alternancia margoso-calcárea. Los biohermos se sitúan en esta última facies pero dado su interés se estudian aparte (4).

He recogido, en compañía de A. Checa, M. García Hernández y F. Romero González, un buen número de ammonites. La determinación

de dichos ammonites la ha realizado A. Checa y se ha podido precisar así la edad de los distintos conjuntos litológicos de esta secuencia deposicional, uno de los intervalos más interesantes del Jurásico de la Sierra de Cazorla.

IV.4.1. Caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos.

IV. 4.1.1. Descripción.

Por encima de las calizas blancas del Dogger se sitúa un banco decimétrico irregular de color beige, muy fosilífero y con pisolitos ferruginosos. El contacto es un hardground muy plano, con costras ferruginosas y sin rasgos kársticos que hagan pensar en una emersión. Localmente se observa, además, una discordancia de bajo ángulo (Lám. 3.2).

En ocasiones entre el hardground y el nivel con pisolitos ferruginosos existe un material arcilloso rico en hierro de origen laterítico (plintita; J. Aguilar, comunicación personal).

El nivel con pisolitos ferruginosos puede estar dividido por superficies de abrasión y erosión (Lám.3.3). En él destaca, además de los pisolitos, la abundancia de microfósiles, a menudo fragmentados y corroidos: belemnites de gran tamaño, ammonites a menudo con la concha neomórfica conservada, lamelibránquios, crinoides, etc. Son frecuentes las señales de biocorrosión y las perforaciones sobre las conchas. Todos estos caracteres permiten encuadrar esta facies dentro del tipo "caliza fosilífera pelágica" de Seyfried (1979, 1981).

El microscopio petrográfico muestra una matriz micrítica con pisolitos ferruginosos, peloides, cuarzo y microfósiles, sobre todo "filamentos" y protoglobigerinas (Lám.3.4). También se pueden observar foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas y fragmentos de la macrofauna ya mencionada. Los pisolitos, o bien oolitos ferruginosos, presentan una estructura concéntrica sin núcleo bien individualizado y su diámetro oscila entre décimas de milímetro y cinco milímetros.

Hay que señalar que la caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos se ha hallado de forma más o menos continua en toda la región salvo en la escama de Viñuela.

IV.4.1.2. Edad.

Este nivel es rico en ammonites pero son difíciles de extraer. Se han podido determinar los siguientes (se emplea la clasificación subgenérica de ENAY, 1966):

Lytoceras sp
Trimarginites arolicum (OPPEL)
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) antecedens SALFELD
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp
Euaspidoceras paucituberculatum ARKELL
Tornquistes kobyi (DE LORIO)

Esta asociación corresponde a la biozona de Antecedens (base del Oxfordiense medio) que, hasta ahora, no se había reconocido en esta región. Por tanto, la discontinuidad del límite Jurásico medio-Jurásico superior es muy posible que abarque, teniendo en cuenta su magnitud en el Subbético, parte del Calloviense y el Oxfordiense inferior.

IV.4.1.3. Interpretación sedimentaria.

El primer hecho a destacar es el carácter pelágico de este sedimento como indica la presencia de ammonites, belemnites, protoglobigerinas y "filamentos". Los pisolitos ferruginosos se interpretan como elementos edáficos removilizados (Hallam y Bradshaw, 1979; Seyfried, 1979); su formación tiene lugar en suelos que permanecen encharcados durante periodos largos e indican, por tanto, la existencia de zonas emergidas próximas. Mayor interés tiene la aparición de plintita por cuanto este material es típico de climas tropicales y se forma en horizontes edáficos sometidos a alternancia de periodos de humectación y desecación (Duchaufour, 1984).

En cuanto a la profundidad del depósito no se tienen datos definitivos aunque hay algunos hechos que sugieren un medio poco profundo (varias decenas de metros como máximo). La abundancia de fósiles indica un medio propicio para el desarrollo de vida, incluida la vida bentónica (Martín Algarra, 1987); en este sentido, los organismos que colonizan bioclastos sugieren unas condiciones ecológicas aceptables en el propio medio sedimentario. Por otra parte, las conchas fragmentadas, las superficies erosivas, y el tamaño de muchos clastos removidos denotan unas corrientes que actuaban temporalmente. Estas corrientes pueden ser responsables de una baja velocidad de

sedimentación y de una litificación temprana que permita la conservación de conchas neomórficas.

Para Fursich (1979) los hardgrounds seguidos de depósitos condensados indican un fondo relativamente elevado con velocidad de sedimentación baja y subsidencia moderada .

IV.4.2. Calizas nodulosas.

IV.4.2.1. Descripción.

Por encima del nivel con pisolitos férruginosos pueden disponerse 2-3 metros de calizas nodulosas que presentan coloraciones rojizas, amarillentas o grisáceas. Están bien estratificadas en lechos de unos 15 cm y los nódulos son irregulares, aplanados y de 5-10 cm.

Se trata de facies Ammonitico rosso calcáreo (sensu Aubouin, 1964) ricas en fósiles entre los que destacan ammonoideos en estado de molde interno (sobre todo Perisphinctidos), belemnites, crinoides, equínidos, braquiópodos, lamelibranquios, esponjas, corales solitarios, etc. A menudo esta facies presenta un carácter marcadamente bioclástico e incluye grandes oncoides calcáreos.

Se han observado también grietas de formas irregulares rellenas de sedimento fino azoico de tipo vadoso que puede penetrar más de 30 cm, así como cavidades tapizadas por calcita prismática (espeleotemas, Lám.4.2). En el corte nº 4 estos rasgos se localizan en la parte somital del tramo de calizas nodulosas sugiriendo una discontinuidad entre el depósito de éstas y la alternancia margoso-calcárea, hecho que viene reforzado por la existencia de una superficie con especial concentración faunística.

Desde el punto de vista textural las calizas nodulosas pueden ser wackestone, packstone y en algunos casos floatstone. Además de las secciones de los macrofósiles mencionados arriba, la microfacies incluye: protoglobigerinas, "filamentos", foraminíferos bentónicos, serpúlidos y, como componentes no esqueléticos, litoclastos, peloides, oncoides y glauconita. Con frecuencia las partículas pelotoidales aparecen con perforaciones finísimas debidas a organismos endolíticos.

García Hernández, López Garrido y Olóriz (1981) han señalado la existencia en estos niveles de calizas con oncoides y calizas estromatolíticas (fábricas criptalgales). Estas fábricas alcanzan su máximo desarrollo en los biohermos y se analizarán en el apartado correspondiente a éstos (IV.4.4.).

En las Cordilleras Béticas se han descrito recientemente facies de tipo Ammonitico rosso de características muy parecidas en el Penibético (Martín Algarra, 1987) y en el Subbético Externo (Cortijo de Cuillas); en este segundo caso también se han reconocido intervalos de karstificación litoral (García Hernández et al., 1988b).

IV.4.2.2. Edad.

Las calizas nodulosas, muestreadas sobre todo en el corte nº 4 (fig. 12), corresponden a la biozona de Riazí (Oxfordiense medio) y, tal vez, a parte de la zona de Antecedens según se desprende de la fauna de ammonites recogida:

Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORBIGNY)
Sowerbyceras sp
Ochetoceras hispidum (OPPEL)
Perisphinctes (Perisphinctes) parandieri (DE LORIOLO)
Perisphinctes (Arisphinctes) helenae DE RIAZ
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae BUKOWSKI
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) elisabethae DE RIAZ
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp
Gregoryceras transversarium (QUENSTEDT)

IV.4.2.3. Interpretación sedimentaria.

Las facies Ammonitico rosso calcáreo se han interpretado tradicionalmente como depósitos de umbrales pelágicos (Aubouin, 1964; Seyfried, 1979; entre otros), pero en el contexto paleogeográfico de la Zona Prebética, sin un dispositivo de surcos y umbrales, es más acertado hablar de plataforma pelágica poco profunda (García Hernández, López Garrido y Olóriz, 1981).

En esta plataforma pelágica la vida era muy abundante según se desprende de la riqueza de restos esqueléticos, microorganismos endolíticos y estructuras biosedimentarias (fábricas criptalgales). A pesar de compartir el carácter

pelágico hay diferencias entre la fauna de las calizas nodulosas del Prebético y del Subbético: la presencia de equínidos, corales, serpúlidos (García Hernández, López Garrido y Olóriz, 1979) y la abundancia de Perisphinctidos en detrimento de Phylloceratacea y Lytoceratacea.

El carácter bioclástico sugiere removilización por corrientes aunque, en general, el medio era más tranquilo (tal vez algo más profundo) que el supuesto para las calizas fosilíferas con pisolitos ferruginosos.

Uno de los rasgos más interesantes es la presencia de espeleotemas y rellenos de sedimento vadoso que hacen pensar en episodios de exposición subaérea; su posición prácticamente a techo de las calizas nodulosas sugiere una ruptura entre el depósito de éstas y la alternancia calizo-margosa.

Los cálculos realizados indican una velocidad de sedimentación muy baja (unos 3 mm/1.000 años según García Hernández, López Garrido y Olóriz, 1981), aunque sensiblemente superior a la del nivel con pisolitos ferruginosos puesto que los ammonites se conservan como moldes y esto implica que la disolución de las conchas es posterior a su enterramiento.

La estructura nodulosa de estos niveles se debe a procesos sedimentarios y, sobre todo, a procesos diagenéticos tempranos. Los procesos sedimentarios (acumulación de conchas, removilización, formación de oncoides...) proporcionan un sedimento irregular que favorece la nodulización que tiene lugar por segregación diagenética temprana de la forma siguiente (Martín Algarra, 1987): la disolución del aragonito de las conchas provoca la saturación de carbonato de las aguas intersticiales; este carbonato no precipita en los primeros centímetros por la presencia de materia orgánica pero sí lo hace más abajo, preferentemente alrededor de zonas con cristales previos (granos esqueléticos, oncoides, etc) desarrollándose núcleos de nodulización; a continuación los núcleos crecen en detrimento de la matriz porque la solubilidad de la calcita es mayor a menor tamaño de grano. Otros procesos como la abrasión, la mineralización, la bioturbación o la compactación diferencial pueden acentuar el carácter noduloso. Para Martín Algarra el desarrollo de la estructura nodulosa requiere baja velocidad de sedimentación y un ambiente oxidante.

En resumen, las calizas nodulosas del Oxfordiense se formaron en una plataforma pelágica poco profunda y afectada por corrientes al menos temporalmente. Destaca también el gran desarrollo de vida tanto planctónica como bentónica.

IV.4.3. Calizas y margas.

IV.4.3.1. Descripción.

Se trata de una alternancia calizo-margosa (Lám. 4.4) que puede superar 20 metros de potencia y que en su parte baja incluye biohermos (IV.3.4). En las escamas de Gilillo y Viñuela su potencia es más reducida y la sucesión es más calcárea; en Viñuela, además, incluye niveles brechoides (brechas nodulo-margosas) en la base y no están presentes los biohermos.

Esta alternancia calizo-margosa suele disponerse sobre las calizas nodulosas pero en algunas ocasiones lo hace directamente sobre el nivel con pisolitos ferruginosos, lo que indica una discontinuidad espacial del depósito de las nodulosas.

El límite superior de esta sucesión varía de unos sectores a otros. En las escamas de Gilillo y Viñuela coincide con un hardground datado como biozona de Plánula al que siguen varios metros de margas grisáceas del Kimmeridgiense; dicho hardground está precedido por varios lechos delgados con concentraciones de ammonites bien calibrados (sobre todo Glochiceras). En los sectores occidentales, en cambio, el límite superior se sitúa en una acentuación del carácter margoso (sobre todo margas oscuras) que no está precedida de un hardground y que, además, se produce dentro de la biozona de Plánula.

El conjunto está formado por margas y calizas de grano fino que alternan en bancos decimétricos. Se puede diferenciar un primer tramo, correspondiente a la mayor parte de la sucesión, que presenta una organización secuencial estratocreciente, y acaba con 3-4 metros de calizas en bancos gruesos (50 cm) con delgadas intercalaciones margosas; y un segundo tramo, la parte final, más margoso y estratodecreciente (fig. 12).

Con frecuencia los estratos calizos no son continuos sino que muestran una estructura arriñonada llegándose a individualizar bloques esferoidales de 15-20 cm envueltos por las margas. En los bancos gruesos he observado laminación ondulada en la base y granoclasificación normal; a veces también se presentan amalgamaciones.

En cuanto a la composición hay que decir que los primeros niveles calizos tienen fragmentos de crinoides visibles macroscópicamente pasándose paulatinamente hacia arriba a calizas de grano más fino. Presentan una textura de wackestone a packstone de peloides y bioclastos, sobre todo "filamentos".

Otros componentes a señalar son los granos de glauconita, fragmentos de lamelibranquios, radiolas de equínidos, foraminíferos, etc. En los bancos gruesos los componentes mayoritarios son los peloides y algunos litoclastos; esta microfacies muestra además laminación.

La facies brechoide identificada en la base de este tramo en el sector oriental está formada por cantos angulosos de varios centímetros en el seno de una matriz margosa. La naturaleza de los cantos es similar a la de las calizas descritas; otras veces los cantos son fragmentos de ammonites (muy frecuentes los Dichotomoceras bifurcatus).

IV.4.3.2. Edad.

En esta sucesión calizo-margosa se han recogido ammonites correspondientes a las biozonas de Riazi, Bifurcatus (Oxf. medio), Bimammatum y Plánula (Oxf. superior). A continuación paso a comentar cada una de ellas.

Como ya se indicó anteriormente parte de la biozona de Riazi está representada por calizas nodulosas; la parte superior corresponde a los primeros metros de la alternancia de calizas y margas que ha proporcionado los siguientes ammonites:

Phylloceras sp
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) buckmani ARKELL
Perisphinctes (Dichotomoceras) sp

La biozona de Bifurcatus es fácilmente identificable por la abundancia del fósil índice. Normalmente corresponde a un intervalo de la alternancia calizo-margosa, caracterizado por bloques esferoides de caliza envueltos por margas. Se han podido determinar los siguientes ammonites correspondientes a dicha biozona:

Phylloceras sp
Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORBIGNY)
Trimarginites trimarginatus (OPPEL)
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae BUKOWSKI
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp
Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus (QUENSTEDT)
Perisphinctes (Dichotomoceras) sp

La biozona de Bimammatum está representada por facies similares a las de Bifurcatus pero incluye además, como rasgo

característico, un conjunto de 3-4 metros de calizas en bancos gruesos. En la zona de Bimammatum se han recogido los siguientes ammonites:

Lytoceras sp
Trimarginites arolicum (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) lytocerum (OPPEL)
Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp
Perisphinctes (Dichotomoceras) sp
Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygiratus (REINECKE)
Lithacoceras (Discosphinctes) richei (DE RIAZ)
Lithacoceras (Discosphinctes) sp
Decipia sp
Epipeltoceras bimammatum (QUENSTEDT)
Epipeltoceras treptense ENAY
Euaspidoceras costatum DORN
Physodoceras wolffi (NEUMAYR)

Por encima de los bancos calizos potentes característicos de la zona de Bimammatum, en un intervalo fundamentalmente margoso de unos 2 metros de potencia, se han extraído ammonites sin que se haya podido determinar si pertenecen a la zona de Bimammatum o a la de Plánula. La asociación faunística de dicho intervalo está compuesta por:

Lytoceras sp
Phylloceras sp
Holcophylloceras sp
Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORBIGNY)
Trimarginites trimarginatus (OPPEL)
Ochetoceras sp
Taramelliceras (Taramelliceras) costatum (QUENSTEDT)
Taramelliceras (Taramelliceras) hauffianum (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) lytocerum (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) wenzeli (OPPEL)
Glochiceras (Coryceras) modestiforme (OPPEL)
Glochiceras (Coryceras) canale (QUENSTEDT)
Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygiratus (REINECKE)
Orthosphinctes (Lithacosphinctes) evolutus (QUENSTEDT)
Orthosphinctes (Pseudoorthosphinctes) alternans ENAY
Physodoceras altenense (D'ORBIGNY)
Physodoceras wolffi (NEUMAYR)
Sutneria praecursor DIETERICH

La biozona de Plánula se ha identificado, en el sector oriental, en un banco muy fosilífero que precede al hardground del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. En el sector occidental no hay hardground pero se puede diferenciar una parte inferior formada por una alternancia margoso-calcárea con dominio de las

margas, que se ha datado como subzona de Plánula; y una parte superior de margas y margocalizas muy oscuras que corresponde a la subzona de Galar aunque se estudiará en el contexto de la secuencia deposicional del Kimmeridgiense-Berriasense superior. En cuanto a la subzona de Plánula se han podido determinar los siguientes ammonites:

Lytoceras sp
Phylloceras sp
Holcophylloceras mediterraneum (NEUMAYR)
Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORBIGNY)
Taramelliceras (Metahaploceras) lytocerum (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti HÖLDER
Taramelliceras (Metahaploceras) wenzeli (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) subnereus (WEGELE)
Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum (QUENSTEDT)
Glochiceras (Coryceras) modestiforme (OPPEL)
Glochiceras (Coryceras) canale (QUENSTEDT)
Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygiratus (REINECKE)
Orthosphinctes (Lithacosphinctes) evolutus (QUENSTEDT)
Orthosphinctes (Lithacosphinctes) gidoni ATROPS
Idoceras minutum DIETERICH
Physodoceras altenense (D'ORBIGNY)

IV.4.3.3. Interpretación sedimentaria.

También estos materiales se interpretan como depósitos de plataforma pero sugieren unas condiciones de depósito con una velocidad de sedimentación mayor que las calizas nodulosas, un ambiente más tranquilo y posiblemente más profundo.

Por otra parte, la presencia de laminación ondulada, granoclasificación normal y amalgamaciones (bancos gruesos de la zona de Bimammatum) hace pensar en episodios con corrientes.

En cuanto a los bloques esferoidales (característicos de la zona de Bifurcatus en las escamas occidentales), no se tienen, por el momento, criterios que permitan definirse por una explicación sedimentaria (redepósito) o por una explicación diagenética (disyunción esferoidal).

La facies brechoide de la zona de Bifurcatus en el sector oriental se interpreta como redepósito en partes distales de una rampa (IV. 3.5). Otras características de esta rampa distal son las series más reducidas y la ausencia de biohermos.

El *hardground* a techo de la secuencia (sólo en las escamas de Gilillo y Viñuela) seguido de margas indica la instalación de un medio más tranquilo y profundo (Fürsich, 1979); esto también es válido para el sector occidental aunque en él se manifiesta más sutilmente. En otras palabras, el acontecimiento que pone fin a la secuencia deposicional oxfordiense es una profundización (con o sin desarrollo de *hardground*) y su origen, como se verá en el capítulo V, obedece principalmente a un aumento brusco de la subsidencia.

IV.4.4. Los biohermos de esponjas y estromatolitos.

IV.4.4.1. Descripción.

En la parte baja de la alternancia calizo-margosa (biozonas de Riazi y Bifurcatus) se intercalan repetidamente, al menos hasta tres veces, unos cuerpos rocosos a menudo masivos, bioconstruidos (biohermos sensu Heckel, 1974). Se han reconocido en las escamas de Cazorla, El Chorro y en el sector septentrional de la escama de Gilillo.

Son cuerpos calizos lenticulares, con menos frecuencia esferoidales, de unos 10 metros de diámetro y 2 metros de altura media (a veces 4-5 metros); la base es plana, a veces erosiva, y el techo convexo muy acentuado (Lám. 4.3, fig. 14, 13C y C'). Los niveles estratificados chocan, se acúan o adelgazan en relación con los biohermos; otras veces el biohermo pasa lateralmente y de forma gradual a unas facies calcarenítica y después a niveles mejor estratificados de calizas y margas.

La observación detallada, no siempre fácil, revela que estos cuerpos están contruidos mayoritariamente por esponjas y estromatolitos; también son frecuentes los encostramientos de serpúlidos (Sp, fig. 13C'). El sedimento es fino o groseramente bioclástico. La bioconstrucción puede estar interrumpida en la parte inferior por superficies erosivas e incluso canales que se rellenan de bioclastos, principalmente tallos de crinoides (fig. 13D).

Los espongiarios son fundamentales en el desarrollo de la bioconstrucción aunque no son los componentes más abundantes. Se trata de formas discoidales de 5 a 20 cm de longitud y 1 cm de grosor. Las espículas son silíceas pero están epigenizadas a calcita y su organización permite encuadrarlas dentro de la clase Hexactinellida. (En el trabajo de Behmel (1970) se pueden

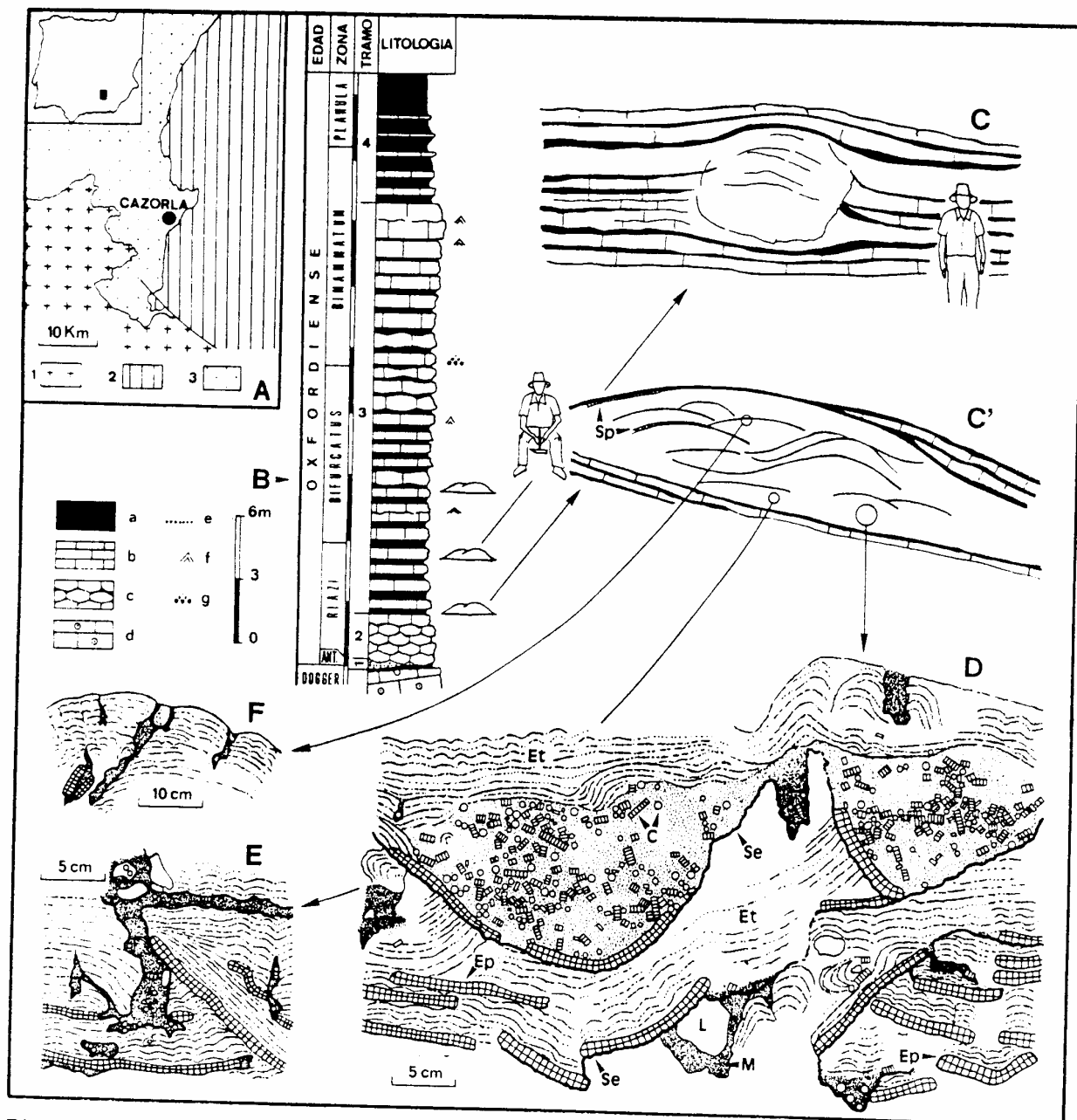


Fig.13.- Biohermos de esponjas y estromatolitos en el Oxfordiense de la Sierra de Cazorla (de Acosta, García Hernández y Checa, 1988). A) Situación geográfica y geológica (1.-Olistostromas del Guadalquivir. 2.- Zona Prebética. 3.- Depresión del Guadalquivir). B) Columna estratigráfica del Oxfordiense (a:margas, b:calizas, c:calizas nodulosas, d:calizas oolíticas, e:nivel con pisolitos ferruginosos, f:ripples, g:granoclasificación normal). C y C') Biohermos; Sp:costras de serpúlidos. D, E y F) Detalles de la estructura de los biohermos; Ep:esponjas, Et:estromatolitos, C:crinoides, L:litoclastos, M:sedimento micrítico, Se:superficie erosiva.

encontrar géneros y especies de espongiarios de otros sectores del Prebético). Las esponjas son especialmente abundantes en la parte baja del biohermo y se apoyan generalmente sobre un fondo firme e incluso sobre superficies erosionadas (Lám. 4.1; Se, fig. 13D).

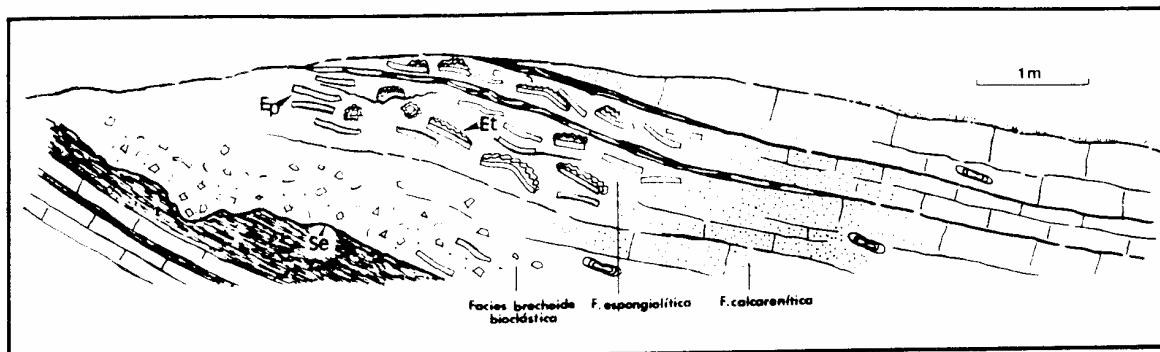


Fig.14.- Biohermo de esponjas y estromatolitos. Obsérvese el paso lateral de la bioconstrucción a las facies mejor estratificadas. (escama de Cazorla, VG 988932).

Los estromatolitos constituyen la mayor parte del cuerpo bioconstruido: en la parte basal dominan los oncoides desarrollados a partir de bioclastos, para pasar hacia arriba a crecimientos sobre colonias de esponjas (fig. 10E); éstos comienzan siendo planares (formas LLH) y cambian a formas columnares centimétricas que en su conjunto dan cúpulas de casi medio metro de diámetro (fig. 13F). Al microscopio se observa en ellos una alternancia de láminas claras y oscuras de unos 0.5 mm de espesor total. La lámina clara es de tipo granular y la oscura, más fina, está constituida por numerosas perforaciones, sólo visibles con grandes aumentos, de organismos endolíticos. Esta textura es muy parecida a la descrita en el Penibético (García Cervigón et al., in litt.; Martín Algarra, 1987; Martín Algarra y Vera, in litt.). Numerosas cavidades rellenas por sedimento fino y eventualmente, además, por bioclastos erosionan las uniones de las columnas y cúpulas alcanzando los rellenos dimensiones desde microscópicas a decimétricas (Lám. 3.5; fig. 13E y F).

Otros organismos secundarios, bioconstructores o no, completan la asociación fosilífera del biohermo. Entre los primeros: foraminíferos encostrantes, briozoos y, sobre todo, serpúlidos; entre los segundos: cefalópodos, lamelibranquios, equínidos, crinoides, corales solitarios y foraminíferos bentónicos y planctónicos.

En la escama de Cazorla se ha reconocido un tipo de bioconstrucción distinto al descrito hasta ahora. Se trata de cuerpos no masivos, estratiformes (biostromas) y de grandes dimensiones ya que se han observado a lo largo de más de 40 metros. Los componentes de la construcción se superponen unos a otros pero no están cementados de manera que los huecos están ocupados por margas. Son abundantes las esponjas discoidales en posición horizontal, esponjas cónicas de unos 5 cm de longitud, ammonites, belemnites, braquiópodos, crinoides, equínidos, etc. Los estromatolitos y serpúlidos están poco desarrollados lo que explica la escasa cohesión entre los distintos componentes. Localmente esta organización se ha destruido por removilización apareciendo una facies de fósiles fragmentados y equidimensionales (brechas bioclásticas). En algunos casos sobre esta bioconstrucción se han desarrollado otras menores del tipo biohermo masivo descrito anteriormente.

IV. 4.4.2. Modelo de formación.

El estudio de los biohermos nos lleva a establecer las siguientes etapas (Acosta, García Hernández y Checa, 1988):

a) Etapa de colonización. Se lleva a cabo sobre todo por parte de las esponjas y secundariamente por organismos encostrantes. De acuerdo con Gaillard (1983) las áreas ligeramente elevadas y con baja velocidad de sedimentación serían las más favorables para la instalación. Se origina así un sustrato de esponjas irregularmente dispuestas, con delgados crecimientos transversales a las mismas de estromatolitos planares.

b) Etapa de crecimiento (fig. 15). Corresponde a estromatolitos calcáreos que desarrollan importantes estructuras cupuliformes (fig. 13F); en algunos casos durante la etapa de crecimiento alternan periodos de implantación de esponjas y periodos con desarrollo de estromatolitos. Un débil aumento de la velocidad de sedimentación podría impedir la vida de las esponjas pero no la de los organismos constructores de estromatolitos que crecerían en vertical atrapando sedimento. Ellos son pues los verdaderos constructores mientras que las esponjas se limitan a ofrecerles un sustrato adecuado.

El crecimiento puede quedar interrumpido bien por el cese de la sedimentación, lo que se traduce en un endurecimiento de las superficies de los crecimientos y su colonización por organismos encostrantes, o bien por episodios de alta energía que originan

superficies erosivas y a veces canales (fig. 13D) tras cuyo relleno por bioclastos continúa el crecimiento estromatolítico.

c) Etapa de enterramiento. Supone la "muerte" de la bioconstrucción en relación, entre otras causas, con un incremento de la tasa de sedimentación que aumenta progresivamente a lo largo del Oxfordiense.

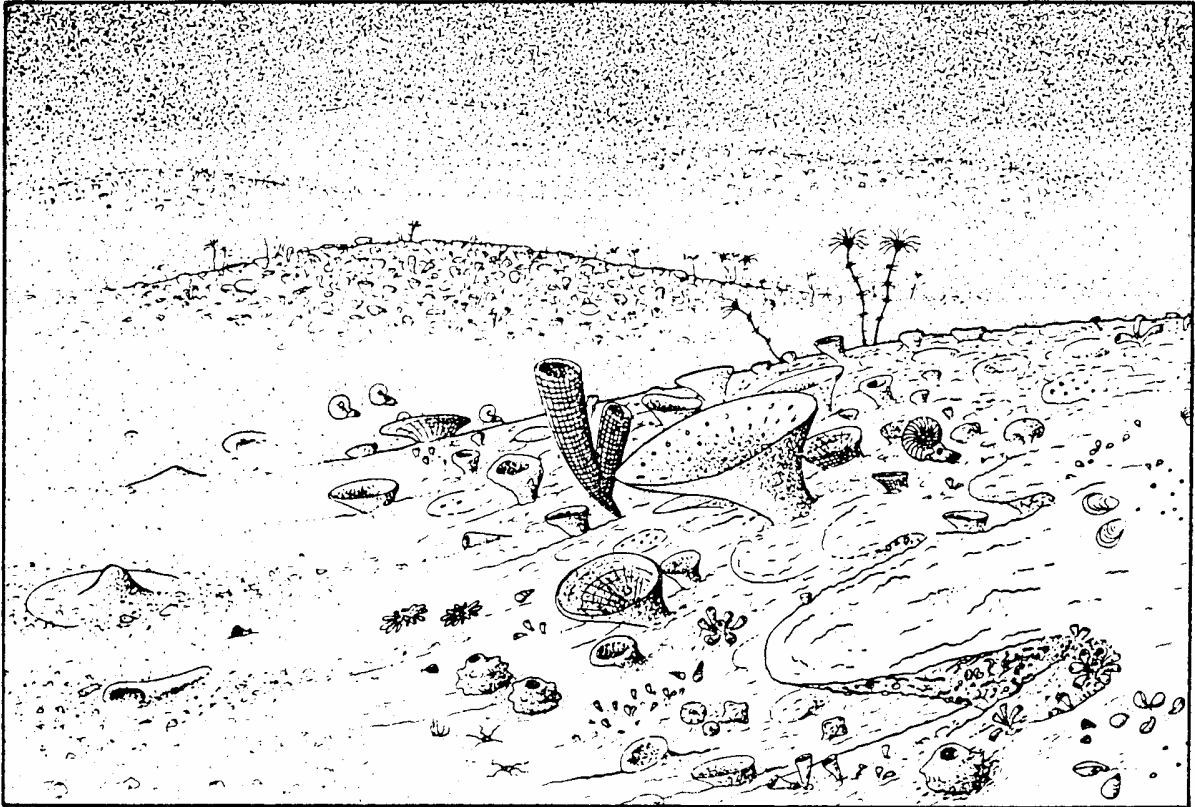


Fig.15.- Ensayo de reconstrucción de un fondo ocupado por biohermos en periodo de crecimiento (de Gaillard,1983).

IV.4.4.3. El medio de formación y crecimiento de los biohermos.

Los biohermos se enmarcan, según lo expuesto en el apartado IV.4.3., en un contexto de plataforma abierta poco profunda, pero debieron ocupar enclaves muy específicos, posiblemente zonas de cambio de pendiente con una tasa de sedimentación baja. A ello se debe que su posición espacio-temporal quede muy limitada.

Una cuestión interesante es la relativa a la profundidad a la que se formaron estas bioconstrucciones. Para ello no se puede recurrir a comparaciones con la profundidad a la que viven las esponjas actuales, ya que se han producido cambios importantes en la distribución ecológica de estos organismos desde el Jurásico hasta nuestros días (Gaillard, 1983).

Algunos autores han pretendido inferir un medio poco profundo de la presencia de estromatolitos, pero los responsables de estas estructuras biosedimentarias, principalmente cianofíceas y bacterias, pueden vivir en un amplio rango de profundidades: desde ambientes supramareales hasta, al menos, 1.000 metros de profundidad (Monty, 1977). En nuestro caso la lámina oscura con numerosas perforaciones se atribuye a filamentos de microorganismos, mientras que la lámina clara granular se interpreta como debida a atrapamiento de sedimento por dichos microorganismos.

La asociación de estromatolitos con superficies erosionadas sugiere un ambiente de depósito por encima del nivel de base de las tormentas, es decir algunas decenas de metros lo que coincide con las estimaciones de Massari (1979, 1981, 1983) que estudia fábricas criptalgales muy similares. Este autor destaca la necesidad de fondos endurecidos y de una baja velocidad de sedimentación para la formación de estromatolitos.

Un criterio adicional en favor de un medio poco profundo lo proporciona el estudio de biohermos equivalentes situados en Centroeuropa; estos biohermos evolucionan hacia arriba, de forma gradual, a arrecifes y parches de corales, característicos de aguas agitadas y profundidades fóticas. Este hecho hace pensar que los biohermos de esponjas y estromatolitos se formaron a profundidades ligeramente superiores y/o en aguas más tranquilas (Heckel, 1974; Heckel y Jablonsky, 1979).

Por último hay que destacar la revisión realizada por Gaillard (1983) sobre arquitecturas semejantes desde el Cámbrico hasta la actualidad. Este autor concluye que siempre se han dado en la misma situación, en una plataforma externa con las siguientes características: energía baja, profundidad moderada, velocidad de sedimentación baja y predominio del sedimento carbonatado fino.

IV.4.5. Conclusiones sobre la secuencia deposicional oxfordiense.

El hardground a techo de las calizas del Dogger y que precede a la sucesión pelágica oxfordiense, representa la ruptura de la plataforma nerítica que imperó en la región durante el Lías-Dogger, mientras que el final de la secuencia deposicional corresponde al relevo por una potente serie margosa que se atribuye a un importante aumento de la subsidencia.

En el intervalo de tiempo comprendido entre ambos eventos la sedimentación se realiza en una plataforma abierta y, en general, poco profunda aunque se asiste a una profundización progresiva que expresa la gran transgresión oxfordiense. El modelo deposicional propuesto es una rampa (fig. 16) en la que los biohermos de esponjas y estromatolitos debieron ocupar zonas de cambio de pendiente que, distalmente, conectaban con áreas en las que no se desarrollaron biohermos y tenían lugar, a veces, fenómenos de redepósito. Las facies proximales de dicha rampa (hacia el noroeste) no aparecen por haber sido barridas por la erosión intracretácica.

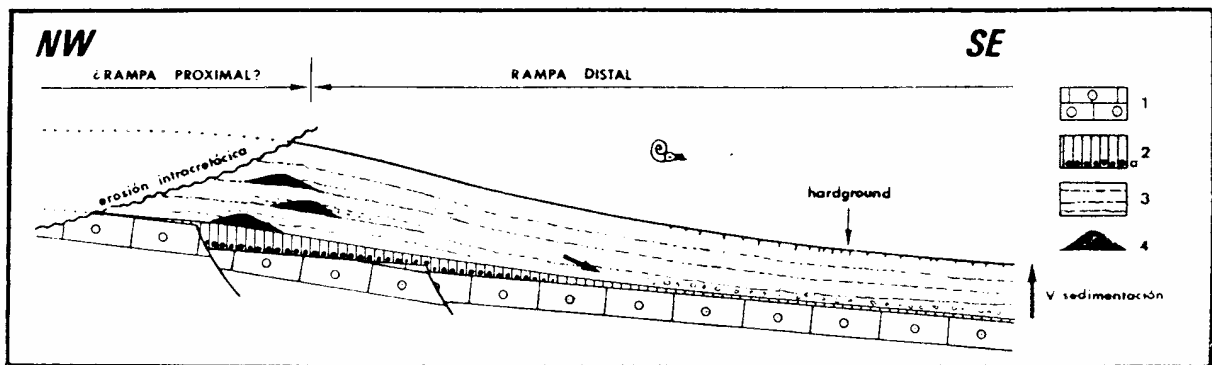


Fig.16.- Modelo de rampa del Oxfordiense. Leyenda: 1.- Calizas oolíticas. 2.- Calizas nodulosas. 2a.- Pisolitos ferruginosos. 3.- Alternancia calizo-margosa. 4.- Biohermos.

Los biohermos descritos son equivalentes por sus características y edad a los de Centroeuropa (Aldinger, 1968; Flügel y Steiger, 1981; Gaillard, 1983; Nitzopoulos, 1974; etc); estos biohermos dibujan una orla que se interpreta como el borde externo de la plataforma nortetísica durante el Jurásico superior (Gaillard, 1983; Wilson, 1975). Los biohermos de esponjas y estromatolitos de la Sierra de Cazorla, así como los descritos en el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica (Gómez, 1978) y de los Catalánides (Salas, 1987), constituyen la prolongación de

dicha orla y sugieren una interpretación paleogeográfica similar. (fig. 17). Aparecen algo después de una gran ruptura estratigráfica, al comienzo de un periodo transgresivo, de la misma manera que ocurre con otros estomatolitos pelágicos de las Cordilleras Béticas (Vera y Martín Algarra, in litt.).

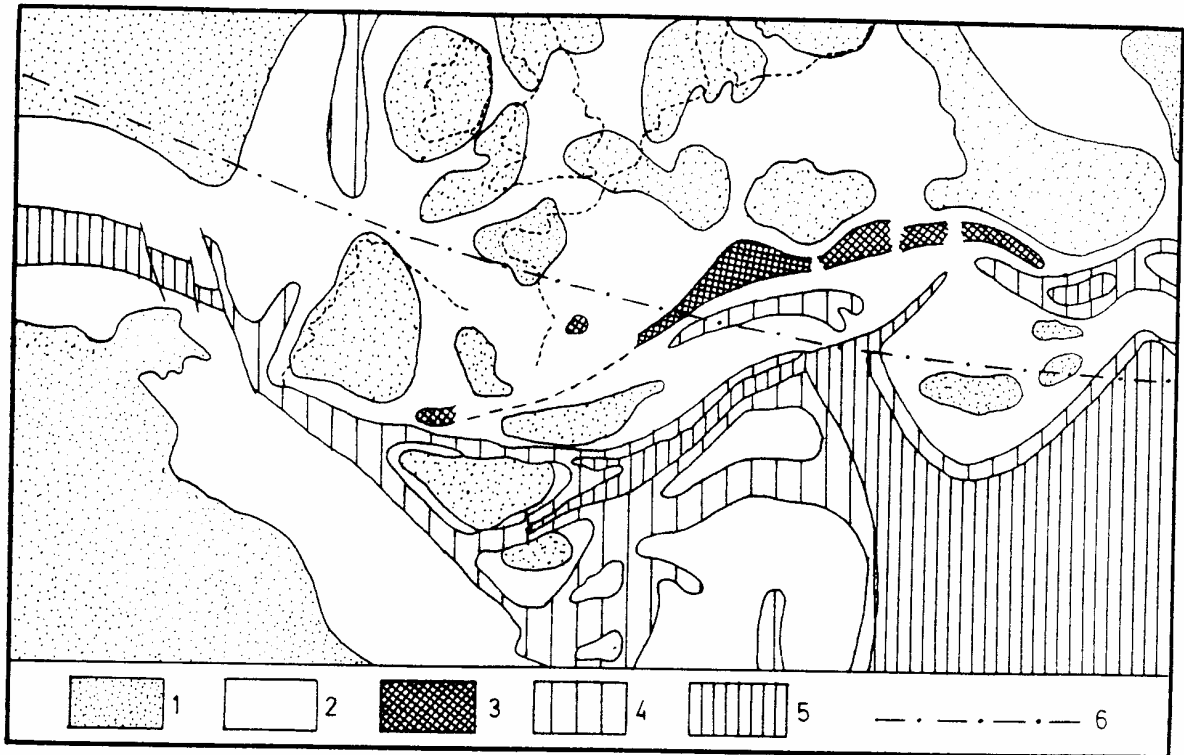


Fig.17.- Situación de los biohermos con espongiarios en la paleogeografía de Europa en el Oxfordiense. Elaborado con ideas de Gaillard (1983) añadiendo los biohermos del Prebético y utilizando la reconstrucción paleogeográfica de Vera (1988). Leyenda: 1.- Areas continentales emergidas. 2.- Mares epicontinentales. 3.- Zonas de biohermos de esponjas. 4.- Areas marinas con sustrato de corteza continental adelgazada. 5.- Areas de corteza continental muy adelgazada. 6.- Posición del paralelo 30 norte.

IV.5. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL KIMMERIDGIENSE-BERRIASENSE SUPERIOR.

En esta secuencia deposicional se incluyen facies muy variadas pero no se ha reconocido ninguna ruptura, pasándose gradualmente de materiales pelágicos relativamente profundos a materiales someros.

El límite inferior de la secuencia se sitúa en un hardground que coincide con el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense; el superior es una discontinuidad (a veces un hardground), de edad Berriasense superior, que marca el inicio de una sedimentación más terrígena.

Para el estudio de esta secuencia deposicional diferenciaré tres conjuntos litológicos:

1. Ritmita margoso-calcárea (Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense inferior). Corresponde a la parte superior de la "Formación Puerto Lorente" de Rodríguez Estrella (1978).
2. Dolomías y calizas grises (Kimmeridgiense medio-Portlandense superior).
3. Alternancia de calizas y margas (Portlandense superior-Berriasense superior). Este conjunto y el anterior constituyen el "miembro inferior de la "Formación Sierra del Pozo" de Vera et al. (1982).

En la mayor parte de la Sierra de Cazorla de esta secuencia deposicional sólo aparece la ritmita margoso-calcárea, mientras que en la Sierra de Segura afloran ampliamente los materiales de la Formación Sierra del Pozo que ya han sido estudiados detalladamente por García Hernández (1978). Con la intención de completar la visión del superciclo Jurásico incluiré, de forma resumida, las ideas de este autor con algunas aportaciones propias. Especialmente interesantes han resultado los afloramientos del extremo oriental de la Sierra de Cazorla (escama de Viñuela), porque en ellos está representada la base de la Formación Sierra del Pozo en condiciones óptimas (sin dolomitizar), para estudiar el contacto entre dicha formación y la Formación Puerto Lorente infrayacente.

IV.5.1. Ritmita margoso-calcárea (Oxfordiense terminal- Kimmeridgiense inferior).

IV. 5.1.1. Descripción.

Aunque aflora ampliamente en la región, es difícil encontrar cortes que permitan una observación de todo el conjunto debido a

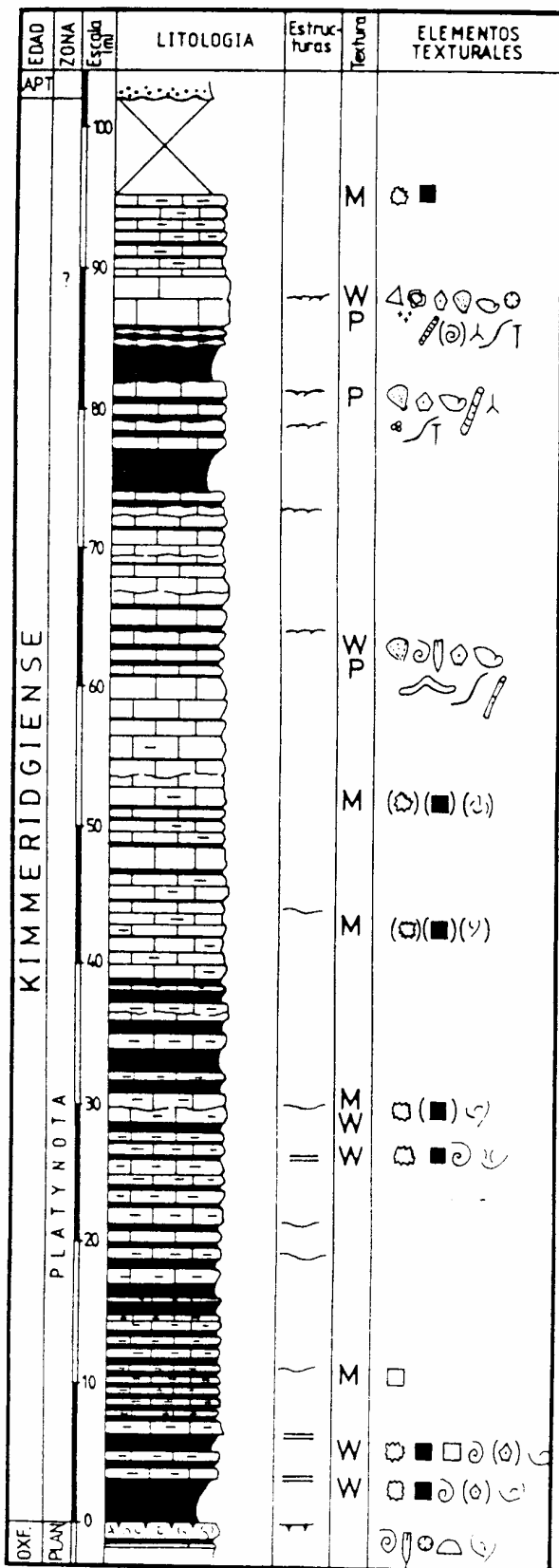


Fig.18.- Columna estratigráfica de la ritmita margoso-calcárea del Kimmeridgiense inferior (Puerto Lorente).

que, al estar constituido por materiales relativamente incompetentes, está muy plegado y cubierto por la vegetación. La mejor exposición de la ritmita margoso-calcárea se ha encontrado en Puerto Lorente (fig. 18); en el resto de la región sólo se han podido realizar observaciones parciales. (Véase, por ejemplo, la fig. 19).

Se trata de una potente sucesión en la que alternan calizas/margocalizas y margas. La base corresponde al límite superior de la secuencia deposicional oxfordiense, que a veces es un hardground, mientras que el límite superior se sitúa en el comienzo de las calizas sin intercalaciones margosas que constituyen la base de la Formación Sierra del Pozo.

La potencia de la ritmita es variable y sólo en la escama de la Viñuela se encuentra el espesor original completo, ya que en el resto de la región el límite superior es la superficie de erosión intracretácica. En el corte de Puerto Lorente (escama de Gilillo), donde la sucesión es prácticamente completa, se han medido 100 metros.

El carácter rítmico es común a todo el tramo pero hay variaciones importantes en la vertical: comienza con varios metros de margas con lechos calizos intercalados, sigue una alternancia de margas y margocalizas con espesores similares (15-25cm), y acaba con bancos calizos algo más potentes y

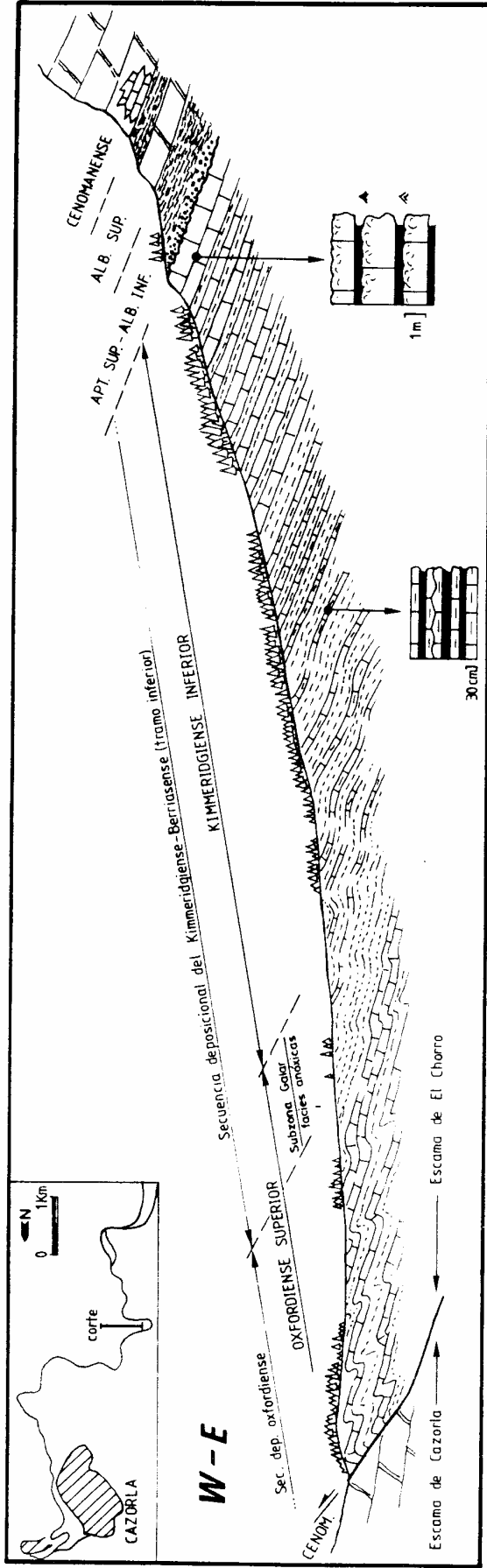


Fig.19.- Corte geológico que muestra la ritmita margoso-calcarea del Kimmeridgiense inferior. Observe que no hay hardground en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense y que dicho límite no coincide con el que separa secuencias deposicionales. Compare con la fig.18.

margas. Finalmente y de forma gradual se pasa a la Formación Sierra del Pozo que al principio es estrictamente caliza (éste tránsito se analiza en V.4.2).

Dos tipos de facies extremos son muy significativos en la ritmita margoso calcárea: a) margas y margocalizas oscuras pobres en fauna, características de la parte inferior, y b) calizas a menudo bioclásticas que se sitúan principalmente en la parte superior.

a) Margas y margocalizas oscuras pobres en fauna.

Sobre la alternancia margoso-calcárea del Oxfordiense superior o bien sobre el **hardground** se disponen varios metros casi exclusivamente de margas oscuras, y sobre ellas una alternancia rítmica de margas y margocalizas a veces lajosas. Con frecuencia se observan secuencias estratocrecientes de orden métrico a decamétrico; en otros casos los espesores de los estratos muestran una ordenación cíclica.

Las margocalizas aparecen con colores grisáceos o amarillentos en superficie; en corte suelen ser de color gris. con frecuencia gris muy oscuro, lo que las diferencia del tramo superior de la secuencia deposicional oxfordiense que presenta un color beige.

También a simple vista se observan concreciones piritosas y pequeños fragmentos de carbón. Otro de los caracteres más llamativos de estos niveles es la presencia de ammonites que son especialmente abundantes en la parte baja; hay además belemnites, pero no hay restos de otros microfósiles.

De las láminas delgadas (Lám. 4.5) llama la atención la disminución de aloquímicos con respecto a la secuencia deposicional oxfordiense; en algunos casos se trata de micritas puras. En general se presentan **mudstones** y con menos frecuencia **wackestones**. Destaca la presencia de granos de cuarzo de tamaño limo y pequeñísimos fragmentos de carbón. Los microfósiles son muy escasos y se reducen a ostrácodos, foraminíferos, fragmentos muy pequeños de equinodermos y algunas secciones indeterminadas.

b) Calizas bioclásticas.

Estas calizas, en alternancia con margas, son lo más característico del tercio superior, pero ésto no excluye que aparezcan también en la parte superior estratos con las características descritas anteriormente.

Los niveles calizos pueden alcanzar medio metro de espesor y generalmente muestran el muro plano, a veces con laminación paralela, y el techo irregular, algo nodulizado, con concentraciones de fósiles. Entre ellos los más frecuentes son: lamelibranquios, gasterópodos, braquiópodos, crinoides, corales solitarios y, aunque muy escasos, también hay ammonites (Rodríguez Tovar, comunicación personal). Asimismo he observado pequeños litoclastos oscuros, pistas (burrows) y lechos de concentración de encoides.

En lámina delgada, se presentan wackestones y packstones de bioclastos y oncoides. Los oncoides suelen tener un diámetro medio de 2 mm y se forman alrededor de bioclastos; algunos oncolitos desarrollados sobre lamelibranquios superan los 2 cm de longitud. Otros componentes destacables son los peloides, intraclastos, sepúlidos, espongiarios, foraminíferos bentónicos, así como fragmentos de los macrofósiles mencionados. Llama la atención las frecuentes perforaciones de los fósiles (posiblemente de Pelecípodos) y el desarrollo de serpúlidos colonizando superficies, en especial de bioclastos.

IV. 5.1.2. Edad.

La presencia de ammonites en estos materiales ha propiciado diversos estudios bioestratigráficos. Así, Foucault (1971) reconoce la biozona de Plánula (Oxfordiense terminal) en los niveles inferiores de este tramo y supone una edad Kimmeridgiense inferior para el resto. López Garrido (1971), en la prolongación septentrional de este sector ha encontrado fauna característica de la biozona de Platynota (Kimmeridgiense inferior). Más recientemente, García Hernández, López Garrido y Olóriz (1979) han estudiado detalladamente las asociaciones fosilíferas reconociendo las zonas de Plánula (incluso la subzona de Galar) y de Platynota.

En la región estudiada he podido constatar que la edad del límite inferior varía de unos sectores a otros. En los sectores orientales coincide con un **hardground** situado en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense y en la ritmita sólo se reconoce la zona de Platynota (fig. 18). En los sectores occidentales, en cambio el límite inferior se sitúa en el Oxfordiense terminal de manera que la ritmita incluye, además de la zona de Platynota, la subzona de Galar (parte superior de la zona de Plánula)(fig. 19). Esta subzona se ha reconocido por la siguiente asociación:

Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORBIGNY)
Taramelliceras (Taramelliceras) hauffianum (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) lytocerum (OPPEL)
Taramelliceras (Metahaploceras) wenzeli (OPPEL)
Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum (QUENSTEDT)
Glochiceras (Coryceras) modestiforme (OPPEL)
Glochiceras (Coryceras) canale (QUENSTEDT)
Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygiratus (REINECKE)
Orthosphinctes (Lithacosphinctes) sp
Idoceras planula (HEHL)
Sutneria galar (OPPEL)

En cuanto a la edad de los niveles superiores hay que señalar que no se tienen datos definitivos. La existencia de microfósiles del Kimmeridgiense medio en la base de la Formación Sierra del Pozo, sugiere una edad Kimmeridgiense inferior para la ritmita margoso-calcárea aunque evidentemente no se puede descartar que incluya parte del Kimmeridgiense medio.

IV. 5.1.3. Interpretación sedimentaria.

Las margas y margocalizas pobres en fauna y con abundantes ammonites (facies a) se interpretan como depósitos de un medio marino relativamente profundo. El carácter muy fino de las facies indica un medio de depósito tranquilo, no afectado por corrientes, presumiblemente por debajo del nivel de base de las tormentas; pero también hay que descartar profundidades de más de 150 a 200 metros porque en pocos metros y gradualmente se pasa a facies muy someras (los materiales de la Fm. Sierra del Pozo se formaron a profundidades fóticas). Por otra parte, las coloraciones oscuras, la presencia de pirita y de fragmentos carbonosos permiten invocar fondos con periodos anóxicos frecuentes. Esto está apoyado por el hecho de que la mayoría de los fósiles encontrados sean nectónicos (ammonites) y apenas haya formas bentónicas.

Si se compara esta facies con las de la secuencia deposicional oxfordiense se ven cambios importantes: 1) una reducción del contenido de aloquímicos que considero ligada a una mayor profundidad y a los periodos anóxicos; 2) un aumento brusco de la proporción de margas que representa un mayor aporte arcilloso proveniente de zonas próximas al continente; 3) un incremento neto de la velocidad de sedimentación (100 metros para tan sólo parte de un piso) que indica una importante subsidencia diferencial.

De forma paulatina y en la vertical se asiste a un cambio de la "facies a" a la "facies b" que representa una disminución de la influencia pelágica y un aumento de elementos someros (García Hernández, López Garrido y Olóriz, 1979). Las acumulaciones de fauna y las escasas estructuras hidrodinámicas permiten proponer fondos por encima del nivel de base de las tormentas.

Estos datos, junto con la evolución regresiva de la sucesión, están de acuerdo con un modelo de rampa que evoluciona en el tiempo desde distal a proximal.

Otro de los temas a discutir es el origen de la ritmicidad. En primer lugar hay que señalar que el mecanismo de sedimentación básico es de tipo vertical (decantación-precipitación), y que los cambios en el sedimento reflejan, por tanto, cambios en la naturaleza del material que existe en suspensión. Este depende de la productividad orgánica y del aporte arcilloso procedente del continente. Para Vera (in litt.) ambos factores están influidos por el clima, de manera que en periodos cálidos habría mayor productividad y menores aportes con la consiguiente formación de niveles calizos, mientras que en los periodos más fríos se formarían niveles margosos. Estos cambios climáticos responsables de la ritmicidad no son catastróficos sino que obedecen a parámetros astronómicos (véase V.2.1.).

En resumen, el Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense inferior en esta región se inicia con una profundización de las facies a causa de un salto brusco en la subsidencia (cf. V.2.2.2.) y es seguida de una regresión paulatina que permite el paso desde partes distales a proximales de una plataforma tipo rampa.

IV.5.2. Dolomías y calizas grises (Kimmeridgiense medio-Portlandense superior).

IV. 5.2.1. Descripción.

Sobre los materiales predominantemente margosos del Kimmeridgiense inferior se apoya un conjunto carbonatado de unos 150 metros de potencia, que pasa gradualmente hacia arriba a una sucesión bien estratificada de calizas con intercalaciones margosas. Este conjunto carbonatado está constituido por dolomías secundarias en la parte baja y calizas grises frecuentemente en bancos gruesos en la parte alta que corresponden, respectivamente, al "tramo inferior dolomítico (J_1)" y al "tramo medio de calizas grises (J_2)" de García Hernández (1978).

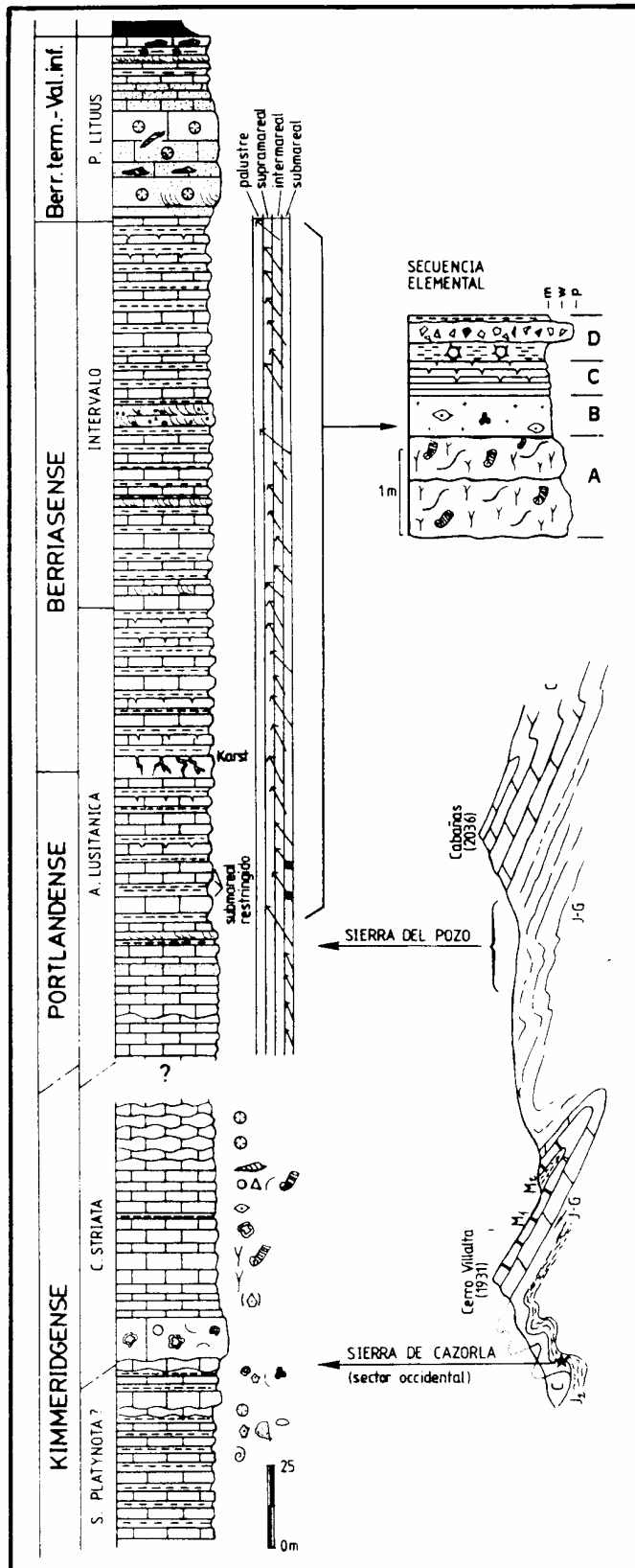


Fig.20.- Serie estratigráfica del Kimmeridgiense-Valanginiense inferior. Se integran las observaciones realizadas en la Sierra del Pozo (modificado de García Hernández, 1978) y en la Sierra de Cazorla. El corte geológico está tomado de Foucault (1971).

La altura alcanzada por la dolomitización es muy variable. Afortunadamente en el extremo oriental de la Sierra de Cazorla (escama de Viñuela), la parte inferior del tramo ha permanecido sin dolomitizar lo cual permite reconocer el paso de las facies pelágicas del Kimmeridgiense inferior (Formación Puerto Lorente) a las facies neríticas que, como veremos más adelante, caracterizan el intervalo Kimmeridgiense medio-Valanginiense inferior (facies Purbeck, Formación Sierra del Pozo). Para estudiar el límite entre ambas formaciones se han elegido dos puntos, uno situado a 700 metros al sur de Puerto Lorente y otro en las proximidades del Nacimiento del Guadalquivir (WG 020875).

Como se señaló anteriormente los últimos metros de la ritmita del Kimmeridgiense inferior están constituidos por calizas grises en superficie y parduzcas en corte, que intercalan niveles margosos. El paso de esta facies a las facies Purbeck se produce gradualmente por modificación de algunos caracteres: disminución y desaparición de los niveles margosos, acentuación del carácter bioclástico, oncolítico y oolítico de las facies, aparición de una asociación característica de microorganismos bentónicos (Lituólidos, Miliólidos).

dos y Dasycladáceas), cambio a un color crema en corte, etc; con frecuencia en los niveles de transición abundan los corales. Para la cartografía se ha utilizado como límite de los dos tramos la base de un banco potente oncolítico-bioclástico que da un resalte en el paisaje y a partir del cual la sucesión se hace totalmente caliza (fig. 20); este banco ha suministrado como fósiles de interés Clypeina jurassica (Lám. 6.25) y Kurnubia palastiniensis (Lám. 6.17-18).

Por encima de dicho banco se han podido observar unos 50 metros de serie dominada por calizas bioclásticas (wackestone a packstone, Lám.6.17-18) que incluyen lamelibranquios, gasterópodos (Nerineas a veces de gran talla), escasos fragmentos de equinodermos, foraminíferos bentónicos (Textuláridos, Ataxophragmiidos, Miliólidos, Orbitolínidos primitivos de tipo Parurgonina <Lám. 6.14-15>, Kurnubia palastiniensis, Nautiloculina oolítica <Lám. 6.13>...), algas Dasycladáceas (Campbelliella striata <Lám. 6.24>, Clypeina jurassica...), algas incrustantes (Cayeuxia, Lithocodium); además de intraclastos, oolitos, oncolitos, peloides, etc.; es frecuente que estos elementos tengan los bordes micritizados (cortoides). He reconocido también lechos de corales frecuentemente arriñonados y dolomitizados, grainstones oolíticos o peletoidales y, más raramente, mudstones con Miliólidos y packstones de peloides con textura fenestral (Lám. 5.6). Estas facies carbonatadas a veces se ordenan en secuencias elementales de somerización (2-3 metros) que acaban en niveles tableados de calizas con ventanas.

El resto de este conjunto de dolomías y calizas grises no se encuentra en la Sierra de Cazorla pero sí en la Sierra del Pozo donde ha sido estudiado por García Hernández (1978). Este autor ha encontrado básicamente los mismos tipos petrográficos descritos arriba aunque con mayor dominio de las facies micríticas. García Hernández señala las siguientes microfacies:

- Micritas y micritas con fósiles (Clypeina jurassica y escasos Miliólidos) y pellets.
- Biopelmicritas y biomicritas. Con frecuencia la variedad fosilífera es muy reducida: Dasycladáceas y Lituólidos (sobre todo Anchispirocyclina lusitanica).
- Intrabiomicritas e intramicritas bioclásticas. Incluyen aloquímicos con señales de rodamiento. Equivale a las calizas bioclásticas tan frecuentes en la base.

IV. 5.2.2. Edad.

Para García Hernández (1978), que ha estudiado las asociaciones de foraminíferos bentónicos y algas, este tramo carbonatado representa el Kimmeridgiense medio-superior y la mayor parte del Portlandense (biozona de intervalo entre S. platynota y A. lusitanica, y biozona de extensión total de A. lusitanica). El presente estudio permite caracterizar una biozona de extensión total (biozona de Campbelliella striata) que ocupa buena parte de este intervalo, a cuya base hay una gran profusión de Kurnubia palastiniensis.

IV.5.2.3. Interpretación sedimentaria.

Los caracteres de estas facies han permitido interpretarlas como depósitos de una plataforma interna poco profunda (García Hernández, 1978). El paso de las facies de rampa pelágica (ritmita del Kimmeridgiense inferior) a éstas de plataforma interna se produce gradualmente sin que se desarrollen brechas, turbiditas o slumps; esto sugiere un modelo deposicional de rampa carbonatada sin ruptura de pendiente u homoclinal (Read, 1985).

Este tramo se inicia con dominio de facies bioclásticas, oncolíticas, oolíticas y arrecifales, que se atribuyen a barras discontinuas, parches arrecifales y en general, zonas de alta energía; la presencia de corales sugiere además profundidades fóticas. A lo largo del tramo y de forma progresiva se hacen más abundantes las facies micríticas con Dasycladáceas, Miliólidos y Lituólidos (a veces niveles con sólo la especie Clypeina jurassica) que indican ambientes restringidos; también aparecen calizas con fenestras correspondientes al borde interno de la plataforma.

La implantación de una plataforma interna y la sucesión de ambientes dentro de dicha plataforma a lo largo del Kimmeridgiense medio-Portlandense se inscribe en el marco de una gran regresión iniciada ya en el Kimmeridgiense inferior (cf. IV. 4.1.3). El paso de la rampa pelágica a la plataforma interna es temporalmente rápido y con escaso desarrollo de barras y construcciones arrecifales que separarían ambos ambientes.

IV.5.3. Alternancia de calizas y margas (Portlandense superior-Berriasense superior).

IV. 5.3.1. Descripción.

Se trata de un conjunto de 300 metros de potencia compuesto por una sucesión bien estratificada de calizas beiges en bancos de 0.5-1 m y calizas micríticas tableadas que intercalan niveles de margas (a veces se presentan también conglomerados calcáreos y ferruginosos con estratificación cruzada. En los alrededores de Puerto Llano se encuentra un corte con una exposición muy buena que ha sido estudiado por García Hernández (1978) y García Hernández et al. (1979c). A continuación recojo las ideas de estos autores incluyendo algunas observaciones propias.

Se ha reconocido una secuencia elemental de unos 2 metros, a menudo completa, compuesta por las siguientes facies:

- a) Uno o dos estratos de 50 cm a 1 m de espesor, bioturbados, con textura biomicrítica, con abundantes Dasycladáceas y Lituólidos (A, fig. 20). A veces se encuentran niveles muy oscuros con Anchispirocyclina lusitanica (Lám. 5.4).
- b) Un banco más delgado (unos 40 cm) de micrita a menudo rica en pellets, con gran desarrollo de fenestras vacuolares y con poca fauna (Miliólidos especialmente) (B, fig. 20).
- c) Finos niveles de calizas laminadas con bioturbación probablemente por acción de raíces y cuyo techo está marcado por grietas de desecación (C, fig. 20). En ocasiones, a partir de la superficie desecada se desarrollan grietas rellenas de material calcáreo-limolítico dolomitizado que penetran más de un metro en profundidad.
- d) Banco irregular oscuro algo margoso y margas oscuras con Caráceas; a veces también se encuentran brechas de cantos negros (D, fig. 20; Lám. 5.5). Con frecuencia falta este término superior de la secuencia elemental.

IV.5.3.2. Edad.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se distinguen tres jalones de interés en esta potente sucesión calizo-margosa (García Hernández, 1978):

- Una parte inferior con Anchispirocyclina lusitanica (fósil de zona del Portlandense-Berriasense inferior en los dominios alpinos perimediterráneos con facies Purbeck).
- Una parte media con Clypeina jurassica (alga Dasycladácea que alcanza hasta el Berriasense medio).
- Una parte superior con escasa representación de organismos que registra una crisis faunística importante (García Hernández, comunicación personal).

La edad de esta sucesión es por tanto esencialmente Berriasense.

IV. 5.3.3. Interpretación sedimentaria.

El medio sedimentario propuesto por García Hernández (1978) es una plataforma mareal que evoluciona de un ambiente submareal (facies a), a intermareal (facies b), a supramareal (facies c) y en pocos casos a supramareal palustre (facies d); los conglomerados calcáreos y ferruginosos con estratificación cruzada parecen relacionarse con canales de mareas.

En este trabajo se han reconocido niveles oscuros muy ricos en A. lusitanica (Lám. 5.4) que sugieren episodios submareales en los que las aguas del fondo estarían muy empobrecidas en oxígeno. Otro hecho interesante es la existencia de grietas que pienso que se formaron en intervalos de exposición subaérea por karstificación.

Sin duda uno de los aspectos más llamativos de este conjunto calizo-margoso es la persistente repetición de la secuencia elemental (secuencia rítmica, sensu Lombard, 1956). Dicha repetición representa pequeñas transgresiones y regresiones sucesivas: una transgresión rápida con la implantación de condiciones submareales, seguida de una regresión lenta que se traduce en la sucesión de ambientes intermareal, supramareal y palustre. Las transgresiones considero que se relacionan con

subidas eustáticas periódicas, mientras que las regresiones se explican simplemente por una elevada tasa de producción orgánica que tiende a elevar el fondo. La periodicidad de los cambios del nivel del mar está relacionada, muy probablemente, con factores astronómicos; así, por ejemplo, secuencias similares del Jura francés y suizo corresponden al ciclo de 20.000 años de precesión de los equinoccios (Strasser, 1988).

IV.5.4. Conclusiones sobre la secuencia deposicional del Kimmeridgiense-Berriasense superior.

En el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se produce un notable incremento de la subsidencia que determina una profundización. A continuación (dentro del Kimmeridgiense inferior) se inicia una regresión que abarca toda la secuencia pudiéndose reconocer desde facies pelágicas relativamente profundas hasta facies supramareales. El modelo deposicional que se propone es una rampa homoclinal (sensu Read, 1985) que incluye los siguientes cinturones de facies (fig. 21):

- Facies de plataforma profunda y de rampa pelágica: ritmita margoso-calcárea del Kimmeridgiense inferior.
- Complejo de aguas poco profundas con bancos, arrecifes y barras de oóides y pellets: calizas bioclásticas, oolíticas, oncolíticas y arrecifales del Kimmeridgiense medio.
- Facies de plataforma interna (lagoon): calizas grises con Dasycladáceas, Miliólidos y Lituólidos del Kimmeridgiense superior-Portlandense.
- Complejo de llanura de mareas: secuencias rítmicas perimareales del Portlandense superior-Berriasense.

Al tiempo que se producía esta regresión tuvo lugar un aumento de la actividad tectónica distensiva a favor de fracturas NNE-SSO quedando un domino emergido, el Prebético Externo, y otro dominio con una importante subsidencia diferencial, el Prebético Interno (Foucault, 1971, García Hernández, 1978). Así en la Sierra de Segura (Prebético Interno) hay continuidad sedimentaria del Kimmeridgiense al Berriasense superior, mientras que en la mayor parte de la Sierra de Cazorla (Prebético Externo) de ese intervalo sólo se registra el Kimmeridgiense inferior. En la escama de Viñuela, que ocupa una posición intermedia, se reconoce además el Kimmeridgiense medio. Se deduce pues un dispositivo

retractivo de los distintos conjuntos litológicos del tránsito Jurásico-Cretácico.

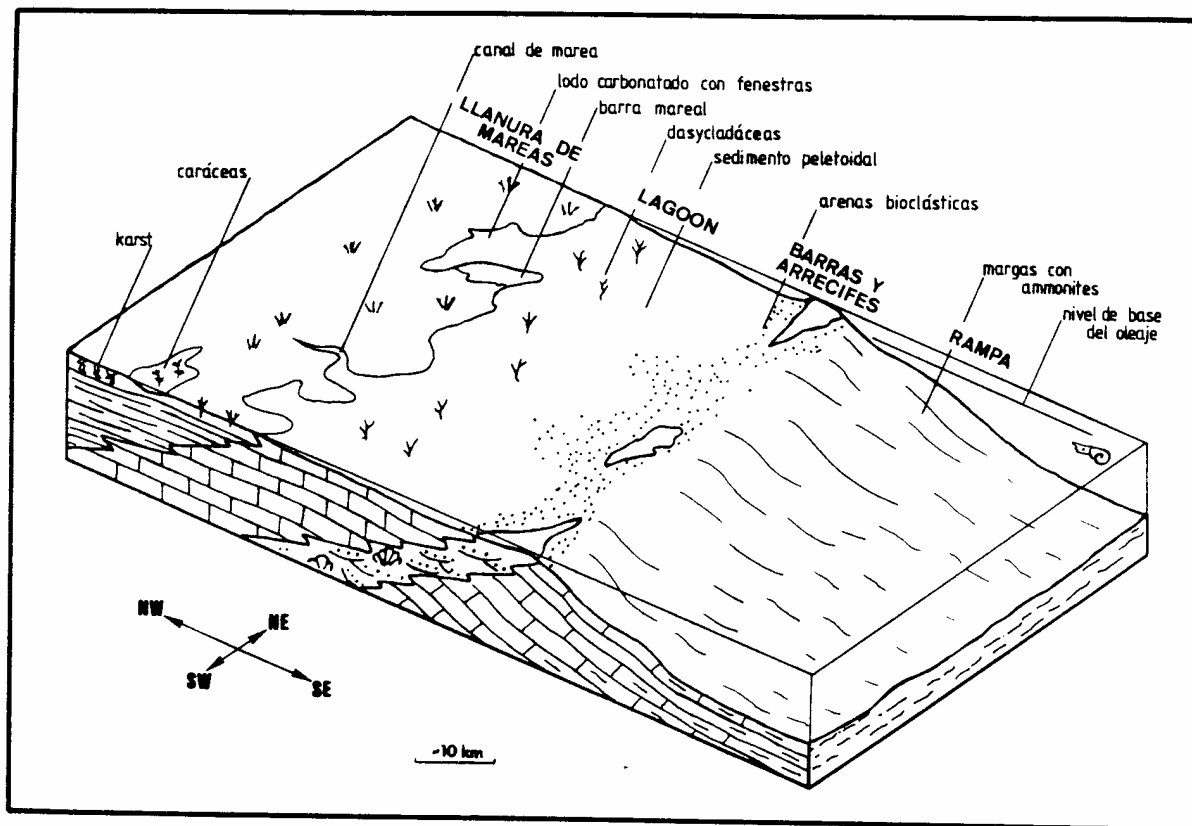


Fig.21.- Modelo de rampa homoclinal para el Kimmeridgiense-Berriasense superior.

IV.6. SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BERRIASENSE SUPERIOR-VALANGINIENSE INFERIOR.

Esta secuencia deposicional equivale al "miembro superior de la Formación Sierra del Pozo" (Vera et al., 1982). Se trata de un conjunto de materiales de naturaleza mixta terrígeno-carbonatada limitado a techo y a muro por sendos hardgrounds (García Hernández y López Garrido, 1987). El hardground superior (intravalanginiense), que corresponde al límite del intervalo considerado en este trabajo, separa facies marinas someras (facies Purbeck) de facies margosas con ammonites.

Los materiales de esta secuencia no aparecen en la Sierra de Cazorla pero sí en la vecina Sierra de Segura donde han sido

estudiados por García Hernández (1978) cuyas ideas expondré brevemente. Este autor distingue tres tramos litológicos correspondientes a la biozona de Pseudocyclamina lituus (Berriasense superior-Valanginiense inferior) a los que denomina N_{1a} , N_{1b} , N_{1c} ; las relaciones entre ellos son esencialmente de tipo lateral.

N_{1a} : Dolomías con abundantes niveles de arenas y bancos de calcarenitas menos dolomitizadas.

N_{1b} : Niveles organógenos (destacan corales, rudistas y Nerineas) que alternan con otros más terrígenos con frecuentes estructuras de ordenamiento interno. Sus afloramientos se sitúan en posición meridional con respecto a los de N_{1a} .

N_{1c} : Alternancia de calizas micríticas y margas con Caráceas y ostrácodos salobres. Sólo se encuentra en la parte más externa de la Sierra del Pozo.

Para los dos primeros tramos García Hernández (1978) invoca un medio marino somero con aguas agitadas: los episodios terrígenos se atribuyen a barras arenosas, mientras que los niveles organógenos y demás materiales carbonatados serían el producto de una sedimentación arrecifal más desarrollada hacia el sur donde los episodios terrígenos eran más frecuentes. Para los materiales del tramo N_{1b} se propone un ambiente sedimentario de tipo lagoon que evolucionaría desde una comunicación parcial con el mar a un aislamiento total del mismo; este lagoon se localizaría en el extremo SW de la Sierra de Segura.

García Hernández y López Garrido (1987) consideran "una ligera reactivación de la fracturación" como responsable del repentino aporte hacia la cuenca de sedimentos terrígenos procedentes de la Meseta y de la remodelación de la plataforma.

IV.7. ANALISIS DE LAS DOLOMIAS. PROCESOS DE DOLOMITIZACION.

El estudio de las dolomías no se aborda con profundidad en este trabajo pero, dada su importante representación en este sector, se tratan aquí algunas cuestiones generales sobre su génesis. En la Sierra de Cazorla se pueden diferenciar dos conjuntos dolomíticos de gran magnitud, uno correspondiente al Lías-Dogger y otro al Kimmeridgiense medio-Portlandense; hay también algunos enclaves dolomíticos puntuales en los materiales del Oxfordiense.

Generalmente la base de estos conjuntos dolomíticos es plana y coincide con niveles arcillosos: las arcillas con evaporitas del Triásico en el primer caso y la ritmita margoso-calcárea del Kimmeridgiense inferior en el segundo. El techo en cambio es irregular y sugiere una dolomitización secundaria (por reemplazamiento). El contacto entre dolomías y calizas se manifiesta en el paisaje por el cambio de color del gris oscuro de las dolomías al blanco o gris claro de las calizas.

Las dolomías suelen presentar un aspecto masivo y más raramente aparecen estratificadas en bancos gruesos. Con frecuencia se trata de rocas coherentes (a veces carníolares en el Lías inferior) de grano fino a medio; pero en algunos casos, la meteorización las ha transformado en arenas dolomíticas. El tipo textural más característico es el de "dolomías de romboedros" del Dogger constituidas por grandes cristales de dolomita idiomorfos y zonados. Para Martín (1980) estos cristales corresponden a "antiguos oolitos que al dolomitizarse fueron moldeados a formas romboédricas preservándose las zonaciones del antiguo oolito" (fig. 22).

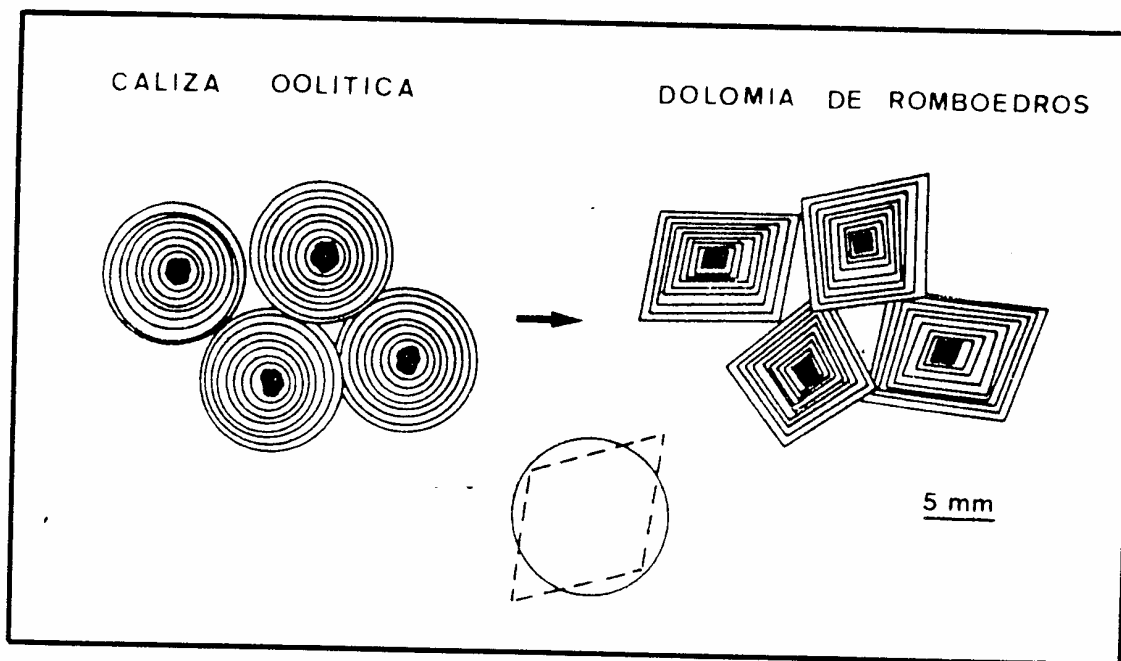


Fig.22.- Hipótesis sobre el origen de las dolomías de romboedros del Dogger prebético (de Martín,1980).

Martín (1979, 1980) propuso un modelo de dolomitización del Lías inferior de la Zona Subbética que es válido para las dolomías jurásicas del Prebético. Este autor plantea una dolomitización tardía, posterior a la diagénesis y a la compactación de los sedimentos, por ascenso de fluidos ricos en magnesio. (El magnesio puede proceder de los niveles arcillosos infrayacentes o de manifestaciones hidrotermales relacionadas con un vulcanismo básico profundo). Los fluidos dolomitizantes ascenderían verticalmente a favor de accidentes tectónicos, principalmente fracturas, y se extenderían ampliamente en la horizontal a lo largo de los contactos entre formaciones arcillosas y carbonatadas; así se explica la existencia de paquetes calizos en el seno de una masa dolomítica (Lías de la zona de Gilillo, Lám.1.1).

Se trata por tanto de dolomías controladas tectónicamente y, de hecho, las etapas de dolomitización son coherentes con las principales etapas de fracturación (cf. V.2.2.3):

1. La etapa de dolomitización más importante para el conjunto carbonatado Lías-Dogger, se situaría fundamentalmente al final del Jurásico medio, edad en la que se desarticula la plataforma preexistente. No obstante, la reactivación posterior de algunas fracturas posibilita la dolomitización puntual de los materiales oxfordienses; la relación entre esta dolomitización y las fracturas es evidente, ya que aquella se limita al entorno de algunas fracturas que se interpretan como antiguas.
2. Para el conjunto dolomítico del final del Jurásico (facies Purbeck) la etapa de dolomitización coincidiría con la fracturación generalizada en todo el Prebético que acontece en el Jurásico terminal-Cretácico basal, y que es la responsable de la individualización de los grandes dominios paleogeográficos.

V. PALEOGEOGRAFIA.

Los resultados del análisis de facies de las distintas secuencias deposicionales y la interpretación de las discontinuidades, se integran en este capítulo para ofrecer una visión global de la historia jurásica de la Sierra de Cazorla. Se destaca los acontecimientos más importantes e incluso se intenta descifrar las causas de dichos acontecimientos.

V.1. EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA.

Durante la mayor parte del Jurásico la región estudiada constituía una plataforma carbonatada marina somera situada en el borde de la Meseta Ibérica y que se abría al mar abierto hacia el SE. A continuación se repasa la evolución de dicha plataforma siguiendo el esquema de secuencias deposicionales propuesto en el capítulo III.

Después de la sedimentación detrítico-evaporítica triásica y sin aparente ruptura, la región es invadida por el mar en el Lías inferior: se instala así una plataforma carbonatada poco profunda y distante del mar abierto que se mantiene hasta el Dogger (corresponde a las tres primeras secuencias deposicionales). En el Lías inferior se trata de una plataforma con una amplia zona submareal restringida, de baja energía, que pasa lateralmente a una llanura de mareas; en el Lías medio-Dogger se transforma en una plataforma agitada con desarrollo de barras oolíticas que hacia tierra puede pasar a una zona supramareal con charcas (facies de Caráceas del Dogger). Con frecuencia los ambientes sedimentarios se repiten rítmicamente en secuencias elementales somerizantes que indican fluctuaciones relativas del nivel del mar cuyo origen se analiza en el apartado V.2.1.

La sucesión sedimentaria del Lías-Dogger presenta un carácter general estratocreciente que sugiere una tendencia transgresiva (García Hernández y López Garrido, 1987). Esta tendencia se ve interrumpida por dos regresiones que corresponden a las rupturas utilizadas como límites de las secuencias deposicionales.

En el límite Dogger-Malm se produce un cambio fundamental de ambientes neríticos a una rampa pelágica. El cambio es brusco y está marcado por un hardground seguido de un nivel de pisolitos

ferruginosos; la laguna estratigráfica asociada posiblemente incluye parte del Calloviense y el Oxfordiense inferior. Esta discontinuidad está relacionada con una regresión y emersión con formación de suelos, seguidas de una rápida transgresión que provoca el desmantelamiento de sedimentos y suelos de la etapa regresiva desarrollándose una superficie plana sobre la cual, ya en condiciones pelágicas, se depositan los materiales edáficos removilizados. Esta discontinuidad del límite Dogger-Malm representa un acontecimiento de gran importancia puesto que se reconoce en otros dominios de las Zonas Externas Béticas (García Hernández et al., 1988a), en el Sistema Ibérico (Gómez, 1978), en la Cuenca Lusitánica (Wilson, 1988), etc.

La secuencia deposicional oxfordiense presenta un carácter transgresivo: se inicia en condiciones pelágicas poco profundas y con baja velocidad de sedimentación depositándose calizas fosilíferas pelágicas y calizas nodulosas; progresivamente aumentan la profundidad y la velocidad de sedimentación desarrollándose facies calizo-margosas. En este contexto, se formaron biohermos de esponjas y estromatolitos que posiblemente ocuparon zonas de cambio de pendiente.

En el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, o quizás un poco antes, tiene lugar una profundización de la cuenca que se traduce en una importante acumulación de sedimentos finos, a veces anóxicos. El Kimmeridgiense se inicia con una sedimentación alternante margoso-calcárea, aparentemente similar a la del Oxfordiense superior pero con una reducción drástica de los aloquímicos.

Para el Kimmeridgiense-Berriasense superior se propone un modelo deposicional tipo rampa homoclinal (sensu Read, 1985) que sufre los efectos de una regresión continua y gradual: el ambiente sedimentario es inicialmente un mar abierto cuya profundidad decrece a lo largo del Kimmeridgiense inferior; gradualmente es sustituido por una zona de barras y parches arrecifales poco continuos (Kimmeridgiense medio); se instala después una plataforma interna (Kimmeridgiense superior-Portlandense) y, finalmente, una extensa llanura de mareas que registra fluctuaciones periódicas del nivel del mar (Portlandense superior-Berriasense superior).

Otro hecho a destacar del Jurásico terminal es la importante actividad tectónica que diferencia sectores emergidos sin registro sedimentario a partir del Kimmeridgiense medio (escamas de Cazorla, Chorro y Gilillo), de otros sectores donde se acumulan potentes series marinas (Sierra del Pozo); en posición intermedia una franja mantendría condiciones marinas al menos hasta el Kimmeridgiense superior (escama de Viñuela).

En el Berriasense superior-Valanginiense inferior se produce una reactivación tectónica que provoca una entrada masiva de terrígenos en la cuenca. Además, la plataforma adquiere una fisonomía diferente; se trata de un mar agitado donde se desarrollan barras costeras y parches arrecifales, con amplias zonas lagunares y de marismas en los bordes, en las que han desaparecido las extensas llanuras perimareales.

El intervalo estudiado acaba con la ruptura intravalangiense que supone la implantación nuevamente de condiciones pelágicas (margas arenosas con Exogyra y ammonites), y el comienzo del superciclo cretácico.

En resumen, la historia jurásica de esta región se puede dividir en dos grandes etapas separadas por la gran discontinuidad del límite Dogger-Malm: una primera etapa (Lías-Dogger) de tendencia transgresiva con dos interrupciones menores y una segunda etapa (Oxfordiense-Valangiense inferior) que comienza con una rápida transgresión (Oxfordiense) seguida de un periodo de carácter regresivo que se prolonga el resto del Jurásico superior y el Cretácico basal. Estas etapas corresponden a dos unidades stratigráficas mayores que he llamado macrosecuencias (capítulo III).

V.2. LOS FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACION.

A continuación se analizan las causas de la evolución sedimentaria y paleogeográfica descrita anteriormente. En primer lugar se estudian los fenómenos rítmicos registrados a diferentes alturas de la sucesión stratigráfica y posteriormente las causas de los eventos mayores: transgresiones y regresiones que, a su vez, son responsables de las discontinuidades.

V.2.1. La ritmicidad y sus causas.

Las repeticiones rítmicas constituyen uno de los rasgos más llamativos de la sucesión jurásica de la Sierra de Cazorla. Consideraremos dos casos: la repetición de secuencias elementales somerizantes y las alternancias de calizas/margocalizas y margas:

a) Repetición de secuencias elementales somerizantes (secuencias rítmicas de Lombard, 1956). Estas secuencias se han reconocido en el Lías inferior, en el Dogger y en el Portlandense superior-Berriasense; en los tres casos en un contexto de

plataforma carbonatada somera. Representan pequeños ciclos sedimentarios (sensu Corrales et al., 1977) en los que una transgresión brusca provoca la implantación de condiciones submareales (calizas de peloides, foraminíferos y algas; calizas oolíticas y calizas con Dasycladáceas y Lituólidos) seguida de una regresión lenta que da paso a condiciones intermareales y supramareales (calizas con fenestras, calizas con Caráceas y calizas laminadas con grietas de desecación). Estos pequeños ciclos se atribuyen a oscilaciones eustáticas periódicas en una plataforma de subsidencia constante (Wilson, 1975). Read et al. (1986) demuestran que se pueden formar con oscilaciones de unos pocos metros (>2m) de amplitud y de unos 20.000 a 100.000 años de periodo. Actualmente se admite que dichas oscilaciones del nivel del mar están inducidas por fluctuaciones climáticas (Fischer, 1982).

b) Alternancias de calizas/margocalizas y margas. Se desarrollaron en el Oxfordiense superior y en el Kimmeridgiense inferior en un ambiente de plataforma pelágica. La alternancia margoso-calcárea refleja variaciones rítmicas en la relación carbonato cálcico-arcilla, que depende de la productividad orgánica y del suministro de arcilla desde áreas más próximas al continente (Fischer, 1986; Vera, in litt.). Para éste último autor ambos factores dependen del clima: en los periodos cálidos habría mayor productividad y menores aportes formándose los niveles calizos mientras que en los periodos fríos se formarían los niveles más margosos. Hallam (1986) advierte del peligro de confundir alternancias primarias con otras de origen diagenético (por redistribución del carbonato cálcico), pero en el caso que nos ocupa, al margen de los nódulos de la parte baja del Oxfordiense superior que ciertamente pueden ser diagenéticos, no parece probable que el papel de la diagénesis haya sido importante porque la ritmicidad es perfecta y las superficies de estratificación netas. Me inclino pues, por un origen sedimentario de la alternancia (tal vez acentuada por la diagénesis) inducida por cambios climáticos periódicos.

En los dos casos considerados se pone de manifiesto la existencia de oscilaciones periódicas del clima. Los estudios realizados sobre esta periodicidad indican que está relacionada con cambios astronómicos o ciclos de Milankovitch (Fischer, 1981, 1982, 1986; Boer y Wonders, 1984; Vera, in litt.) que provocan fluctuaciones en la distribución e intensidad de la radiación solar (Boer y Wonders, 1984; Vera, in litt.; Fischer, 1986). Los parámetros responsables de estos ciclos son fundamentalmente la excentricidad, la oblicuidad y la precesión de los equinoccios (Einsele, 1982; Fischer, 1986; Vera, in litt.).

V.2.2. Transgresiones, regresiones y discontinuidades: sus causas.

El estudio de la sucesión estratigráfica ha revelado que a lo largo del Jurásico, la región estudiada sufrió variaciones relativas del nivel del mar, transgresiones y regresiones, algunas de las cuales han quedado registradas como discontinuidades. El objetivo de este apartado es explicar dichas variaciones, para lo cual se valorará la importancia, en cada momento, de la tectónica local (V.2.2.1.) y del eustatismo (V.2.2.2.) (análisis geohistórico de Van Hinte, 1978). El tercer factor a considerar es la velocidad de sedimentación que, en el caso que nos ocupa, está ligada a la producción de carbonatos cuyo origen es principalmente orgánico. La productividad orgánica depende de la altura de la columna de agua que, a su vez, está subordinada a cambios en la velocidad de subsidencia y a oscilaciones eustáticas, por lo que me centraré en estos fenómenos.

V.2.2.1. Subsidencia.

En los márgenes continentales pasivos la subsidencia no es resultado únicamente del peso de los sedimentos (Watts y Ryan, 1976) sino que intervienen otros mecanismos relacionados con la dinámica de las placas litosféricas. Generalmente se admite para las cuencas en extensión dos estadios (Mc Kenzie, 1978; Steckler y Watts, 1978; Sclater y Christie, 1980; Hardenbol et al., 1981; Boillot, 1984; etc): un primer estadio de extensión activa con hundimiento a favor de fallas lístricas (fase de rifting o de subsidencia inicial) y un segundo estadio, más duradero, de hundimiento por contracción térmica (fase de subsidencia térmica).

En los últimos años se han publicado modelos matemáticos que permiten cuantificar la subsidencia (Watts y Ryan, 1976; Steckler y Watts, 1978; Hardenbol et al. 1981; Sclater y Christie, 1980; Royden, 1986; entre otros). Estos autores, a partir de la subsidencia observada o subsidencia total, y eliminando el efecto del peso de los sedimentos y de la columna de agua, calculan la subsidencia tectonotérmica (o simplemente subsidencia tectónica) que representa el hundimiento del basamento si no hubiera habido sedimentación.

Para el conjunto de la Sierra de Cazorla se han elaborado curvas de subsidencia (fig. 23) siguiendo el método de Hardenbol et al. (1981): en primer lugar se ha representado la subsidencia total en un diagrama tiempo-profundidad, utilizando la escala de

tiempo geológico de Haq et al. (1987) y a continuación, se ha descontado el hundimiento debido a la carga de los sedimentos considerando un modelo isostático de tipo Airy. Este método conlleva algunas simplificaciones que se deben señalar: a) no se realiza una descompactación progresiva como en la técnica del backstripping (Steckler y Watts, 1978; Sclater y Christie, 1980); b) se considera una batimetría cero, es decir, no se tiene en cuenta el peso de la columna de agua (si bien es cierto que en la región estudiada la mayoría de los sedimentos son poco profundos); c) no se tienen en cuenta los cambios globales del nivel del mar.

En la fig. 23 se han representado la subsidencia observada y la subsidencia tectonotérmica. A causa de todas las simplificaciones señaladas no se pueden extraer conclusiones cuantitativas de las curvas, pero sí una información cualitativa muy interesante. El rasgo más llamativo es un cambio brusco de pendiente en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense que divide la curva en dos tramos diferentes:

- El tramo correspondiente al Lías-Dogger mantiene una pendiente suave propia de una fase de subsidencia térmica; posiblemente esta fase estuvo precedida de una fase de rifting en el Triásico (García Hernández et al., 1988).

- El cambio de pendiente de la curva en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense señala una aceleración de la subsidencia que inicia una importante fase de rifting que también se registra en la Cordillera Ibérica (Alvaro, 1987) y en los Catalánides (Salas, 1987). Probablemente a partir de esta fase, fallas de zócalo de tipo lístrico delimitaron bloques elevados (Sierra de Cazorla) de otros bloques fuertemente subsidentes (Sierra de Segura).

V.2.2.2. Eustatismo.

Entre los factores más importantes en la génesis de transgresiones y regresiones en márgenes pasivos destacan los ascensos y descensos globales del nivel del mar; incluso puede ser muy significativa la velocidad de dichos ascensos y descensos (Pitman, 1978). Por ello el estudio de estas fluctuaciones es uno de los objetivos principales de los trabajos estratigráficos. En los últimos años se han elaborado curvas de variaciones del nivel del mar a escala mundial (Vail et al., 1977; Hallam, 1984; Haq et al., 1987; etc) que suponen una herramienta muy útil para el

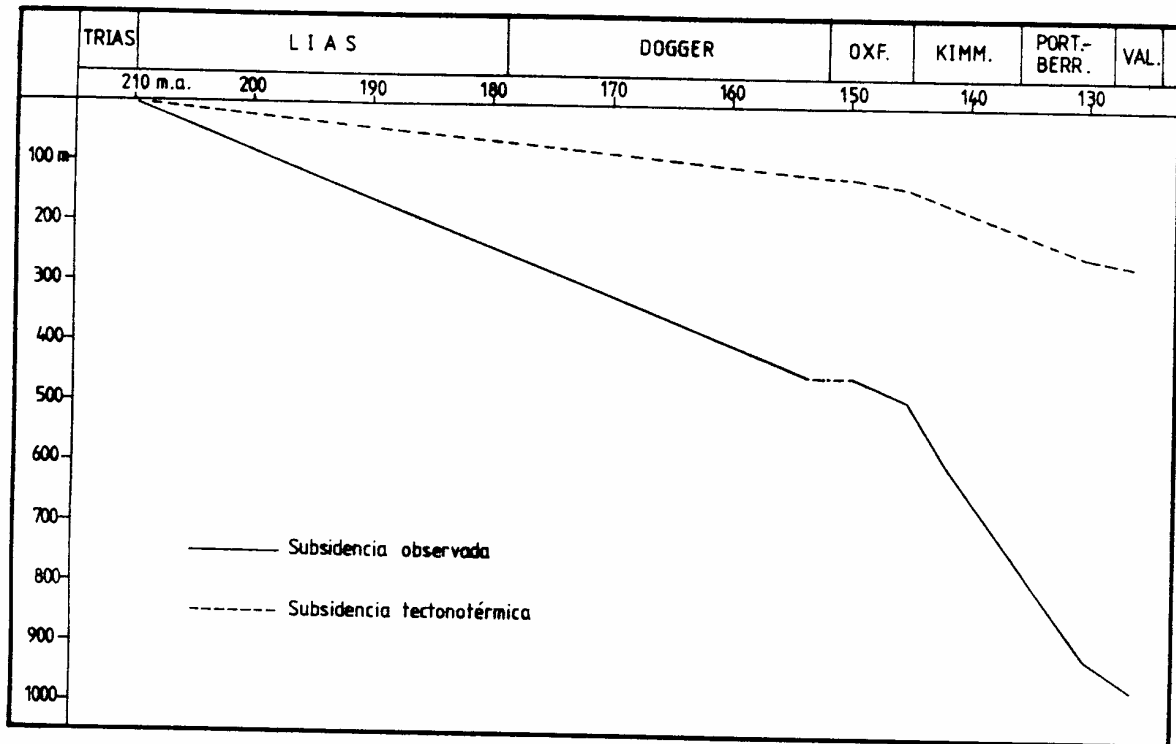
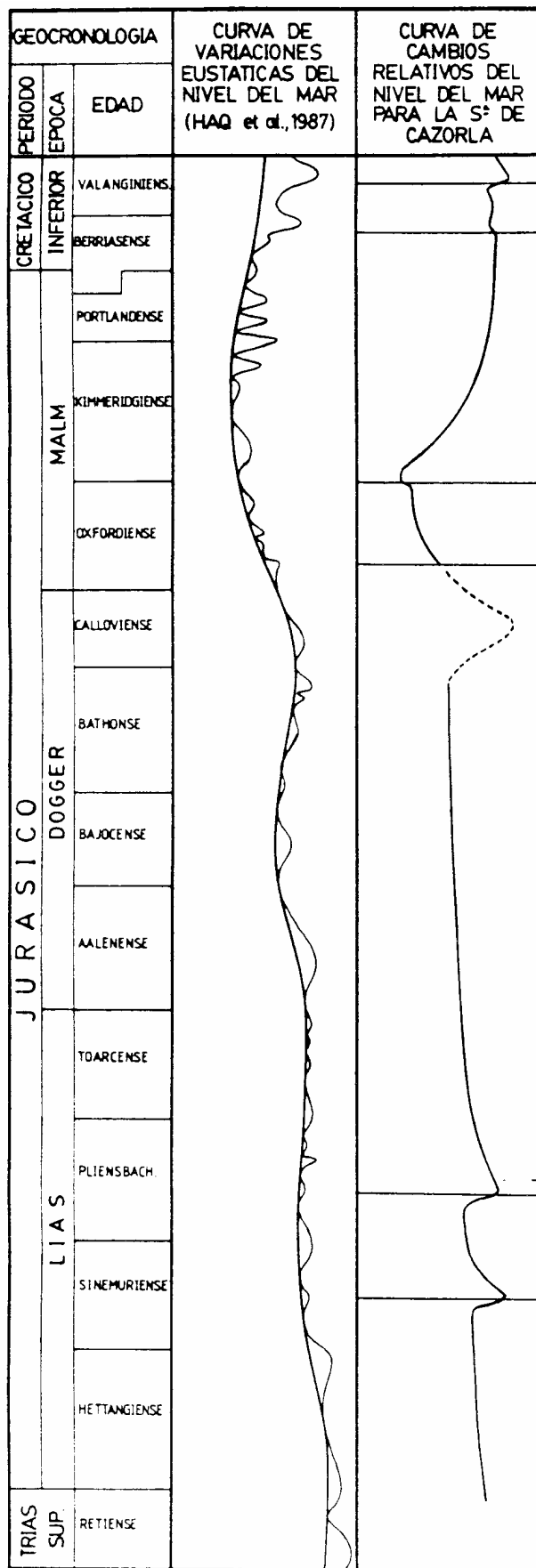


Fig.23.- Curvas de subsidencia.

estratigrafo. Al mismo tiempo se han propuesto diversas explicaciones de los cambios eustáticos (Vail et al., 1977; Donovan y Jones, 1979; Hallam, 1984; Miall, 1984; etc); para el Jurásico, parece ser que la causa más importante de dichos cambios es el cambio en el volumen de las cuencas como consecuencia de variaciones en la velocidad de acreción oceánica (Hallam, 1978; Vail et al., 1984).

Las curvas de cambios globales del nivel del mar se han construido siguiendo básicamente tres métodos (Hallam, 1981): 1) a partir del estudio de las facies estableciendo secuencias de somerización y profundización; 2) en función del área ocupada por los mares epicontinentales a lo largo del tiempo y 3) estudiando los solapamientos expansivos costeros (coastal onlap) observados en perfiles sísmicos.

Sin duda este último método (Estratigrafía Sísmica) es el que da mejores resultados. No obstante, las primeras curvas propuestas (Vail et al., 1977) no eran en realidad curvas eustáticas sino simplemente de solapamiento expansivo costero y



se caracterizaban por una marcada asimetría de los ciclos eustáticos (Hallam, 1981; Miall, 1984); Posteriormente ésto se ha corregido y las curvas más recientes (Vail et al., 1984, para el Jurásico; Haq et al., 1987, para todo el Fanerozoico) se diferencian por su perfil más suave. Estas curvas se han obtenido en márgenes continentales pasivos donde la subsidencia es de tipo térmico y no cambia rápidamente; por ello se considera que el control fundamental de las geometrías observadas en los perfiles sísmicos es eustático (Hardenbol et al., 1981; Vail et al., 1984, 1987). En la elaboración de las curvas se asume que aquellos cambios registrados en una extensión amplia responden a un cambio global; sin embargo Watts (1982) sostiene que pueden darse fenómenos de rifting coetáneos en áreas muy distantes, es decir aboga por explicaciones más tectónicas que eustáticas.

Admitiendo la validez de las curvas eustáticas y comparándolas con las fluctuaciones relativas del nivel del mar (transgresiones y regresiones) deducidas de una sucesión estratigráfica, se puede establecer cuáles de esas fluctuaciones obedecen a factores tectónicos locales y cuáles de ellas responden a fenómenos más amplios (Vera, in litt.). En la fig. 24 se pueden comparar los cambios relativos del nivel del mar (según la descripción del apartado V.1) con las curvas eustáticas de Haq et al. (1987), las más recientes y detalla-

Fig.24.- Curvas de cambios del nivel del mar.

das. También son de gran utilidad curvas similares propuestas para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Vera, 1984, 1988; Martín Algarra, 1987: fig. 248).

A continuación destaco las coincidencias más significativas con las curvas eustáticas de Haq et al. (1987):

- La tendencia transgresiva del Lías-Dogger coincide con una subida eustática mayor.
- Las dos regiones menores reconocidas dentro de dicho periodo no están datadas con precisión pero presumiblemente corresponden a dos descensos eustáticos menores.
- La discontinuidad del límite Dogger-Malm es el resultado de una regresión importante que concuerda con una gran caída eustática al final del Dogger.
- La transgresión del Oxfordiense y la regresión del resto del Malm y del Cretácico basal encajan con un ciclo eustático mayor que incluye una subida rápida del nivel del mar seguida de una regresión lenta.
- La discontinuidad del Berriasense superior coincide con una caída eustática brusca seguida de una subida rápida.
- Finalmente, la discontinuidad intravalanginiense coincide con un descenso eustático al que sucede una gran subida eustática que, con interrupciones menores, se prolonga hasta el Cretácico superior.

V.2.2.3. Discusión.

De los apartados anteriores se desprende que en la evolución paleogeográfica de esta región han influido tanto factores tectónicos como eustáticos. Se puede ahora comprender mejor la historia jurásica de la Sierra de Cazorla valorando la incidencia de ambos factores.

* Lías y Dogger (Primera macrosecuencia).

Durante estas épocas la región estudiada constituía un dominio tectónicamente estable con subsidencia de carácter

térmico (posiblemente precedida de una fase de rifting durante el Triásico) y sensible a los cambios eustáticos. En efecto, la subida eustática de rango mayor que caracteriza este intervalo de tiempo es la responsable, en primer lugar, de la implantación de una plataforma carbonatada nerítica sobre los materiales arcillosos y evaporíticos del Triás y, en segundo lugar, de la polaridad transgresiva de la macrosecuencia deposicional.

Las dos regresiones que se registran en el Jurásico inferior-medio y que delimitan tres secuencias deposicionales, se interpretan como consecuencias de sendos descensos eustáticos menores (García Hernández y López Garrido, 1987).

* Del Malm al Valanginiense inferior (Segunda macrosecuencia)

En el límite Dogger-Malm se registra una discontinuidad estratigráfica ligada a una caída eustática de rango mayor que muy posiblemente determinó la emersión del dominio de la Sierra de Cazorla. Seguidamente se produce una rápida subida eustática al tiempo que se inicia una actividad tectónica de fractura que permite la dolomitización ascendente y generalizada de los materiales del Lías-Dogger; esta actividad tectónica es también responsable de discordancias locales e importantes cambios de facies y de potencia en el Oxfordiense. En la Zona Subbética los fenómenos de fracturación cortical comenzaron a desarrollarse con anterioridad (a partir del Lías medio) al Prebético; ésta puede ser la causa del gran desarrollo de paleokarst en aquel dominio en relación con las grandes discontinuidades jurásicas (González Donoso et al., 1983; Vera et al., 1988). Cabría esperar este fenómeno en la Zona Prebética, sobre todo en la discontinuidad Dogger-Malm, pero no aparece posiblemente por el escaso desarrollo aún de la tectónica de bloques.

Durante el Oxfordiense se asiste a una subida eustática de rango mayor responsable de la instalación de una sedimentación pelágica y de la tendencia transgresiva de la secuencia deposicional oxfordiense. Este ascenso del nivel del mar se puede calificar de "tectonoeustático" puesto que está relacionado con la expansión del Atlántico Central y la oceanización en el vecino océano Ligur (García Hernández y López Garrido, 1987; Vera, 1988).

La actividad tectónica del límite Dogger-Malm es el preludio de una importante fase de rifting que aconteció durante el Malm y el Cretácico basal. Así, la ruptura del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se atribuye a una aceleración de la subsidencia,

también reconocida en el Sistema Ibérico (Alvaro, 1987; Salas, 1987) y en la Cuenca Lusitánica (Wilson, 1988), pasándose de una fase de subsidencia térmica a otra subsidencia activa (véase fig. 23). En esta fase se produce el basculamiento de bloques a favor de fallas lístricas diferenciándose dominios emergidos (Sierra de Cazorla) de otros fuertemente subsidentes (Sierra de Segura), a la vez que se asiste a una nueva etapa de dolomitización. Esta situación se inscribe dentro de la generalización del contexto distensivo en la totalidad de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, en relación con la cual se produjo también una aceleración de la subsidencia y un aumento del vulcanismo submarino en el Subbético Medio (Martín Algarra, 1987). Estos fenómenos parecen estar relacionados con la individualización durante el Malm y el límite Jurásico-Cretácico de pequeñas cuencas oceánicas subsidiarias del Protoatlántico y del océano Ligur (Martín Algarra, 1987).

Al tiempo que ocurría todo esto tuvo lugar una caída eustática de rango mayor que, en los dominios con sedimentación (los más subsidentes), se traduce en una sucesión continua de ambientes con carácter regresivo, probablemente favorecida por una alta producción de carbonatos; se pasa así de una rampa pelágica a una plataforma interna y, dentro de ésta, de zonas de barras y parches arrecifales, a ambientes restringidos y a una llanura de mareas (secuencia deposicional del Kimmeridgiense-Berriasense superior). Esta polaridad regresiva también se reconoce en el Penibético (Martín Algarra, 1987) pero no en el Subbético lo que indica la fuerte subsidencia de este dominio. En las Unidades Intermedias en este intervalo se produce el depósito de turbiditas calcáreas (Vera, 1984) compatible con la emersión y desmantelamiento progresivo del Prebético según el modelo descrito por Mutti (1985).

La discontinuidad del Berriasense superior se atribuye a una fluctuación eustática de rango menor; en el Subbético también se reconoce esta discontinuidad poniendo fin a la sedimentación en facies Ammonitico rosso (Vera, 1984). Según García Hernández y López Garrido (1987), entre el Berriasense superior y el Valanginiense inferior (última secuencia deposicional considerada), se produce una reactivación de la fracturación responsable de la entrada de terrígenos en la cuenca y de la remodelación de la plataforma.

La discontinuidad intravalanginiense pone fin a la sedimentación de plataforma nerítica imperante desde el Kimmeridgiense medio y da paso a una sedimentación pelágica. Esta discontinuidad, considerada como el final del superciclo Jurásico en la zona Prebética (García Hernández y López Garrido, 1987), coincide con una fluctuación eustática muy importante.

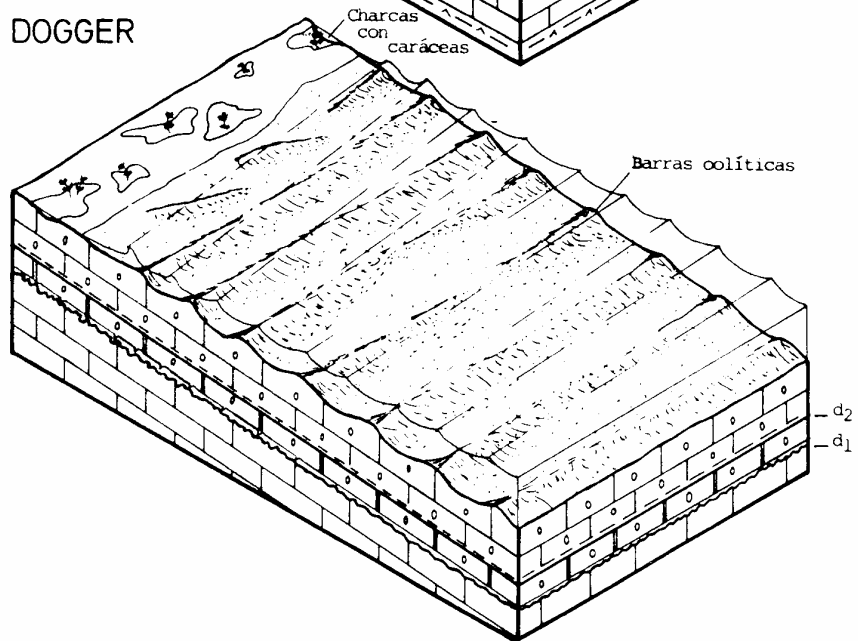
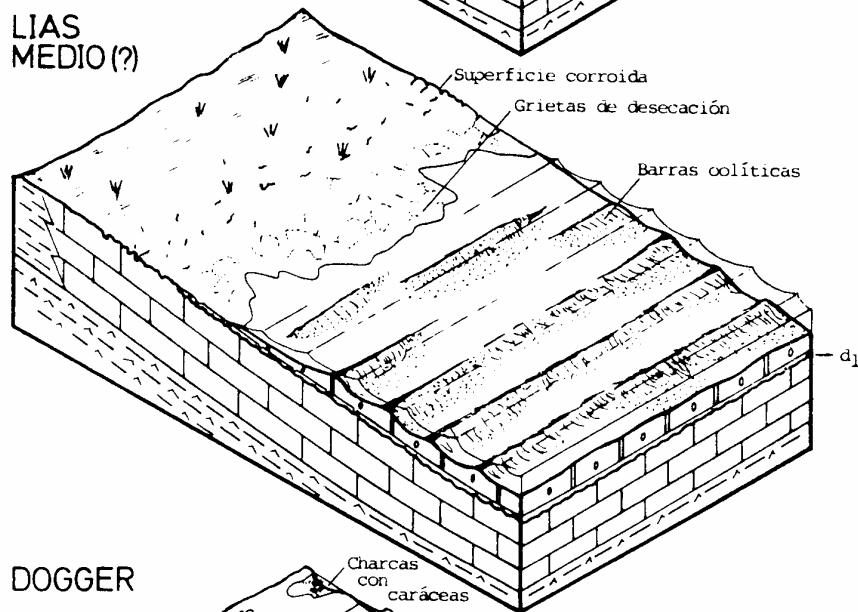
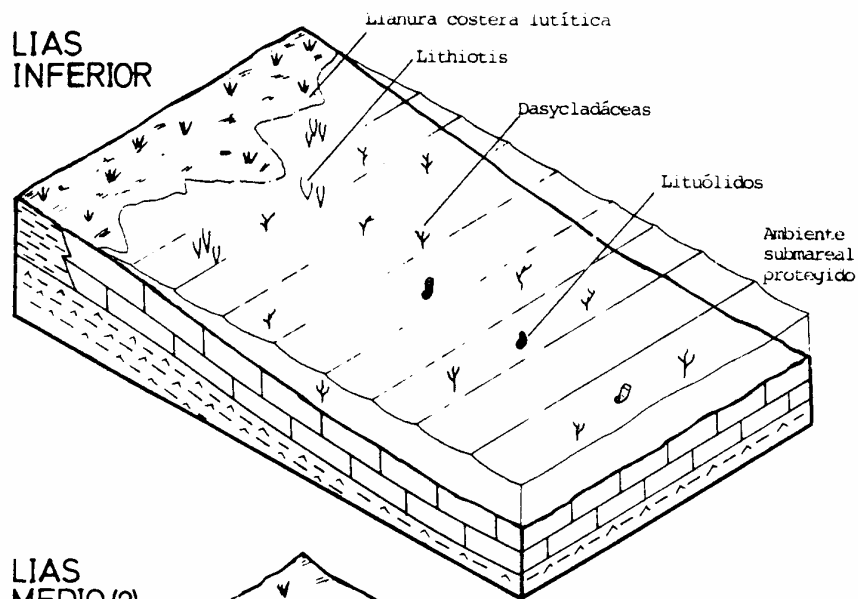
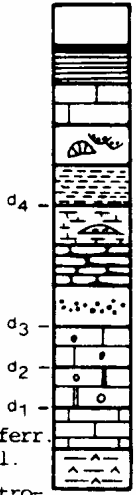
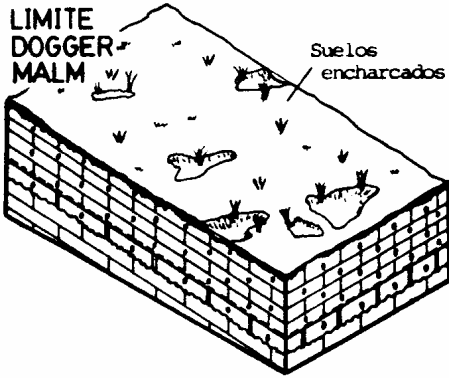


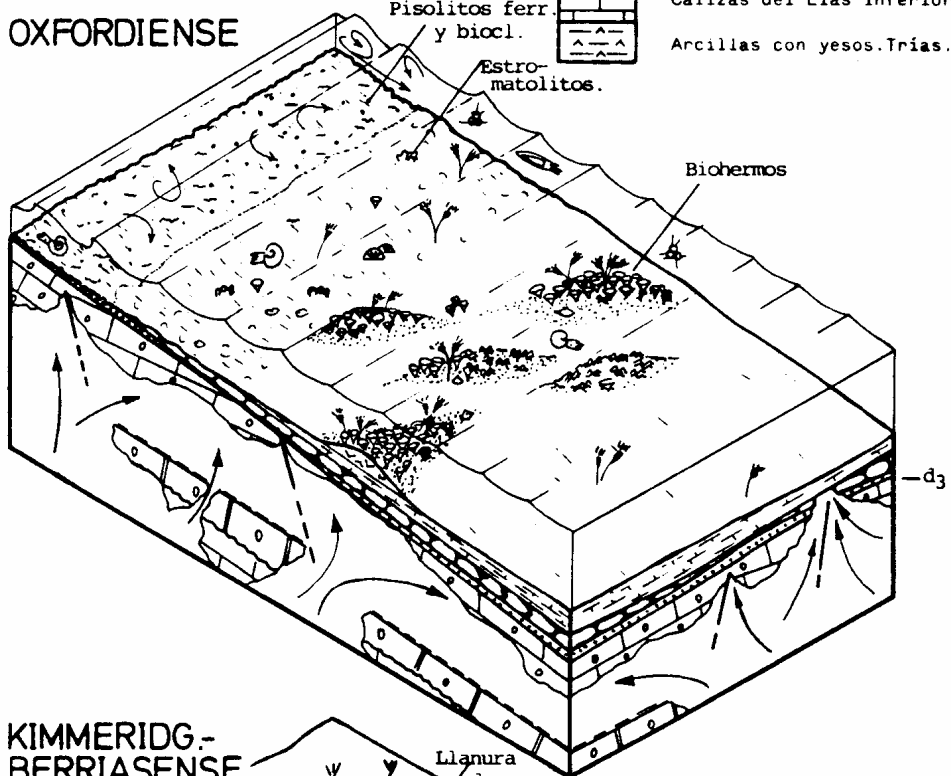
Fig.25.- Evolución paleogeográfica.

LIMITE
DOGGER-
MALM

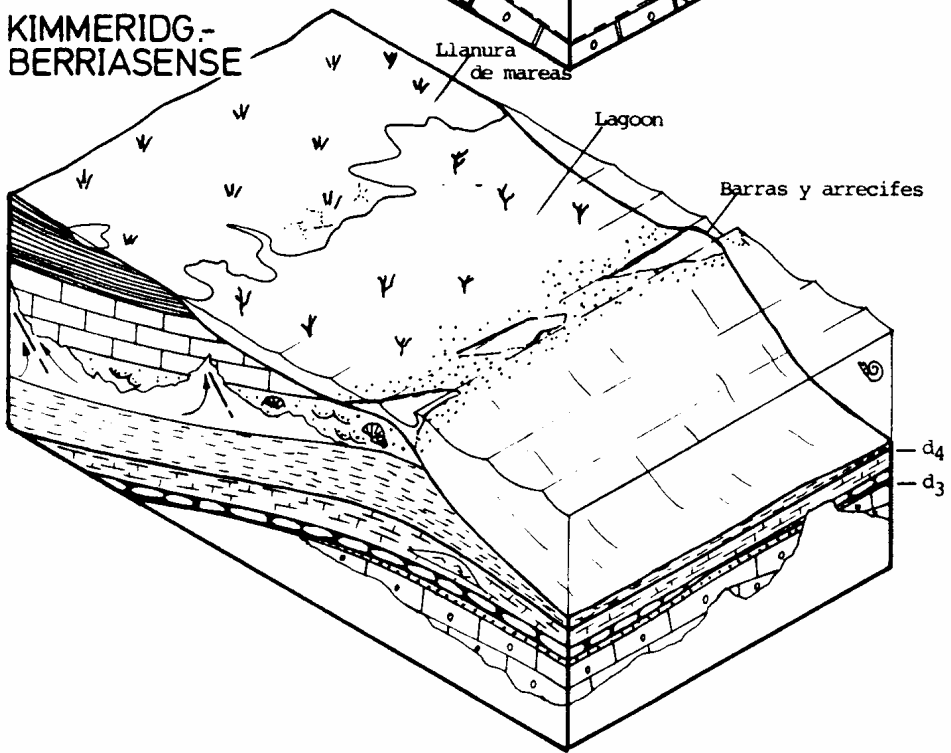


- Dolomías
- Calizas y margas.Berriasense
- Calizas del Portlandense
- Calizas bioclásticas y arrecifales.Kimm.med-sup.
- Ritmita margoso calcárea.Kimm.inf.
- Calizas y margas con biohermos.Oxf.med-sup.
- Calizas nodulosas.Oxf.med.
- Pisolitos ferruginosos.Oxf.med.
- Calizas oolíticas del Dogger.
- Calizas oolíticas del Lías medio(?)
- Calizas del Lías inferior.
- Arcillas con yesos.Trias.

OXFORDIENSE



KIMMERIDG.-
BERRIASENSE



probablemente acompañada de un acontecimiento tectónico regional: Vera (1988) señala que a partir de este momento se produce el hundimiento generalizado del paleomargen por subsidencia térmica.

En esta evolución destacan las plataformas carbonatadas como sistemas deposicionales mayoritarios. Para el Lías-Dogger hay que invocar una plataforma somera de grandes dimensiones posiblemente sin equivalentes actuales, especialmente durante el Lías inferior que abarca todas las Zonas Externas Béticas. En el Jurásico superior-Cretácico basal, se presentan plataformas de tipo rampa propias del inicio de una etapa distensiva; en estadios más avanzados, a lo largo del Cretácico inferior, se desarrollan plataformas de tipo rimmed (plataformas urgonianas).

VI. CONCLUSIONES GENERALES.

1.- El registro sedimentario del intervalo de tiempo comprendido entre el Lías y el Valangiense inferior (superciclo Jurásico) se ha dividido en seis secuencias deposicionales correspondientes a: a) Lías inferior-¿medio?; b) Lías medio o superior; c) ¿Lías superior?-Dogger; d) Oxfordiense medio-superior; e) Kimmeridgiense-Berriasense superior; f) Berriasense superior-Valanginiense inferior. Las tres primeras constituyen la macrosecuencia deposicional del Lías-Dogger y las restantes la macrosecuencia del Malm-Cretácico basal.

2.- La macrosecuencia del Lías-Dogger está constituida por dolomías y calizas de plataforma marina somera. En el Lías inferior y en el Dogger se han reconocido secuencias elementales somerizantes que culminan con episodios supramareales. El modelo de depósito que se propone es una plataforma interna algo restringida para la primera secuencia deposicional, y mucho más agitada, con desarrollo de barras, para las dos secuencias deposicionales siguientes.

3.- En el límite Dogger-Malm se reconoce una discontinuidad de rango mayor muy significativa en el paleomargen de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, así como en otros dominios alpinos perimediterráneos; en la Zona Prebética separa facies de plataforma nerítica de facies pelágicas con ammonites. La discontinuidad está marcada por superficies ferruginizadas, arcillas lateríticas, acumulaciones fosilíferas, pisolitos ferruginosos y, localmente, por una discordancia de bajo ángulo.

4.- Para la secuencia deposicional oxfordiense, integrada por calizas nodulosas seguidas de una alternancia margoso-calcárea, se ha propuesto un modelo de plataforma abierta de tipo rampa no muy profunda, en la que se desarrollaron biohermos y estromatolitos. Las asociaciones de facies reconocidas han permitido constatar el parecido del Oxfordiense prebético con los dominios que rodean la Meseta y con los epicontinentales de Europa.

5.- En el intervalo Kimmeridgiense-Berriasense superior se pasa progresivamente de una sedimentación pelágica a otra de carácter nerítico (de la ritmita margoso-calcárea con ammonites del Kimmeridgiense inferior a las facies "Purbeck" del Kimmeridgiense medio-Berriasense superior). El modelo deposicional que se ha propuesto para este intervalo es una rampa carbonatada de tipo homoclinal.

6.- La secuencia deposicional del Berriasense superior-Valanginiense inferior está formada por dolomías, calcarenitas, arenas y margas depositadas en un medio marino somero con aguas agitadas y con importantes aportes terrígenos.

7.- Las dolomías son muy frecuentes en distintos intervalos de la sucesión estudiada. Se trata de dolomías secundarias que se han formado en las etapas de fracturación por ascenso de fluidos ricos en magnesio a favor de las fracturas.

8.- La evolución paleogeográfica jurásica (s.l.) de la Sierra de Cazorla se puede dividir en dos grandes etapas. La etapa Lías-Dogger corresponde al primer desarrollo de una plataforma nerítica y presenta una tendencia transgresiva que acaba con una regresión brusca. La segunda etapa comienza con una rápida transgresión y la instalación de un medio marino abierto que progresivamente se hace más somero y es sustituido por una plataforma interna.

9.- En diferentes posiciones estratigráficas (Lías inferior, Dogger, Kimmeridgiense inferior, Portlandense superior-Berriasense superior) se han observado fenómenos de sedimentación rítmica, que se han atribuido a cambios climáticos relacionados con ciclos astronómicos.

10.- Se ha reconocido una fase de subsidencia térmica durante el Lías-Dogger y otra fase de subsidencia activa, a favor de fallas, durante el Jurásico superior-Cretácico basal.

11.- El eustatismo ha sido muy importante como control de la sedimentación: las principales discontinuidades coinciden con oscilaciones en las curvas de cambios globales del nivel del mar: la tendencia transgresiva del Lías-Dogger reproduce una subida eustática de rango mayor y el ciclo transgresivo-regresivo del Malm-Cretácico basal encaja también con un ciclo eustático mayor. El eustatismo ha sido el factor fundamental durante el Jurásico inferior-medio, mientras que en el Jurásico superior-Cretácico basal se suma la influencia de la tectónica.

BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA,P. y GARCIA-HERNANDEZ,M. (1988): Las facies de plataforma carbonatada del Jurásico inferior y medio en la Sierra de Cazorla (Zona Prebética). Geogaceta, 5: 36-39.
- ACOSTA,P., GARCIA-HERNANDEZ,M. y CHECA,A. (1988): Biohermos de esponjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla. Geogaceta, 5: 39-41.
- ALDINGER,H. (1968): Ecology of algal-sponge-reefs in the Upper Jurassic of the Schwabische Alb, Germany. In: G.Muller y G.M.Friedman (Eds.): Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, Springer-Verlag, Berlín, 250-253.
- ALVARO,M. (1987): La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica. Geogaceta, 3: 34-37.
- AUBOUIN, J. (1964): Reflexions sur les facies "Ammonitico-Rosso" Bul.Soc.Geol.France (7), 6: 475-501
- AZEMA,J., CHAMPETIER,Y., FOUCAULT,A. y PAQUET,J. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination. Cuar. Geol. Ibérica,2: 91-110.
- AZEMA,J.; FOUCAULT,A.; FOURCADE,É.; GARCIA-HERNANDEZ,M.; GONZALEZ-DONOSO,J.M.; LINARES,A.; LINARES,D.; LOPEZ-GARRIDO,A.C.; RIVAS,P. y VERA,J.A. (1979): Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Secret. Public. Univ. Granada, 83 pp.
- BAENA,J. y JEREZ,L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str.) Colección-Informe, IGME, 256 pp.
- BEHMEL,H. (1970): Stratigraphie und facies in präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137: 1-102.
- BOER,P.L. de y WONDERS,A.A.H. (1984): Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy). In: A.L.Berger et al. (Eds.): Milankovitch and Climate, part. 1: 177-190.
- BOILLOT,G. (1984): Geología de los márgenes continentales Ed. Masson, Barcelona, 141 pp.
- BOYER,S.E. y ELLIOT,D. (1982): Thrust systems. Amer.Asoc. Petrol. Geol. Bull., 6: 1196-1230.

- BRAGA, J.C., GARCIA-GOMEZ, R., JIMENEZ, A. y RIVAS, P. (1984): Correlaciones en el Lias de las Cordilleras Béticas. In: Programa Internacional de Correlación Geológica, P.I.C.G., Real Acad. Ciec. Exac. Fis. Nat., 2: 161-181.
- CORRALES, I., SANCHEZ DE LA TORRE, L., ROSELL, J., VERA, J.A. y VILLAS, L. (1987): Estratigrafía, Rueda, Madrid, 718 pp.
- DABRIO, C.J. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1970): Estructura en escamas del sector occidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la Depresión del Guadalquivir (Prov. de Jaen). Cuader. Geol. Univ. Granada, 1: 149-157.
- DONOVAN, D.T. y JONES, E.J.V. (1979): Causes of world-wide changes in sea level. Jour. Geol. Soc. London 136: 187-192
- DUCHAUFOUR, Ph. (1984): Edafología. 1.- Edafogénesis y clasificación. Masson, 493 pp.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E.Ham (Ed.): Classification of carbonate rocks, Amer. Assoc. Petrol. Geol., mem. 1, 108-121.
- EINSELE, G. (1982): General Remarks about the Nature, Occurrence, and Recognition of cyclic Sequences (Periodites). In: G.Einsele y A.Seilacher (Eds.): Cyclic and event stratification, Springer, Berlin, 3-7.
- ENAY, R. (1966): L'Oxfordien dans la moitié Sud du Jura français. Etude stratigraphique. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, VII, 1, 323 pp.
- FISCHER, A.G. (1981): Climatic oscillations in the Biosphere. In: M.H.Niteca: Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time, Academic Press, New York, 103-131.
- FISCHER, A.G. (1982): Long-Term climatic oscillations recorded in Stratigraphy. In: Studies in Geophysics, Climate in Earth History, 97-104.
- FISCHER, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. Annu. Rev. Earth. Planet. Sci., 14: 351-376
- FLUGEL, E. (1981): Microfacies Analysis of Limestones, Springer-Verlag, Berlin, 633 pp.
- FLUGEL, E. y STEIGER, T. (1981): An Upper Jurassic Sponge-Algal Building from the Northern Frankenalb, West Germany. In: D.F.Toomey (Ed.): European Fossil Reef Models, Soc.Econ.Min. Paleont., Spe.Pub. 30: 371-397
- FOUCAULT, A. (1965): Mouvements tectoniques d'âge paléocretacé dans la region du haut Guadalquivir (prov. de Jaen, Espagne). Bull. Soc. Geol. France, (7), 7: 567-570.

- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenada, Espagne meridionale), Tesis Univ. Paris, 633 pp.
- FURSICH, F. (1979): Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds. N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 158: 1-63.
- GAILLARD, C. (1983): Les biohermes a spongiaries et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura Meridional. Docum. Lab. Geol. Lyon, 90: 1-515.
- GARCIA-CERVIGON, A.; MARTIN-ALGARRA, A.; MONTEALEGRE, L. y VERA, J.A. (1986): Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (Provincia de Málaga). Acta Geologica Hispanica, (en prensa)
- GARCIA-HERNANDEZ, M. (1978): El Jurásico terminal y Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura, Tesis, Univ. Granada, 344 pp.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A. y VERA, J.A. (1976): Características ambientales del Lias inferior y medio de la Zona Subbética y su significado en la cordillera. In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Secret. Publ. Univ. Granada, 125-157
- GARCIA-HERNANDEZ, M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1979a): Itinerarios geológicos por las zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario: Sierra de Cazorla y Sierra del Segura. Secret. Publ. Univ. Granada.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1979b): El Lias de la Zona Prebética. Cuader. Geol. Univer. Granada, 10: 513-519.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1979c): El Dogger de la Zona Prebética. Cuader. Geol. Univer. Granada, 10: 521-525.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1979d): El tránsito Jurásico-Cretácico de la Zona Prebética. Cuader. Geol. Univer. Granada, 10: 535-544.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1979e): El Jurásico de la Sierra de Cazorla y la Sierra del Pozo. Cuader. Geol. Univer. Granada, 10: 641-651.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1987): Le plate-forme prebetique au Jurassique: Evolution sedimentarie sur une marge distensive. 2th. Inter. Symp. Jurassic Stratig., Lisboa, Abstract, p. 42

- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; MARTIN-ALGARRA, A., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P. y VERA, J.A. (1988a): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. Cuader. Geol. Ibérica (en prensa)
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparaciones de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral (Penibético). Cuader. Geol. Ibérica, 8: 581-597
- GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y OLORIZ, F.G (1979): El Kimmeridgense en la Zona Prebética. Cuader. Geol. Univer. Granada, 10: 527-533.
- GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y OLORIZ, F.G (1979): Etude des calcaires noduleux du jurassique superieur de la Zone Prebetique (Cordilleres Betiques, SE de l'Espagne). In: A.Farinacci y S.Elmi (Eds.): Rosso Ammonitico Symposium Proceedings., Tecnosciencia, Roma 419-434.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. Geol. Mijnbouw. 59, 155-168.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. Acta Geologica Hispanica, (en prensa)
- GARCIA-HERNANDEZ, M., MAS, J.R., MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1988b): Episodio de harstificación en litorales insulares del Jurásico superior (Fm. Ammonitico Rosso, Subbético externo, provincia de Córdoba). II Coloq. Estra. Paleogeogr. Jurásico España, 32-35.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979a): El Lias infracarixiense de la Zona Subbética. Cuader. Geol. Univ. Granada, 10: 367-374.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979b): Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. Cuader. Geol. Univ. Granada, 10: 557-569
- GOMEZ, J.J. (1978): El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Seminarios de Estratigrafía, Madrid 4: 683 pp.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A. y RIVAS, P. (1974): El Lias inferior y medio de Poloria (serie del Zegrí, Zona Subbética, norte de Granada). Estudios Geol., 30: 639-654.

- GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., MARTIN-ALGARRA, A., REBOLLO, M., SERRANO, F. y VERA, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). Estudios Geol., 39: 71-116.
- HALLAM, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 23: 1-32
- HALLAM, A. (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic. Jour. Geol. Soc. London, 138: 735-743.
- HALLAM, A. (1984): Pre-Quaternary sea-level. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 12: 205-243
- HALLAM, A. (1986): Origin of minor limestone-shale cycles: climatically induced or diagenetic?. Geology, 14: 609-612.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167
- HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. y FERRER, J. (1981): Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. Oceanol. Acta, Proc. 26th Inter. Geol. Congr., Paris (1980), n.sp.33-44
- HECKEL, P.H. (1974): Carbonate buildups in the geologic record: a review. In: L.F. Laporte (Ed.): Reef in time and space, Soc. Econ. Paleont. Miner., Sp. pub. 18: 90-154.
- HECKEL, P.H. y JABLONSKI, D. (1979): Reefs and other carbonate buildups. In: R.W. Fairbridge y D. Jablonski (Eds.): The Encyclopedia of Paleontology, 690-705.
- HERBERG, H.D. (1976): International Stratigraphic Guide. John Wiley & Sons, 200 pp.
- JAMES, N.P. (1977): Shallowing upward sequences in carbonates. In: R.G. Walker (ed.): Facies Models, Geoscience Canada, 109-119.
- LOMBARD, A. (1956): Geologie Sedimentaire: Les series marines., Masson, Paris, 722 pp.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1971): Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaen, Tesis Univ. Granada 317 pp.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. y GARCIA-HERNANDEZ, M. (1988): Ciclos sedimentarios mayores en la primera fase carbonatada de la plataforma prebética (Lias-Valanginiense inferior). Congr. Geol. España, SGE, Granada, 1: 107-110
- MARTIN, J.M. (1979): La dolomitización basal del Lias subbético. Cuader. Geol. Univ. Granada, 10: 583-589.
- MARTIN, J.M. (1980): Las dolomías de las Cordilleras Béticas, Tesis Univ. Granada, 201 pp.

- MARTIN, J.M. (1982): Caracterización ambiental de los carbonatos marinos fósiles. Bol. Geol. Min., 93: 99-114.
- MARTIN-ALGARRA, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre la zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética (Sector central y occidental). Tesis, Univ. Granada, 1271 pp.
- MARTIN-ALGARRA, A. y VERA, J.A. (1989): Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). In: C.L.V. Monty (ed.): Stromatolite, Ed. Springer-Verlag (in litt)
- MARTINEZ-GARRIDO, J.C. (1988): Los bivalvos de las facies con Lithiotis en el sector central del Subbético medio, Tesis Licenc. Univ. Granada, 153 pp. (inédita)
- MASSARI, F. (1979): Oncoliti e stromatoliti pelagiche nel Rosso Ammonitico Veneto. Mem. Ist. Geol. Minerl. Univ. Padova, 32.
- MASSARI, F. (1981): Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences of the Venetian Alps. In: A. Farinacci y S. Elmi (Eds.): Rosso Ammonitico Symposium Proceedings, Tecnoscienza, Roma 435-469.
- MASSARI, F. (1982): Oncoids and stromatolites in the Rosso Ammonitico sequences (Middle-Upper Jurassic) of the Venetian Alps, Italy. In: T.M. Peryt (Ed.): Coated grains, Springer-Verlag, Berlin, 358-366.
- McKENZIE, D.P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Letters, 40: 25-32
- MEGIAS, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. Actas V Congr. Latinoameric. Geología, 1: 385-402.
- MIALL, A. (1984): Regional and global stratigraphic cycles. In: A. Miall (Ed.): Principles of Sedimentary Basin Analysis, Springer-Verlag, 329-361.
- MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P.R. y THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (Ed.): Seismic Stratigraphy Amer. Assoc. Petrol. Geol. mem. 26: 53-62
- MOLINA, J.M. (1987): Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético externo (prov. de Córdoba y Jaen). Tesis, Univ. Granada, 512 pp.
- MONTY, C.L.V. (1977): Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites: a review. In: E. Flugel (Ed.) Fossil algae, Springer-Verlag, Berlin, 15-35.

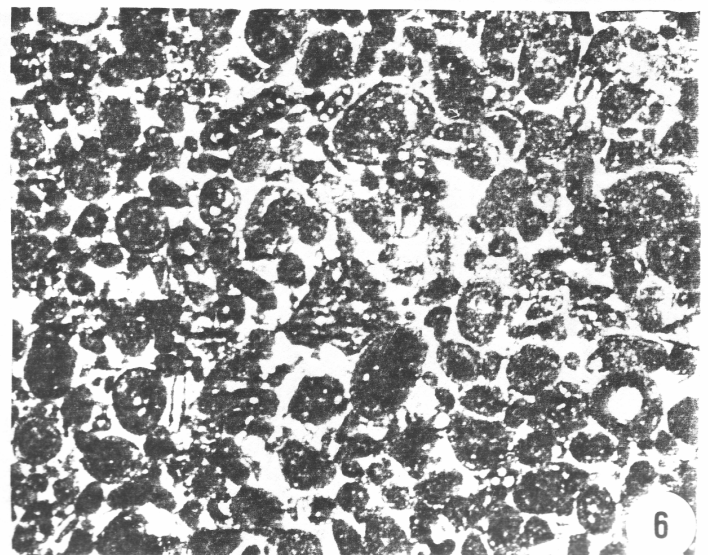
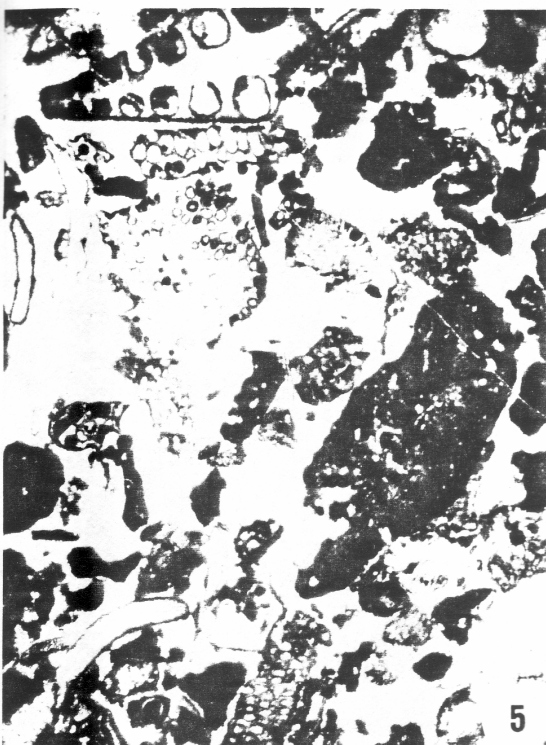
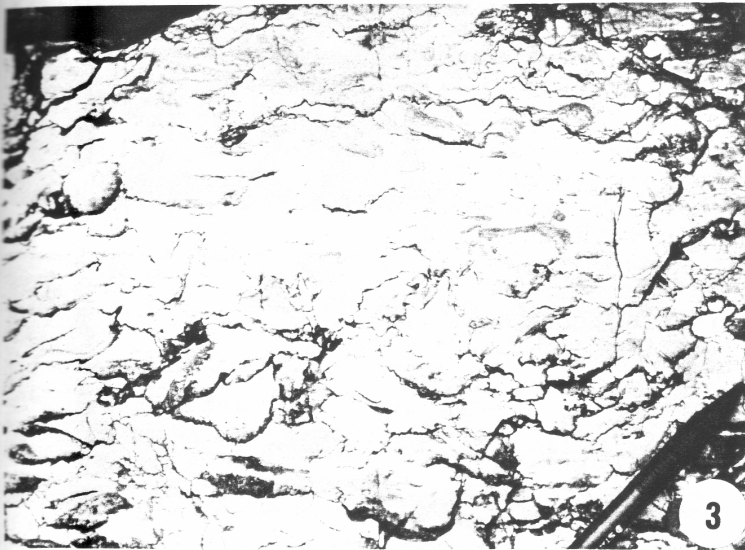
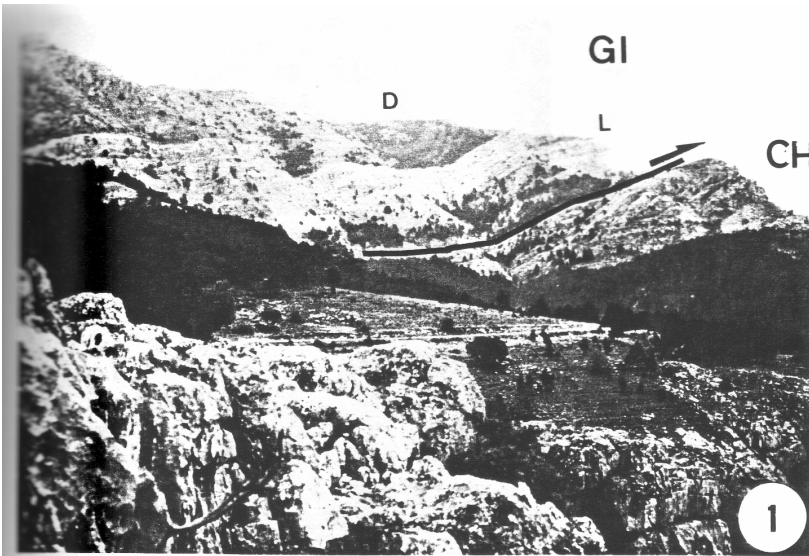
- MURPHY, M.A. (1988): Unconformity-Bounded Stratigraphic Units. Discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., 100: 155-156
- MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: G.G.Zuffa (Ed.): Provenance of Arenites, Reidel Pub. Company, 65-93.
- NITZOPOULOS, G. (1974): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzenkomplex bei Spielberg am Hahnenkamm. Stuttgarter Beit. Natur., B, 16.
- PITMAN, W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. Geol. Soc. Amer. Bull., 89: 1389-1403.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform Facies Models. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul., 69: 1-21
- READ, J.F.; GROTZINGER, J.P., BOVA, J.A. y KOERSCHNER, W.F. (1986): Models for generation of carbonate cycles. Geology, 14: 107-110.
- RODRIGUEZ-ESTRELLA, T. (1978): Geología e Hidrogeología del sector Alcaraz-Lietor-Yeste (provincia de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. Tesis Univ. Granada, 758 pp.
- RODRIGUEZ-ESTRELLA, T. (1979): Paleogeografía de la Zona Prebética durante el Jurásico. Cuader. Geol. Univ. Granada, 10: 307-310.
- ROYDEN, L. (1986): A simple method for analyzing subsidence and heat flow in extensional basins. In: J. Burrus (Ed.): Thermal modeling in sedimentary basins, I.F.P. 49-71.
- SALAS, R. (1987): El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espada. Anàlisi de conca. Tesis Univ. Barcelona. 345 pp.
- SALVADOR, A. (1987): Unconformity-bounded stratigraphic units. Geol. Soc. Amer. Bull., 98: 232-237
- SALVADOR, A. (1988): Unconformity-Bounded Stratigraphic Units: Reply. Geol. Soc. Amer. Bull., 100: 156-
- SCLATER, J.G. y CHRISTIE, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. Jour. Geophys. Research, 85 B7: 3711-3739.
- SEYFRIED, H. (1979): Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. Cuader. Geol. Univer. Granada, 10: 317-348

- SEYFRIED, H. (1981): Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In: A. Farinacci y S. Elmi (Eds.) Proc. Rosso Ammonitico Symposium, Ed. Tecnoscienza, Roma, 547-579
- SHINN, E.A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. Jour. Sedim. Petrol., 38: 215-223
- STECKLER, M.S. y WATTS, A.B. (1979): Subsidence of the Atlantic-type margin off New York. Earth Planet. Sci. Letters., 41: 1-13.
- STRASSER, A. (1988): Shallowing upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). Sedimentology, 35: 369-383.
- VAIL, P.R.; HARDENBOL, J. y TODD, R.G. (1984): Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy, and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy. In: J. Schelle (Ed.): Interregional Unconformities and hydrocarbon accumulation, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36: 129-144.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. y TOMPSON III, S. (1977a): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.3. relative changes of sea level from coastal onlap. In: C.E. Payton (ed): Seismic Stratigraphy Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 63-82
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. y TOMPSON III, S. (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.4. Global cycles of relative changes of sea level. In: C.E. Payton (ed): Seismic Stratigraphy Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 83-97.
- VAIL, P.R., COLIN, J.P., CHENE, R.J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, T. y TRIFILIEFF, V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Bull. Soc. Geol. France, (8). 7: 1301-1321.
- VAN HINTE, J.E. (1978): Geohistory analysis. Application of micro-paleontology in exploration geology. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62: 201-222.
- VERA, J.A. (1984): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. Obrador (ed.): Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre, Grup. Esp. Sed. Publicaciones de Geología, Barcelona 20, 25-54
- VERA, J.A. (1986): Sedimentación pelágica. In: A. Arche (Ed.): Sedimentología, CSIC, (en prensa)

- VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. Rev. Soc. Geol. España, 1, 373-391.
- VERA, J.A.; GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., COMAS, M.C., RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTIN-ALGARRA (1982): El Cretácico de las Cordilleras Béticas. In. El Cretácico de España, Univ. Complutense, 512-632.
- VERA, J.A. y MARTIN-ALGARRA, A. (1989): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. In: C.L.V. Monty (Ed.): Stromatolites, Springer-Verlag, (en prensa).
- VERA, J.A., RUIZ-ORTIZ, P.A., GARCIA-HERNANDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1988): Paleokarst and Related Pelagic Sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. In: N.P. James y P.W. Choquete (Eds.): Paleokarst, Springer-Verlag, New York, 364-384.
- WATTS, A.B. (1982): Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea-level. Nature, 297: 469-474
- WATTS, A.B. y RYAN, W.B.F. (1976): Flexure of the lithosphere and continental margin basins. Tectonophysics, 36: 25-44.
- WILSON, A.B. (1975): Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, 471 pp.
- WILSON, R.C.L. (1988): Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. Rev. Soc. Geol. España, 1: 393-407.

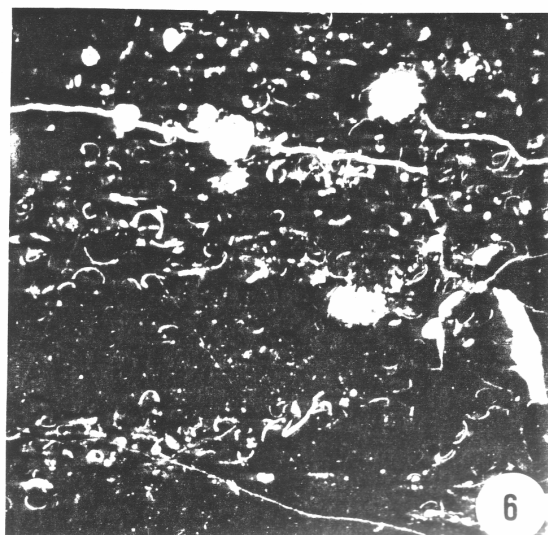
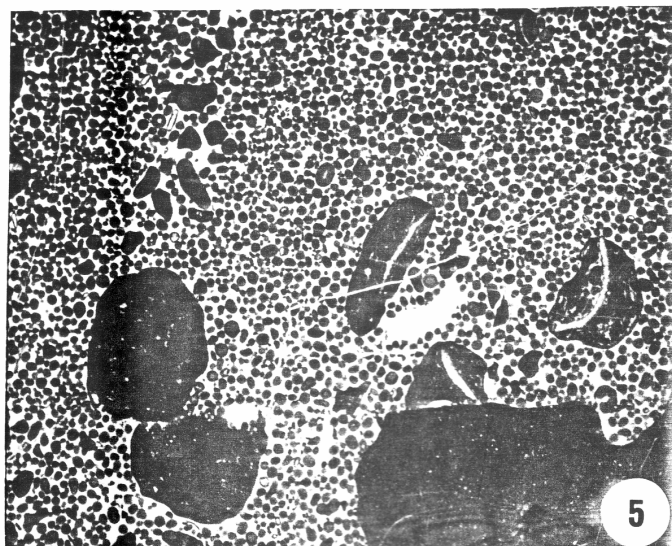
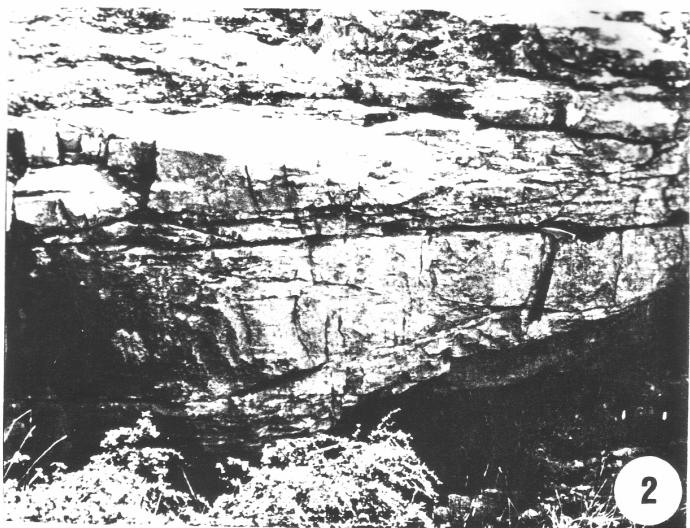
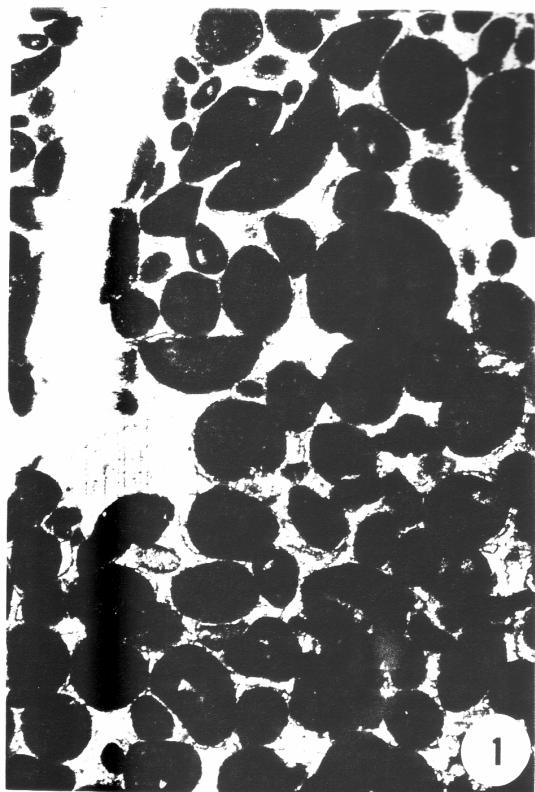
LAMINA 1

- 1.- Contacto entre la escama de El Chorro (CH) y del Gilillo (GI); en ésta, obsérvese la sucesión del Lías (L) en buena parte calizo y del Dogger (D) dolomitizado.
- 2.- Mudstone con fenestras. Lías inferior (x 15).
- 3.- Niveles desorganizados de "Lithiotis" en una facies bioclástica. Lías inferior.
- 4.- Caliza con grietas de desecación y perforaciones. Probable Lías medio.
- 5.- Grainstone bioclástico con secciones de Palaeodasycladus mediterraneus (PIA), gasterópodos, foraminíferos y bioclastos indeterminados. Obsérvese la micritización de los bordes de muchos de los bioclastos. Lías inferior (x 15).
- 6.- Grainstone oolítico con Vidalina martana FARINACCI. Niveles de calizas oolíticas del Lías (probable Lías medio) (x 15).



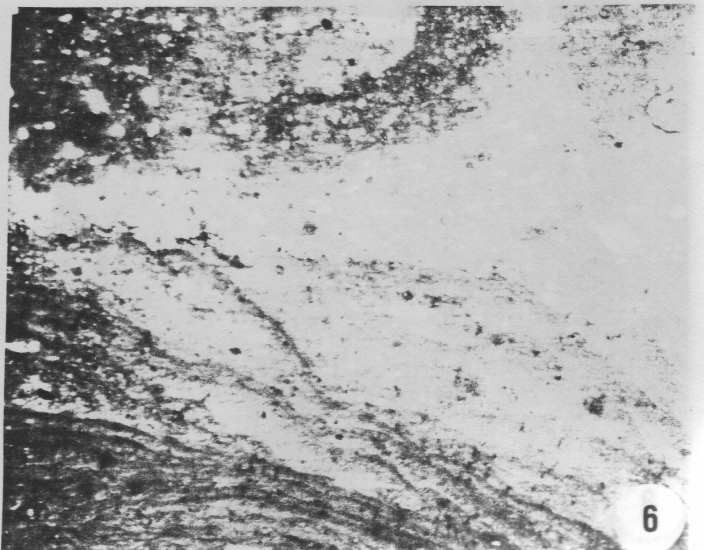
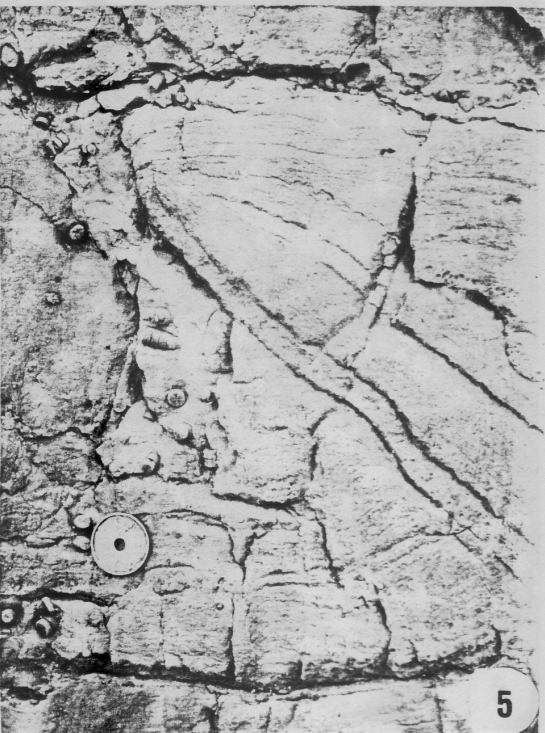
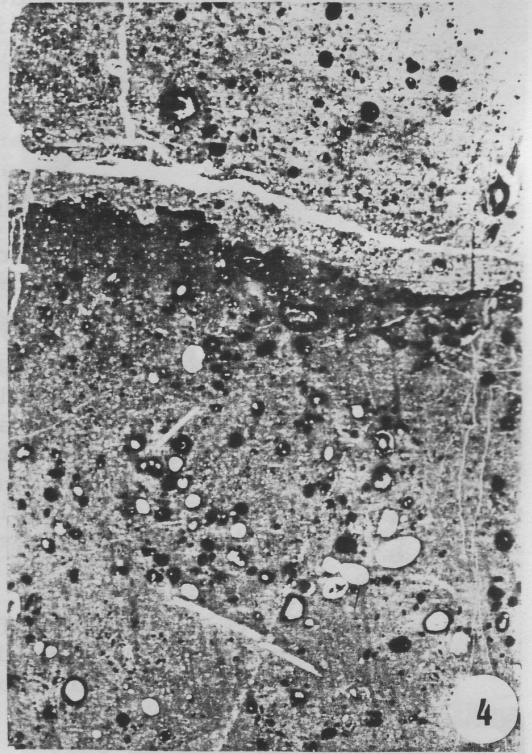
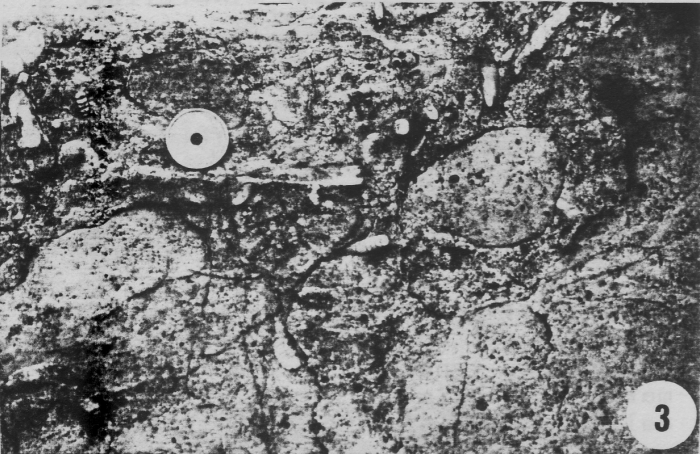
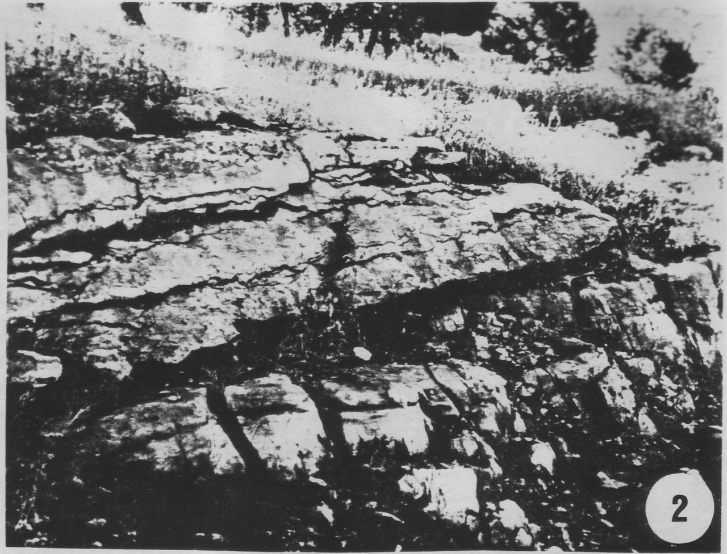
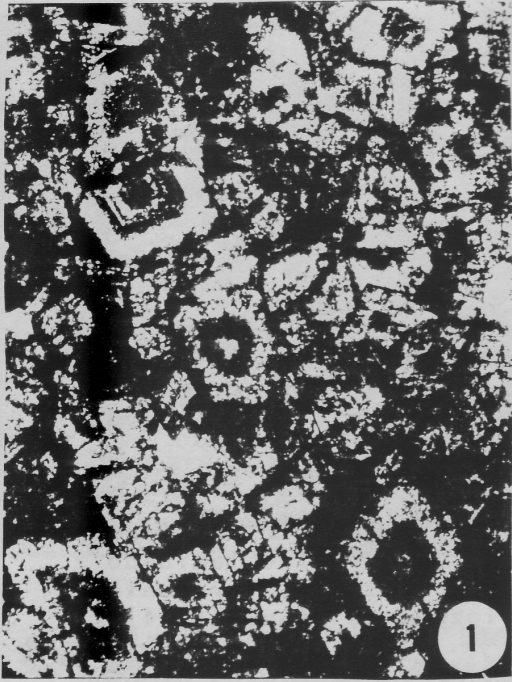
LAMINA 2

- 1.- Grainstone de oolitos en su mayor parte micritizados y algunos crinoides. Obsérvese la existencia de varias generaciones de cementos: fibroso, de primera generación, rodeando los oolitos, granular ocupando los huecos y syntaxial en relación con crinoides. Calizas oolíticas del Lías (¿Lías medio?) (x 35).
- 2.- Dolomias con estratificación cruzada. Probable Lías superior.
- 3.- Niveles de calizas oolíticas con ripples. Dogger.
- 4.- Detalle de una secuencia del Dogger: contacto entre las facies oncolítico-bioclásticas y las facies de micritas con Caráceas. Nótese en la base de ésta la presencia de pequeños oolitos removilizados y micritizados (x 4).
- 5.- Grainstone oolítico-oncolítico. Dogger (x 4).
- 6.- Microfacies de las micritas con oogonios de Caráceas y ostrácodos que constituyen el techo de las secuencias elementales somerizantes del Dogger (x 15).



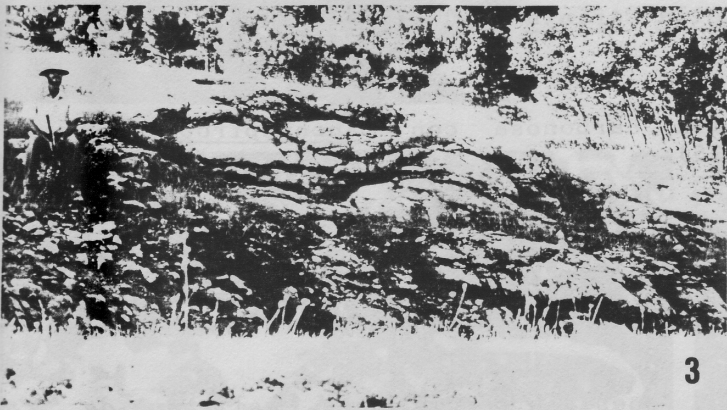
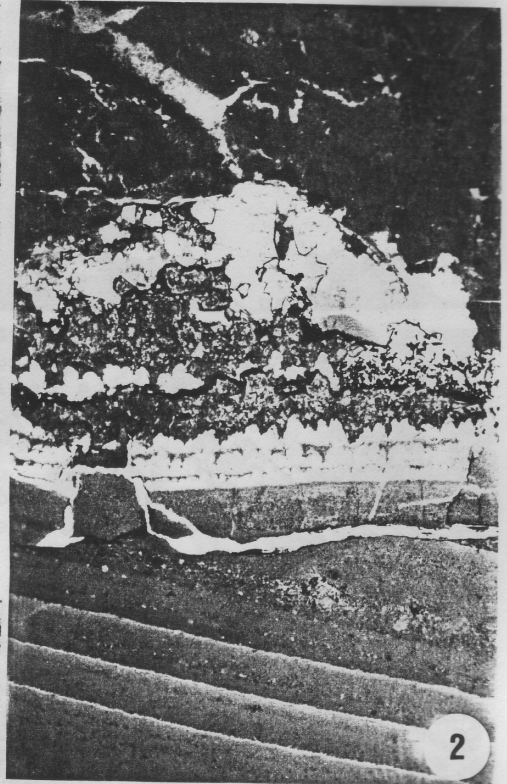
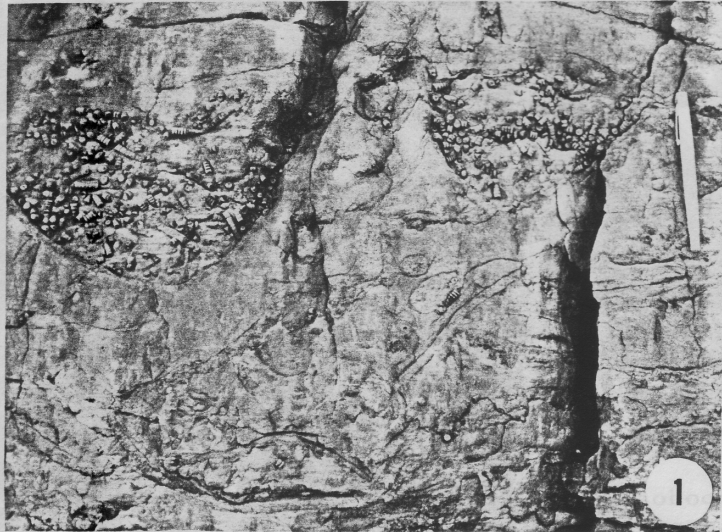
LAMINA 3

- 1.- Dolomías de romboedros. Estas facies de grandes cristales de dolomita, posiblemente provenientes de grainstones oolíticos, son muy características del Dogger (x 35).
- 2.- Discontinuidad del límite Dogger-Malm. Obsérvese la ligera discordancia que separa las calizas oolíticas del Dogger (abajo) de las calizas fosilíferas pelágicas del Oxfordiense (arriba) y el hardground existente en aquéllas.
- 3.- Caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos. Entre los bioclastos destacan belemnites, crinoides y ammonites. Puede observarse una superficie erosiva que separa una parte inferior muy rica en pisolitos ferruginosos y una parte superior con bio y litoclastos. Biozona de Antecedens.
- 4.- Microfacies correspondientes a la fotografía anterior en el contacto entre las dos subfacies (x 4).
- 5.- Detalle de una bioconstrucción de esponjas y estromatolitos. Obsérvese las pequeñas cúpulas así como la posición de la esponja, por una parte situada sobre una superficie que erosiona los estromatolitos inferiores, y por otra sirviendo de sustrato a los crecimientos superiores. Nótese los rellenos irregulares de sedimento y tallos de crinoides (ver fig. 13E). Oxfordiense medio.
- 6.- Microfacies que muestra el contacto entre los estromatolitos (mitad inferior) y una esponja (mitad superior) que se dispone sobre una superficie que erosiona a aquéllos. Oxfordiense medio (x 15).



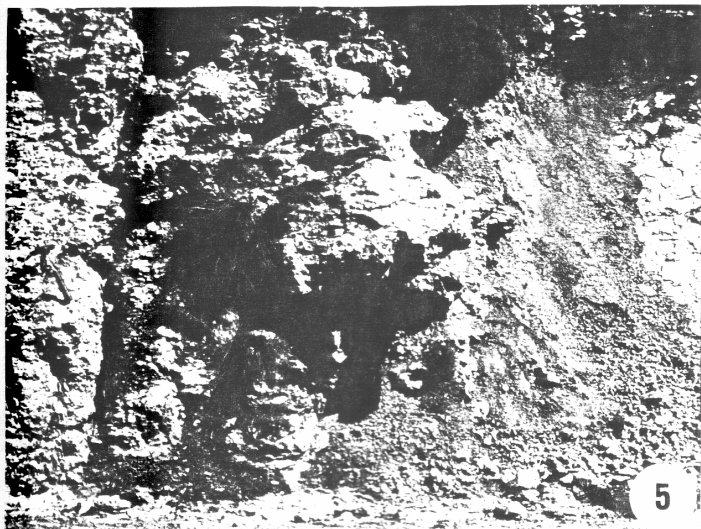
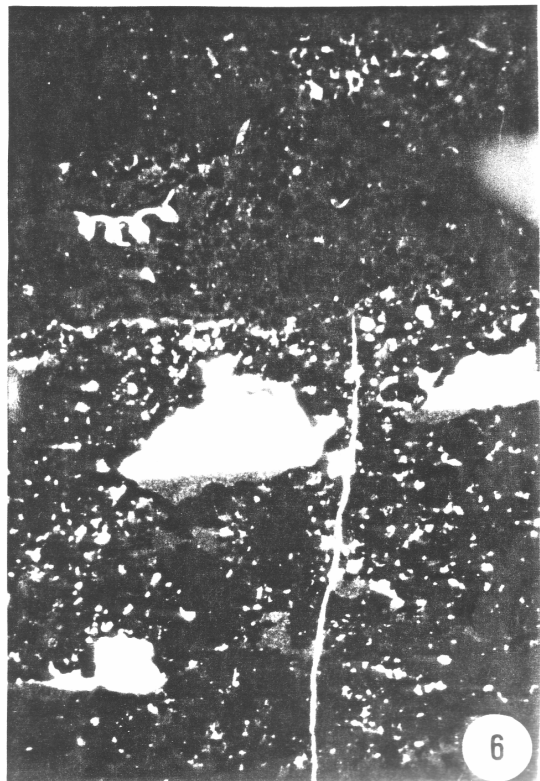
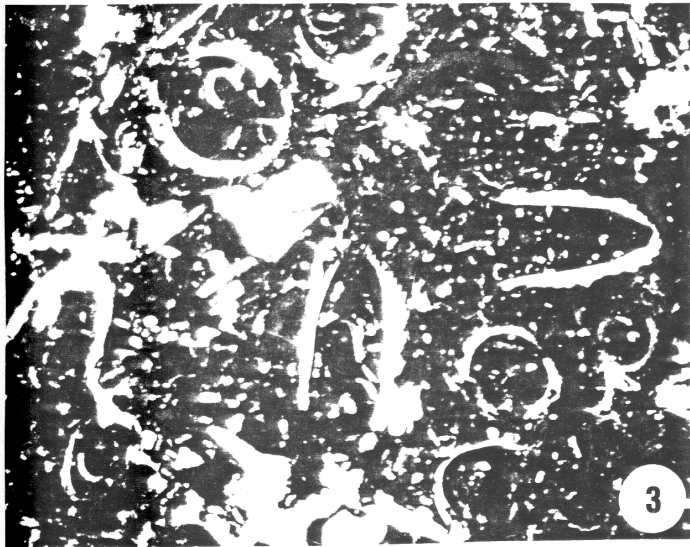
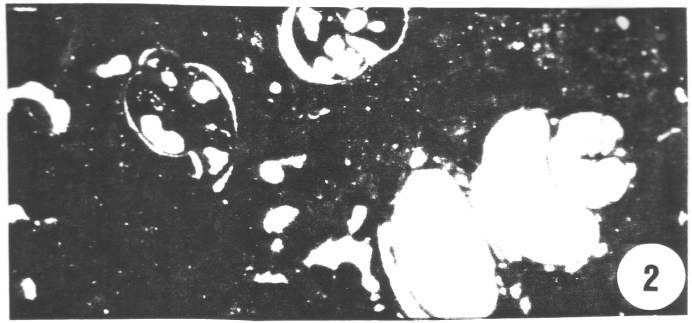
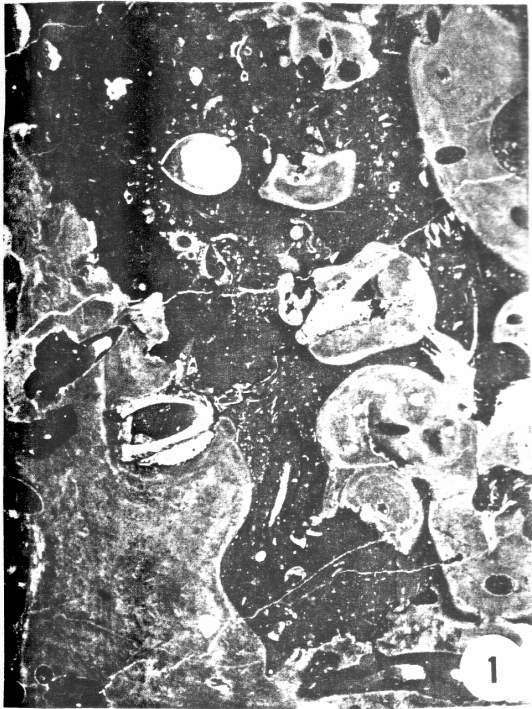
LAMINA 4

- 1.- Detalle de la parte baja de una bioconstrucción de esponjas y estromatolitos. La sucesión de bioconstructores es cortada en la parte media por canales rellenos de tallos de crinoides. Por encima se reanuda la construcción. Oxfordiense medio (compárese con la fig. 13D).
- 2.- Detalle de una cavidad en las calizas nodulosas (parte superior). El relleno está formado por limo rojizo laminado y por crecimientos de cristales de calcita prismática (espeleotemas). Oxfordiense medio (biozona de Riazi) (x 4).
- 3.- Biohermo de esponjas y estromatolitos. Obsérvese el relieve positivo y el carácter lenticular del mismo que se aprecia también en su estructura interna. Oxfordiense medio.
- 4.- Aspecto de la alternancia calizo-margosa del Oxfordiense superior (biozona de Bimammatum).
- 5.- Facies bioclástica con corales, lamelibranquios, ¿celentéreos? y otros bioclastos indeterminados. Obsérvese la perforación en el coral posiblemente efectuada por el mismo lamelibranquio que ocupa el hueco, así como las perforaciones circulares en el bioclasto situado encima (¿celentéreo?). Tránsito ritmita calizo-margosa del Kimm. inferior a las calizas de facies Purbeck del Kimm. medio (x 15).
- 6.- Microfacies de grano fino con foraminíferos y pequeñísimos fragmentos de crinoides. Parte baja de la ritmita calizo-margosa del Kimmeridgiense inferior (x 15).



LAMINA 5

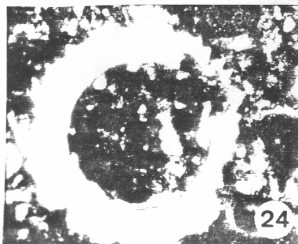
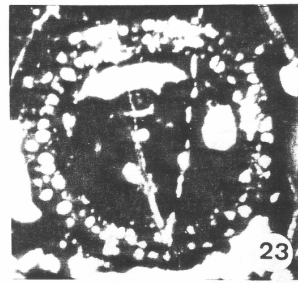
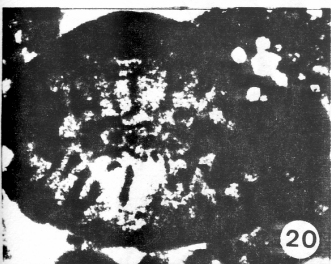
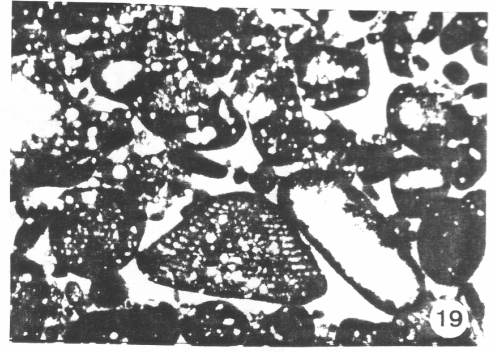
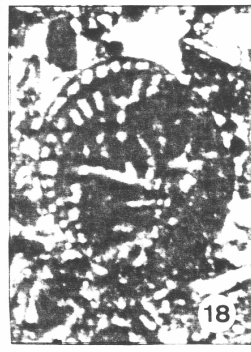
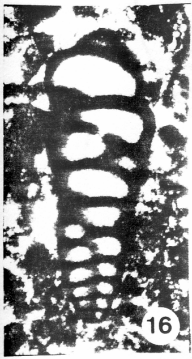
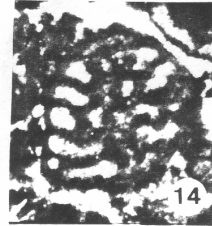
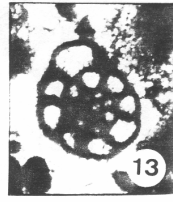
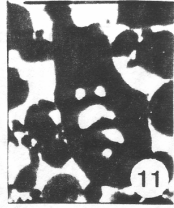
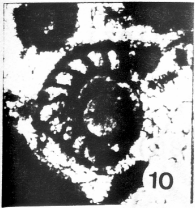
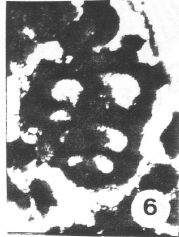
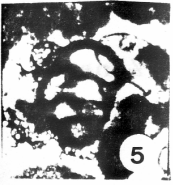
- 1.- Facies bioclástica con grandes placas de equinodermos, lamelibranquios, serpúlidos, espículas de esponjas, etc. Obsérvense las perforaciones en los fragmentos de equinodermos. Parte alta de la ritmita calizo-margosa del Kimmeridgiense inferior (x 3).
- 2.- Microfacies de gasterópodos y cantos negros. Facies Purbeck, Kimmeridgiense medio-superior (x 15).
- 3.- Packstone de Campbelliella striata (CAROZZI). Kimmeridgiense medio-superior (x 15).
- 4.- Microfacies de caliza carbonosa con Anchyspirocyclina lusitanica (EGGER) (x 15).
- 5.- Parte superior de una secuencia elemental somerizante del Portlandense. Sobre laminitas supramareales con grietas de desecación (extremo derecho) descansan margas con Caráceas y brechas calizas con cantos negros (facies palustre).
- 6.- Facies peletoidal con fenestras parcialmente rellenas de sedimento; en la parte superior se observa un fragmento de Clypeina jurassica FAVRE. Niveles intermareales, Kimmeridgiense-Portlandense (x 15).



LAMINA 6

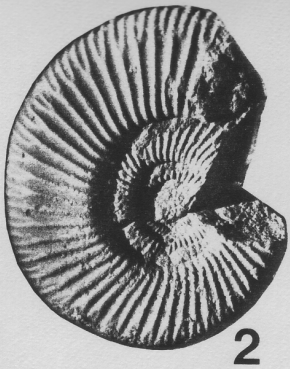
FORAMINIFEROS

- 1 y 2.- Pseudocyclammina betica (sensu González Donoso, Linares y Rivas, 1974). Lías inferior (x 35).
 - 3.- ¿Haurania? Lías inferior (x 35).
 - 4.- Lituolidae ¿Rectocyclammina? Lías inferior (x 35).
 - 5 y 6.- Ataxophragmidae. Lías inferior (x 35).
 - 7.- Textularidae. Lías inferior (x 35).
 - 8 y 9.- Vidalina martana FARINACCI. Probable Lías medio (x 130).
 - 10.- Protopeneroplis striata NEYNSCHENK. Dogger (x 35).
 - 11.- Mesoendothyra croatica. Dogger (x 35).
 - 12.- Textularidae. Dogger (x 35).
 - 13.- Nautiloculina oolithica (MOHLER). Kimmeridgiense medio-superior (x 35).
 - 14 y 15.- Orbitolinidae primitivo ¿Parurgonina? Kimmeridgiense medio-superior (x 35).
 - 16.- Ataxophragmidae. Kimmeridgiense medio-superior (x 35).
 - 17 y 18.- Kurnubia palastiniensis (HENSON). Kimmeridgiense medio (x 35).
 - 19.- Orbitolinidae. Albense terminal-Cenomanense inferior (x 15).
 - 20.- Hensonina lenticularis (HENSON). Cenomanense (x 35).
- ALGAS
- 21.- Dasycladacea indeterminada. Lías inferior (x 35).
 - 22.- Cayeuxia. Lías inferior (x 35).
 - 23.- Palaeodasycladus mediterraneus (PIA). Lías inferior (x 15).
 - 24.- Campbelliella (ex. Vaginella) striata (CAROZZI). Kimmeridgiense medio-superior (x 15).
 - 25.- Clypeina jurassica FAVRE. Kimmeridgiense-Berriasense (x 15).



LAMINA 7

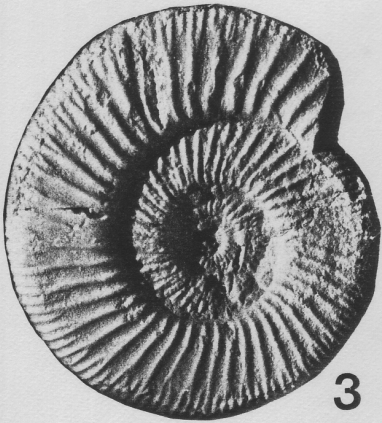
- 1.- Perisphinctes (Dichotomosphinctes) antecedens SALFELD. Zona de Antecedens (x 0.85).
- 2.- Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus (QUENSTEDT). Zona de Bifurcatus (x 0.85).
- 3.- Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygiratus (REINECKE). Zona de Plánula (x 0.75).
- 4.- Idoceras planula (HEHL). Zona de Plánula (x 0.90).
- 5.- Gregoryceras transversarium (QUENSTEDT). Zona de Riazí (vista oblicua, x 0.90).
- 6.- Tornquistes kobyi (DE LORIO). Zona de Antecedens (x 0.80).



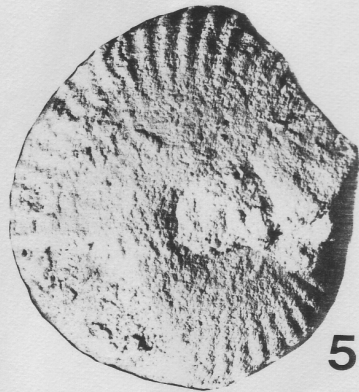
2



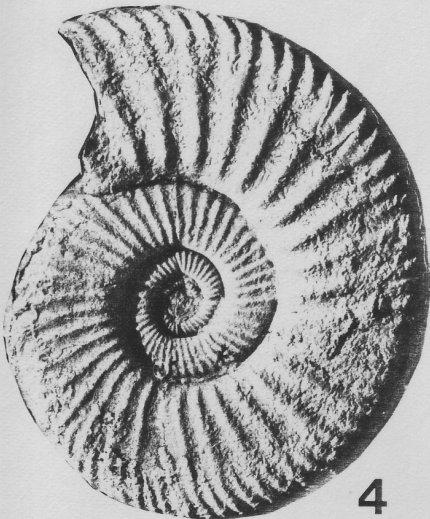
1



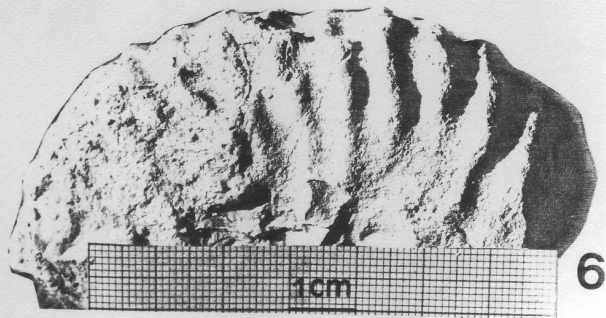
3



5



4



6

