

***EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y ECOESTRATIGRÁFICA
EN PLATAFORMAS EPICONTINENTALES
DEL MARGEN SUDIBÉRICO
DURANTE EL KIMMERIDGIENSE INFERIOR***



Tesis Doctoral
Francisco J. Rodríguez-Tovar



Biblioteca Universitaria de Granada



01534084

Universidad de Granada

1993

FRANCISCO JAVIER RODRIGUEZ-TOVAR

EVOLUCION SEDIMENTARIA
Y ECOESTRATIGRAFICA
EN PLATAFORMAS EPICONTINENTALES
DEL MARGEN SUDIBERICO
DURANTE EL KIMMERIDGIENSE INFERIOR



DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA
Y PALEONTOLOGÍA

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1993

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento <u>619670849</u>
Nº Copia <u>1219163</u>

EL MUNDO DE LA CIENCIA
Y LA TECNOLOGÍA
EN EL SIGLO XXI
UNA VISIÓN DE FUTURO
DEL DESARROLLO HUMANO
Y SOCIAL

© Francisco J. Rodríguez-Tovar

Impreso en: Servicio de Reprografía Facultad de Ciencias
Granada

I.S.B.N.: 84-605-4780-9

Depósito Legal GR-1113-96

Tesis doctoral dirigida por el Dr. Federico Olóriz Sáez (Universidad de Granada). Fue defendida el día 27 de mayo de 1993, ante el tribunal formado por los Drs. P. Rivas Carrera (Universidad de Granada), J.A. Vera Torres (Universidad de Granada), A. Boucot (Oregon State University, U.S.A.), J.C. García Ramos (Universidad de Oviedo), B. Marques (Universidade Nova de Lisboa, Portugal) y M. Ortega Huertas (Universidad de Granada). Obtuvo la calificación de Apto "cum laude" por unanimidad.

**A mi madre,
a mi familia,
a Paqui.**

INDICE

I. GENERALIDADES	3
I.1. AGRADECIMIENTOS	3
I.2. INTERES Y OBJETIVOS	5
I.3. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA	6
I.3-1. LOCALIZACION GEOGRAFICA	6
I.3-2. LOCALIZACION GEOLOGICA	7
I.3-2.a. Algarve (Sur de Portugal)	7
I.3-2.b. Prebético	7
I.4. EL CONTEXTO GEOLOGICO EN LAS AREAS DE ESTUDIO	11
I.4-1. ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)	11
I.4-1.a. Sector Meridional	11
I.4-1.b. Sector Septentrional	11
I.4-2. PREBETICO	13
I.4-2.a. Prebético Externo	13
I.4-2.b. Prebético Interno	14
I.5. METODOLOGIA DE TRABAJO	17
I.6. ANTECEDENTES	19
I.6-1. ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)	19
I.6-2. PREBETICO	21
I.6-2.a. Prebético Central	21
I.6-2.b. Prebético Oriental	23
II. LOS PERFILES ESTUDIADOS	29
II.1. DESCRIPCION Y MICROFACIES	29
II.1-1. SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)	29
II.1-1.a. Perfiles seleccionados	29
II.1-1.a.1. Perfil de Rocha-Pozo (RP)	29
II.1-1.a.2. Perfil de Vale da Burra (VB)	32
II.1-1.b. Perfiles complementarios	33
II.1-1.b.1. Perfil de Peral (P)	34
II.1-1.b.2. Perfil de Goldra (G)	35
II.1-1.b.3. Perfil de Cabreiras (C)	35
II.1-1.b.4. Perfil de Cotovio (CO)	35
II.1-2. PREBETICO CENTRAL	36
II.1-2.a. Perfiles seleccionados	36
II.1-2.a.1. Perfil de Puerto Lorente (PL)	36
II.1-2.a.2. Perfil de Segura de la Sierra (SS)	39
II.1-2.a.3. Perfil de Navalperal (NV)	41
II.1-2.b. Perfiles complementarios	44
II.1-2.b.1. Perfil de Riogazas-Chorro (RG-CH)	44
II.1-2.b.2. Perfil de Burunchel (BU)	44

II.1-3.	PREBETICO ORIENTAL	44
II.1-3.a.	Perfiles seleccionados	44
II.1-3.a.1.	Perfil de Fuente Alamo (FA)	44
II.1-3.a.2.	Perfil de Elche-Férez (EF)	48
II.1-3.b.	Perfiles complementarios	51
II.1-3.b.1.	Perfil de Cáncarix (CA)	51
II.1-3.b.2.	Perfil del Entredicho (E)	51
II.2.	ANALISIS GRANULOMETRICO	52
II.2-1.	SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)	53
II.2-1.a.	Perfil de Rocha-Pozo	53
II.2-1.b.	Perfil de Vale da Burra	53
II.2-2.	PREBETICO CENTRAL	54
II.2-2.a.	Perfil de Puerto Lorente	54
II.2-2.b.	Perfil de Riogazas-Chorro	56
II.2-2.c.	Perfil de Segura de la Sierra	57
II.2-2.d.	Perfil de Navalperal	58
II.2-3.	PREBETICO ORIENTAL	59
II.2-3.a.	Perfil de Elche-Férez	59
II.2-3.b.	Perfil de Fuente Alamo	59
II.2-4.	ANALISIS COMPARATIVO	62
II.2-4.a.	Oxfordiense superior p.p.	62
II.2-4.b.	Kimmeridgiense inferior	62
II.2-4.b.1.	Zona Platynota	62
II.2-4.b.1a.	Parte basal de la Zona Platynota	62
II.2-4.b.1b.	Parte media de la Zona Platynota	63
II.2-4.b.1c.	Parte superior de la Zona Platynota	63
II.2-4.b.2.	Zona Hypselocyclum	63
II.2-4.b.3.	Zona Divisum	64
II.2-4.c.	Kimmeridgiense medio p.p.	64
II.2-5.	CONCLUSIONES	65
II.3.	ESTUDIO MINERALOGICO	68
II.3-1.	SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)	69
II.3-1.a.	Perfil de Rocha-Pozo	69
II.3-1.a.1.	Análisis mineralógico comparativo	71
II.3-1.b.	Perfil de Vale da Burra	72
II.3-1.b.1.	Análisis mineralógico comparativo	74
II.3-2.	PREBETICO CENTRAL	75
II.3-2.a.	Perfil de Puerto Lorente	75
II.3-2.a.1.	Análisis mineralógico comparativo	75
II.3-2.b.	Perfil de Segura de la Sierra	78
II.3-2.b.1.	Análisis mineralógico comparativo	80
II.3-2.c.	Perfil de Navalperal	81
II.3-2.c.1.	Análisis mineralógico comparativo	82
II.3-3.	PREBETICO ORIENTAL	84
II.3-3.a.	Perfil de Elche-Férez	84
II.3-3.a.1.	Análisis mineralógico comparativo	85
II.3-3.b.	Perfil de Fuente Alamo	88
II.3-3.b.1.	Análisis mineralógico comparativo	88
II.3-4.	ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS PERFILES	91
II.3-4.a.	Mineralogía total	91

II.3-4.b.	Mineralogía de arcillas	92
II.3-4.c.	Cristalinidad de la illita	92
II.3-4.d.	Análisis mineralógico por tramos	93
II.3-5.	INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS	94
II.3-5.a.	Contexto paleoclimático	95
II.3-5.b.	Características paleogeográficas	97
II.3-5.b.1.	Proximalidad/distalidad del área fuente	97
II.3-5.b.2.	Distancia paleogeográfica entre las áreas de depósito	98
II.3-5.b.3.	Morfología del área fuente	98
II.3-5.b.4.	Topografía de la cuenca de depósito	99
II.3-5.c.	Contexto tectónico y eustático en las áreas estudiadas	99
II.4.	ESTUDIO GEOQUIMICO	102
II.4-1.	ANALISIS QUIMICO	102
II.4-1.a.	Algarve Septentrional (Sur de Portugal)	103
II.4-1.a.1.	Perfil de Rocha-Pozo	103
II.4-1.a.2.	Perfil de Vale da Burra	103
II.4-1.b.	Prebético Central	106
II.4-1.b.1.	Perfil de Puerto Lorente	106
II.4-1.b.2.	Perfil de Segura de la Sierra	106
II.4-1.b.3.	Perfil de Navalperal	107
II.4-1.c.	Prebético Oriental	107
II.4-1.c.1.	Perfil de Elche-Férez	107
II.4-1.c.2.	Perfil de Fuente Alamo	107
II.4-1.d.	Interpretación de los resultados	110
II.4-1.d.1.	Elementos de carácter detrítico	110
II.4-1.d.2.	Resto de elementos (Na, Sr, Mn)	115
II.4-1.d.2a.	Sodio	115
II.4-1.d.2b.	Estroncio	116
II.4-1.d.2c.	Manganeso	116
II.4-2.	ANALISIS ISOTOPICO	119
II.4-2.a.	Isótopos de carbono	119
II.4-2.a.1.	Sector Septentrional del Algarve (Sur de Portugal)	120
II.4-2.a.2.	Prebético Central	120
II.4-2.a.3.	Prebético Oriental	120
II.4-2.a.4.	Interpretación de los resultados	121
II.4-2.b.	Isótopos de oxígeno	122
III.	ASPECTOS PALEONTOLOGICOS	127
III.1.	CONSIDERACIONES GENERALES	127
III.2.	SISTEMATICA DE AMMONITES	128
III.2-1.	ABREVIATURAS	128
III.2-2.	CARACTERES ORNAMENTALES DE INTERES EN EL ESTUDIO SISTEMATICO	129
SUPERFAMILIA	HAPLOCERATACEAE	129
FAMILIA	HAPLOCERATIDAE	129
SUBFAMILIA	STREBLITINAE	129
GENERO	STREBLITES	129
	Streblites tenuilobatus (OPPEL)	130
	Streblites sp. ind.	131

SUBFAMILIA TARAMELLICERATINAE	132
GENERO TARAMELLICERAS	132
Subgénero T. (Taramelliceras)	132
T. (T.) sp. gr. compsum (OPPEL)	132
T. sp. ind.	134
Subgénero T. (Metahaploceras)	134
T. (M.) litocerum (OPPEL)	134
T. (M.) subnereus (WEGELE)	137
T. (M.) crassatus (QUENSTEDT)	138
T. (M.) falcula (QUENSTEDT)	140
T. (M.) kobyi wegelei SCHAIRER	141
T. (M.) kobyi kobyi (CHOFFAT)	142
T. (M.) rigidum (WEGELE)	144
T. (M.) sp. gr. kobyi (CHOFFAT)-rigidum (WEGELE)	145
T. (M.) sp. ind.	145
GENERO CRENICERAS	146
Creniceras dentatum (REINECKE)	146
FAMILIA GLOCHICERATIDAE	147
SUBFAMILIA GLOCHICERATINAE	147
GENERO GLOCHICERAS	147
Glochiceras sp. ind.	147
Subgénero G. (Glochiceras)	149
G. (G.) nimbatum (OPPEL)	149
Subgénero G. (Lingulaticeras)	150
G. (L.) lingulatum (QUENSTEDT)	150
G. (L.) nudatum (OPPEL)	152
G. (L.) crenosum (QUENSTEDT)	153
Subgénero G. (Coryceras)	155
G. (C.) modestiforme (OPPEL)	155
G. (C.) canale (QUENSTEDT)	156
SUBFAMILIA OCHETOCERATINAE	157
GENERO OCHETOCERAS	157
Ochetoceras sp. ind.	157
Subgénero O. (Ochetoceras)	158
O. (O.) canaliferum (OPPEL)	158
Subgénero O. (Granulochetoceras)	160
O. (G.) cristatum DIETERICH	160
SUPERFAMILIA HAPLOCERATACEAE gen. ind.	161
SUPERFAMILIA PERISPHINCTACEAE	161
FAMILIA ASPIDOCERATIDAE	161
SUBFAMILIA ASPIDOCERATINAE	161
GENERO ASPIDOCERAS	161
Aspidoceras binodum (OPPEL)	162
A. sp. ind.	163
SUBFAMILIA PHYSODOCERATINAE	164
GENERO PSEUDOWAAGENIA	164
Pseudowaagenia micropla (OPPEL)	164
P. sp. ind.	166
GENERO PHYSODOCERAS	167
Physodoceras altenense (D'ORBIGNY)	167
P. sp. ind.	169
GENERO ORTHASPIDOCERAS	169

<i>O. uhlandi</i> (OPPEL)	170
FAMILIA ASPIDOCERATIDAE	171
GENERO Y ESPECIE INDETERMINADOS	171
FAMILIA SIMOCERATIDAE	172
SUBFAMILIA IDOCERATINAE	172
GENERO IDOCERAS	172
<i>I. balderum</i> (OPPEL)	172
<i>I. sautieri</i> (FONTANNES)	173
<i>I. sp. gr. sautieri</i> (FONTANNES)	174
<i>I. sp. ind.</i>	175
GENERO NEBRODITES	176
Subgénero <i>N.</i> (<i>Nebrodites</i>)	176
<i>N. (N.) sp. gr. malletianus</i> (FONTANNES)	176
<i>N. (N.) peltoides</i> (GEMMELLARO)	177
<i>N. (N.) hospes hospes</i> (NEUMAYR)	178
<i>N. (N.) sp. gr. hospes suteri</i> (GEYSSANT)	181
<i>N. (N.) sp. gr. agrigentinum</i> (GEMMELLARO) - <i>doublieri</i> (D'ORBIGNY)	182
<i>N. (N.) sp. ind.</i>	183
<i>Idoceras-Nebrodites sp. ind.</i>	184
Subgénero <i>N.</i> (<i>Mesosimoceras</i>)	185
" <i>N. (M.)" hosingense</i> (FISCHER)	185
<i>N. (M.) sp. gr. herbichi</i> (v. HAUER)- <i>teres</i> (NEUMAYR)	186
<i>N. (M.) sp. ind.</i>	187
FAMILIA ATAXIOCERATIDAE	187
SUBFAMILIA ATAXIOCERATINAE	187
GENERO ORTHOSPHINCTES	188
Subgénero <i>O.</i> (<i>Orthosphinctes</i>)	188
<i>O. (O.) polygyratus</i> (REINECKE)	188
<i>O. (O.) freybergi</i> (GEYER)	191
Subgénero <i>O.</i> (<i>Ardescia</i>)	192
<i>O. (A.) desmoides desmoides</i> (WEGELE)	192
<i>O. (A.) desmoides debelmasi</i> ATROPS	194
<i>O. (A.) nov. sp. gr. desmoides</i> (WEGELE)	195
<i>O. (A.) sp. gr. desmoides quenstedti</i> ATROPS- <i>enayi</i> ATROPS	196
<i>O. (A.) enayi</i> ATROPS	197
<i>O. (A.) proinconditus</i> (WEGELE)	199
<i>O. (A.) sp. cf. proinconditus</i> (WEGELE)	201
<i>O. (A.) nov. sp. aff. proinconditus</i> (WEGELE)	202
<i>O. (A.) thieuloyi</i> ATROPS	203
<i>O. (A.) sp. aff. thieuloyi</i> ATROPS	205
<i>O. (A.) nov. sp. aff. schaireri</i> ATROPS	206
Subgénero <i>O.</i> (<i>Lithacosphinctes</i>)	207
<i>O. (L.) pseudoachilles</i> (WEGELE)	207
<i>O. (L.) sp. cf. subachilles</i> (WEGELE)	209
<i>O. (L.) sp. cf. stromeri</i> (WEGELE)	210
<i>O. (L.) nov. sp. A</i>	211
GENERO ATAXIOCERAS	212
Subgénero <i>A.</i> (<i>Schneidia</i>)	212
<i>A. (S.) guilherandense</i> ATROPS	212
<i>A. (S.) nov. sp. aff. guilherandense</i> ATROPS	213
<i>A. (S.) sp. aff. lussasense</i> ATROPS	215
<i>A. (S.) sp. cf. elmii</i> ATROPS	216

A. (Ataxioceras o Schneidia) sp.	217
Subgénero A. (Parataxiocheras)	217
A. (P.) lothari lothari (OPPEL)	217
A. (P.) hippolytense ATROPS	219
GENERO CRUSSOLICERAS	220
Crussoliceras sp.	220
FORMAS DE POSICION SISTEMATICA INCIERTA	221
GENERO SUTNERIA	221
Sutneria platynota (REINECKE)	221
S. cyclodorsata (MOESCH)	224
S. sp. gr. batalleri (GEYER)	225
III.3. BIOESTRATIGRAFIA	226
III.3-1. CARACTERIZACIONES BIOESTRATIGRAFICAS PREVIAS	226
III.3-1.a. Sector Septentrional del Algarve (Sur de Portugal)	226
III.3-1.a.1. Dataciones previas en los perfiles seleccionados	227
III.3-1.b. Zona Prebética	228
III.3-1.b.1. Dataciones previas en los perfiles seleccionados	230
III.3-1.b.1a Prebético Central	230
III.3-1.b.1b Prebético Oriental	232
III.3-2. PROPUESTA BIO-CRONOESTRATIGRAFICA	233
III.4. ANALISIS TAFONOMICO	248
III.4-1. COMPOSICION	248
III.4-2. CONSERVACION	248
III.4-3. DISTRIBUCION	249
III.4-4. COLONIZACION DE SUBSTRATOS DUROS - PERFORACION	249
III.4-5. INTERPRETACION TAFONOMICA	250
III.4-5.a. Evidencias de transporte	250
III.4-5.b. Acumulación de los restos	250
III.4-5.c. Contaminación	251
III.4-5.d. Procesos secundarios	251
III.5. ANALISIS ICNOLOGICO	252
III.5-1. TRAZAS RECONOCIDAS. ASPECTOS DESCRIPTIVOS	252
III.5-2. TRAZAS FOSILES EN LA SECUENCIA LITOLOGICA ELEMENTAL	257
III.5-3. SIGNIFICADO SEDIMENTOLOGICO Y PALEOECOLOGICO DE LA BIOTURBACION	258
III.5-3.a. Grado de oxigenación del fondo	258
III.5-3.b. Tasa de sedimentación - procesos de erosión/depósito	259
III.5-3.c. Energía del medio	259
III.5-3.d. Consistencia del sedimento	260
III.5-3.e. Abundancia de materia orgánica	260
III.5-3.f. Consideraciones batimétricas	260
III.6. ASOCIACIONES DE MACROINVERTEBRADOS FOSILES. ANALISIS ECOESTRATIGRAFICO	261
III.6-1. CONSIDERACIONES GENERALES	261
III.6-2. ANALISIS ECOESTRATIGRAFICO DE LA SUCESION ESTUDIADA	263
III.6-2.a. Distribución areal de las asociaciones	265
III.6-2.b. Evolución estratigráfica de las asociaciones	269
III.6-2.b.1. Zona Platynota	273

III.6-2.b.2. Zona Hypselocyclum	274
III.6-2.b.3. Zona Divisum	276
III.6-2.b.4. Zona Acanthicum p.p. (Kimmeridgiense medio)	277

IV. ANALISIS DE LA RITMICIDAD Y ANALISIS SECUENCIAL 281

IV.1. ANALISIS DE LA RITMICIDAD	281
IV.1-1. CARACTERISTICAS GENERALES	281
IV.1-2. ANALISIS DE LA RITMICIDAD EN LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS ..	283
IV.1-2.a. Características generales	283
IV.1-2.b. Consideraciones previas	286
IV.1-2.b.1. La tectónica y la eustasia	286
IV.1-2.b.2. La bioestratigrafía	287
IV.1-2.c. Cálculo de la periodicidad	287
IV.1-2.d. Metodología	289
IV.1-2.d.1. Observaciones de campo	289
IV.1-2.d.2. Análisis matemático	290
IV.1-2.d.2a. Cálculo de los estadísticos básicos	290
IV.1-2.d.2b. Distribución de frecuencias de los espesores	291
IV.1-2.d.2c. Variación secuencial de la variable	293
IV.1-2.d.2d. Análisis espectral	294
IV.1-2.e. Interpretación de los resultados	302
IV.1-3. CONCLUSIONES	304
IV.2. ANALISIS SECUENCIAL	305
IV.2-1. CONCEPTOS BASICOS.TERMINOLOGIA UTILIZADA	305
IV.2-2. ANALISIS DE ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	310
IV.2-2.a. "Procédure inverse"	311
IV.2-2.a.1. Consideraciones sobre la temporización	311
IV.2-2.a.1a. Correlación con la escala biocronoestratigráfica	311
IV.2-2.a.1b. Correlación con la escala de edades absolutas	312
IV.2-2.a.2. Comparación con la propuesta secuencial del grupo Exxon	313
IV.2-2.a.2a. Comparación entre discontinuidades	313
IV.2-2.a.2b. Comparación entre cortejos sedimentarios y parasecuencias	315
IV.2-3. CARACTERIZACION SECUENCIAL DE LA SUCESION ESTUDIADA	321
IV.2-3.a. Caracterización de discontinuidades	322
IV.2-3.a.1. Discontinuidad DVIII	322
IV.2-3.a.2. Discontinuidad DIX	326
IV.2-3.a.3. Discontinuidad DIX-2	328
IV.2-3.a.4. Discontinuidad DX	329
IV.2-3.a.5. Discontinuidad DXI	329
IV.2-3.b. Caracterización de secuencias	330
IV.2-3.b.1. Secuencia K.I (secuencia tectono-eustática)	330
IV.2-3.b.2. Secuencia K.II (secuencia deposicional)	333

V. CONSIDERACIONES SOBRE LA PALEOGEOGRAFIA Y EL MEDIO SEDIMENTARIO 341

V.1. PALEOCLIMATOLOGIA 341

V.2. CONTEXTO TECTONICO 341

V.3.	MORFOLOGIA Y COMPOSICION DEL AREA FUENTE	342
V.4.	CONSIDERACIONES BATIMETRICAS	342
V.5.	PROXIMALIDAD-DISTALIDAD Y TOPOGRAFIA DEL MEDIO DE DEPOSITO	343
V.6.	DISTANCIA ENTRE LAS AREAS DE DEPOSITO	344
V.7.	CARACTERISTICAS HIDRODINAMICAS. ENERGIA DEL MEDIO	344
V.8.	TASA DE SEDIMENTACION-PROCESOS DE EROSION/DEPOSITO	344
V.9.	CONSISTENCIA DEL SUBSTRATO	345
V.10.	GRADO DE OXIGENACION DEL FONDO	345
V.11.	ABUNDANCIA DE MATERIA ORGANICA	345
VI.	CONCLUSIONES GENERALES	349
VI.1.	LITOFACIES Y MEDIO DE DEPOSITO	349
VI.2.	TAFONOMIA	350
VI.3.	BIOTURBACION	350
VI.4.	BIOESTRATIGRAFIA	350
VI.5.	ECOESTRATIGRAFIA	351
VI.6.	ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	351
VI.7.	RITMICIDAD	351
VII.	BIBLIOGRAFIA	355
VIII.	LAMINAS	379

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.- Distribución de las hojas de los mapas topográficos nacional (España) y de los servicios cartográficos del ejército (Portugal), a escala 1:50.000, en las que se encuentran los afloramientos estudiados	6
Fig. 2.- Localización geográfica de los perfiles analizados en el Algarve (Sur de Portugal)	8
Fig. 3.- Localización geográfica de los perfiles analizados en la Zona Prebética	9
Fig. 4.- A: Distribución actual de los materiales del Jurásico superior en el margen Sur de Iberia. B: Localización geológica general de los perfiles seleccionados en el Algarve (Sur de Portugal). C: Localización geológica general de los perfiles seleccionados en la Zona Prebética	10
Fig. 5.- Propuestas de agrupación litoestratigráfica de los materiales del Oxfordiense superior, Kimmeridgiense inferior y Kimmeridgiense medio, en la Zona Prebética	15
Fig. 6.- Representación esquemática de la metodología de trabajo	18
Fig. 7.- Localización geográfica y geológica detallada de los perfiles seleccionados en el Algarve (Sur de Portugal) según Manuppella et al. (1987). Se incluyen los perfiles complementarios cercanos	29
Fig. 8.- Columna litológica y análisis de microfacies en el perfil de Rocha-Pozo	31
Fig. 9.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Vale da Burra	34
Fig. 10.- Localización geográfica y geológica detallada (Acosta, 1989) del perfil de Puerto Lorente (PL)	36
Fig. 11.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Puerto Lorente	38
Fig. 12.- Localización geográfica y geológica detallada (López-Garrido, 1975) de los perfiles de Segura de la Sierra (SS) y Navalperal (NV)	39
Fig. 13.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Segura de la Sierra	40
Fig. 14.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Navalperal	43
Fig. 15.- Localización geográfica y geológica detallada (I.G.M.E., 1984), del perfil de Fuente Alamo (FA)	45
Fig. 16.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Fuente Alamo	47
Fig. 17.- Localización geográfica y geológica detallada (Jerez-Mir, 1980), del perfil de Elche-Férez (EF)	49
Fig. 18.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Elche-Férez	50
Fig. 19.- Características granulométricas en el perfil de Rocha-Pozo	54
Fig. 20.- Características granulométricas en el perfil de Vale da Burra	55
Fig. 21.- Características granulométricas en el perfil de Puerto Lorente	56
Fig. 22.- Características granulométricas en el perfil de Segura de la Sierra	57
Fig. 23.- Características granulométricas en el perfil de Navalperal	58
Fig. 24.- Características granulométricas en el perfil de Elche-Férez	60
Fig. 25.- Características granulométricas en el perfil de Fuente Alamo	61
Fig. 26.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Rocha-Pozo	70
Fig. 27.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Rocha-Pozo	71
Fig. 28.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Rocha-Pozo	71
Fig. 29.- Mineralogía total en el perfil de Rocha-Pozo de acuerdo con los tramos reconocidos	72
Fig. 30.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Rocha-Pozo de acuerdo con los tramos reconocidos	72
Fig. 31.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Vale da Burra	73
Fig. 32.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Vale da Burra	74
Fig. 33.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Vale da Burra	74
Fig. 34.- Mineralogía total en el perfil de Vale da Burra de acuerdo con los tramos reconocidos	75
Fig. 35.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Vale da Burra de acuerdo con los tramos reconocidos	75
Fig. 36.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Puerto Lorente	76
Fig. 37.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Puerto Lorente	77

V.3. MORFOLOGIA Y COMPOSICION DEL AREA FUENTE	342
V.4. CONSIDERACIONES BATIMETRICAS	342
V.5. PROXIMALIDAD-DISTALIDAD Y TOPOGRAFIA DEL MEDIO DE DEPOSITO	343
V.6. DISTANCIA ENTRE LAS AREAS DE DEPOSITO	344
V.7. CARACTERISTICAS HIDRODINAMICAS. ENERGIA DEL MEDIO	344
V.8. TASA DE SEDIMENTACION-PROCESOS DE EROSION/DEPOSITO	344
V.9. CONSISTENCIA DEL SUBSTRATO	345
V.10. GRADO DE OXIGENACION DEL FONDO	345
V.11. ABUNDANCIA DE MATERIA ORGANICA	345
VI. CONCLUSIONES GENERALES	349
VI.1. LITOFACIES Y MEDIO DE DEPOSITO	349
VI.2. TAFONOMIA	350
VI.3. BIOTURBACION	350
VI.4. BIOESTRATIGRAFIA	350
VI.5. ECOESTRATIGRAFIA	351
VI.6. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	351
VI.7. RITMICIDAD	351
VII. BIBLIOGRAFIA	355
VIII. LAMINAS	379

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.- Distribución de las hojas de los mapas topográficos nacional (España) y de los servicios cartográficos del ejército (Portugal), a escala 1:50.000, en las que se encuentran los afloramientos estudiados 6

Fig. 2.- Localización geográfica de los perfiles analizados en el Algarve (Sur de Portugal) 8

Fig. 3.- Localización geográfica de los perfiles analizados en la Zona Prebética 9

Fig. 4.- A: Distribución actual de los materiales del Jurásico superior en el margen Sur de Iberia.
 B: Localización geológica general de los perfiles seleccionados en el Algarve (Sur de Portugal).
 C: Localización geológica general de los perfiles seleccionados en la Zona Prebética 10

Fig. 5.- Propuestas de agrupación litoestratigráfica de los materiales del Oxfordiense superior, Kimmeridgiense inferior y Kimmeridgiense medio, en la Zona Prebética 15

Fig. 6.- Representación esquemática de la metodología de trabajo 18

Fig. 7.- Localización geográfica y geológica detallada de los perfiles seleccionados en el Algarve (Sur de Portugal) según Manuppella et al. (1987). Se incluyen los perfiles complementarios cercanos 29

Fig. 8.- Columna litológica y análisis de microfacies en el perfil de Rocha-Pozo 31

Fig. 9.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Vale da Burra 34

Fig. 10.- Localización geográfica y geológica detallada (Acosta, 1989) del perfil de Puerto Lorente (PL) 36

Fig. 11.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Puerto Lorente 38

Fig. 12.- Localización geográfica y geológica detallada (López-Garrido, 1975) de los perfiles de Segura de la Sierra (SS) y Navalperal (NV) 39

Fig. 13.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Segura de la Sierra 40

Fig. 14.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Navalperal 43

Fig. 15.- Localización geográfica y geológica detallada (I.G.M.E., 1984), del perfil de Fuente Alamo (FA) 45

Fig. 16.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Fuente Alamo 47

Fig. 17.- Localización geográfica y geológica detallada (Jerez-Mir, 1980), del perfil de Elche-Férez (EF) 49

Fig. 18.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Elche-Férez 50

Fig. 19.- Características granulométricas en el perfil de Rocha-Pozo 54

Fig. 20.- Características granulométricas en el perfil de Vale da Burra 55

Fig. 21.- Características granulométricas en el perfil de Puerto Lorente 56

Fig. 22.- Características granulométricas en el perfil de Segura de la Sierra 57

Fig. 23.- Características granulométricas en el perfil de Navalperal 58

Fig. 24.- Características granulométricas en el perfil de Elche-Férez 60

Fig. 25.- Características granulométricas en el perfil de Fuente Alamo 61

Fig. 26.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Rocha-Pozo . 70

Fig. 27.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Rocha-Pozo 71

Fig. 28.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Rocha-Pozo 71

Fig. 29.- Mineralogía total en el perfil de Rocha-Pozo de acuerdo con los tramos reconocidos 72

Fig. 30.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Rocha-Pozo de acuerdo con los tramos reconocidos . . . 72

Fig. 31.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Vale da Burra 73

Fig. 32.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Vale da Burra 74

Fig. 33.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Vale da Burra 74

Fig. 34.- Mineralogía total en el perfil de Vale da Burra de acuerdo con los tramos reconocidos 75

Fig. 35.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Vale da Burra de acuerdo con los tramos reconocidos . . 75

Fig. 36.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Puerto Lorente 76

Fig. 37.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Puerto Lorente 77

Fig. 38.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Puerto Lorente	77
Fig. 39.- Mineralogía total en el perfil de Puerto Lorente de acuerdo con los tramos reconocidos	78
Fig. 40.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Puerto Lorente de acuerdo con los tramos reconocidos	78
Fig. 41.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Segura de la Sierra	79
Fig. 42.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Segura de la Sierra	80
Fig. 43.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Segura de la Sierra	80
Fig. 44.- Mineralogía total en el perfil de Segura de la Sierra de acuerdo con los tramos reconocidos	81
Fig. 45.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Segura de la Sierra de acuerdo con los tramos reconocidos	81
Fig. 46.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Navalperal	83
Fig. 47.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Navalperal	84
Fig. 48.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Navalperal	84
Fig. 49.- Mineralogía total en el perfil de Navalperal de acuerdo con los tramos reconocidos	85
Fig. 50.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Navalperal de acuerdo con los tramos reconocidos	85
Fig. 51.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Elche-Férez	86
Fig. 52.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Elche-Férez	87
Fig. 53.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Elche-Férez	87
Fig. 54.- Mineralogía total en el perfil de Elche-Férez de acuerdo con los tramos reconocidos	88
Fig. 55.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Elche-Férez de acuerdo con los tramos reconocidos	88
Fig. 56.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Fuente Alamo	89
Fig. 57.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Fuente Alamo	90
Fig. 58.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Fuente Alamo	90
Fig. 59.- Mineralogía total en el perfil de Fuente Alamo de acuerdo con los tramos reconocidos	91
Fig. 60.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Fuente Alamo de acuerdo con los tramos reconocidos	91
Fig. 61.- Evolución a lo largo del perfil de Rocha-Pozo, del contenido de los elementos químicos seleccionados	104
Fig. 62.- Evolución a lo largo del perfil de Vale da Burra, del contenido de los elementos químicos seleccionados	105
Fig. 63.- Evolución a lo largo del perfil de Puerto Lorente, del contenido de los elementos químicos seleccionados	108
Fig. 64.- Evolución a lo largo del perfil de Segura de la Sierra, del contenido de los elementos químicos seleccionados	109
Fig. 65.- Evolución a lo largo del perfil de Navalperal, del contenido de los elementos químicos seleccionados	111
Fig. 66.- Evolución a lo largo del perfil de Elche-Férez, del contenido de los elementos químicos seleccionados	112
Fig. 67.- Evolución a lo largo del perfil de Fuente Alamo, del contenido de los elementos químicos seleccionados	113
Fig. 68.- Variación del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los perfiles estudiados	124
Fig. 69.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus</i> (REINECKE). Se comparan con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982)	190
Fig. 70.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. gr. desmoides desmoides</i> (WEGELE). Se compara con algunos ejemplares de <i>Orthosphinctes (Ardescia) desmoides desmoides</i> (WEGELE) pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982)	196
Fig. 71.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Orthosphinctes (Ardescia) enayi</i> ATROPS. Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982)	199
Fig. 72.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Orthosphinctes (Ardescia) proinconditus</i> (WEGELE). Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al	

SE Francia (Atrops, 1982)	201
Fig. 73.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Orthosphinctes</i> (<i>Ardescia</i>) <i>thieuloyi</i> ATROPS. Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982)	204
Fig. 74.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Orthosphinctes</i> (<i>Lithacosphinctes</i>) <i>pseudoachilles</i> (WEGELE). Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982)	208
Fig. 75.- Curva de costulación a media vuelta para <i>Ataxioceras</i> (<i>Schneidia</i>) nov. sp. aff. <i>guilherandense</i> ATROPS. Se compara con algunos ejemplares de <i>Ataxioceras</i> (<i>Schneidia</i>) <i>guilherandense</i> nov. sp. ATROPS pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982)	214
Fig. 76.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Rocha-Pozo	238
Fig. 77.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Vale da Burra	239
Fig. 78a.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Puerto Lorente	240
Fig. 78b.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Puerto Lorente	241
Fig. 79a.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Segura de la Sierra	242
Fig. 79b.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Segura de la Sierra	243
Fig. 80.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Navalperal	244
Fig. 81.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Elche-Férez	245
Fig. 82.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Fuente Alamo	246
Fig. 83.- Correlación entre los perfiles seleccionados	247
Fig. 84.- Configuración paleogeográfica y fisiografía del sector estudiado para el Kimmeridgiense inferior-medio p.p.. Evolución de los espectros promedio (ammonites/resto de macroinvertebrados) a lo largo del intervalo analizado en relación con los cambios del nivel relativo del mar	268
Fig. 85.- Evolución de los espectros de macroinvertebrados durante el intervalo estudiado en los perfiles de Rocha-Pozo (RP) y Vale da Burra (VB)	270
Fig. 86.- Evolución de los espectros de macroinvertebrados durante el intervalo estudiado en los perfiles de Puerto Lorente (PL), Segura de la Sierra (SS) y Navalperal (NV)	271
Fig. 87.- Evolución de los espectros de macroinvertebrados durante el intervalo estudiado en los perfiles de Elche-Férez (EF) y Fuente Alamo (FA)	272
Fig. 88.- Distribución de frecuencias de espesores en los perfiles analizados	292
Fig. 89.- Distribución secuencial de la variable en los perfiles analizados, sin y con alisamiento de los datos	293
Fig. 90.- Análisis espectral de la variable en el perfil de Puerto Lorente	297
Fig. 91.- Análisis espectral de la variable en el perfil de Segura de la Sierra	300
Fig. 92.- Análisis espectral de la variable en el perfil de Fuente Alamo	301
Fig. 93.- Propuestas de evolución secuencial para el Kimmeridgiense inferior s. <i>gallico</i>	320
Fig. 94.- Caracterización secuencial de los perfiles seleccionados	338

INDICE DE TABLAS

Tabla I.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Rocha-Pozo	70
Tabla II.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Vale da Burra	73
Tabla III.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Puerto Lorente	77
Tabla IV.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Segura de la Sierra	80
Tabla V.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Navalperal	84
Tabla VI.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Elche-Férez	87
Tabla VII.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Fuente Alamo	90
Tabla VIIIa.- Concentración de los elementos químicos analizados	117
Tabla VIIIb.- Concentración de los elementos químicos analizados	118
Tabla IX.- Estadísticos básicos en los perfiles analizados.	291
Tabla X.- Periodicidad de los picos seleccionados a partir del análisis espectral de la variable en el perfil de Puerto Lorente	296
Tabla XI.- Periodicidad de los picos seleccionados a partir del análisis espectral de la variable en el perfil de Segura de la Sierra	298
Tabla XII.- Periodicidad de los picos seleccionados a partir del análisis espectral de la variable en el perfil de Fuente Alamo	299
Tabla XIII.- Calibración temporal del Kimmeridgiense <i>s. gallico</i> en diferentes propuestas	312

INDICE DE TERMINOS SISTEMATICOS

Este índice comprende todos los términos sistemáticos utilizados en los capítulos III.2 (Sistemática de ammonites) y III.3 (Bioestratigrafía). Se citan por orden alfabético.

- acanthicum* OPPEL, *Aspidoceras*: 164.
acanthicus OPPEL, *Ammonites*: 162.
acanthicus OPPEL, *Ammonites (Aspidoceras)*: 164.
Acanthosphaerites ROLLIER: 161.
agrigeninum (GEMMELLARO)-*doublieri* (D'ORBIGNY), *Nebroditis (Nebroditis) sp. gr.*: 182, 183, 236, 237, 239, 241.
agrigeninum (GEMMELLARO), *Nebroditis*: 182.
agrigeninum (GEMMELLARO), *Nebroditis (Nebroditis)*: 176, 183, 184.
agrigeninum GEMMELLARO, *Simoceras*: 182.
agrigeninus GEMMELLARO, *Ammonites (Simoceras)*: 182.
agrigeninus (GEMMELLARO), *Nebroditis (Nebroditis)*: 182.
album (QUENSTEDT), *Lithacoceras (Lith.)*: 233.
altenense (D'ORBIGNY), *Aspidoceras*: 167, 168.
altenense D'ORBIGNY, *Aspidoceras gr. Asp.*: 167.
altenense (D'ORBIGNY), *Physdoceras*: 167, 168, 169, 235, 238, 239, 240, 244, 245, 246.
altenense (D'ORB.), *Physdoceras sp. nov. aff.*: 168.
altenense D'ORBIGNY var. *periacensis* FONTANNES, *Aspidoceras cf.*: 167.
altenense D'ORBIGNY-*wolffi* NEUMAYR: 169.
altenensis D'ORB., *Ammonites*: 167.
altenensis D'ORBIGNY, *Ammonites (Aspidoceras)*: 167.
allobrogicus PILLET, *Ammonites (Perisphinctes)*: 178.
Amoeboceras sp.: 227.
argonautoides MAYER, *Ammonites*: 160.
argonautoides (MAYER), *Ochetoceras (Granulochetoceras)*: 160.
Aspidoceras ZITTEL: 161, 163, 164, 235, 236.
Aspidoceratidae ZITTEL: 161, 171, 235.
Aspidoceratinae ZITTEL: 161.
asymmetricum sp. nov. SPATH, *Aspidoceras*: 162.
atavum (OPPEL), *Aspidoceras*: 162.
atavus OPPEL, *Ammonites*: 162.
Ataxioceras FONTANNES: 212, 228, 231, 232, 236.
Ataxioceras (Ataxioceras) FONTANNES: 212, 217, 236.
Ataxioceras (Parataxioceras) SCHINDEWOLF: 212, 217, 229, 236, 238.
Ataxioceras (Schneidia) ATROPS: 195, 212, 215, 217, 227, 235, 236, 238, 243, 245, 246.
Ataxioceratidae BUCKMAN: 187.
Ataxioceratinae SPATH: 128, 129, 187, 233, 234, 235, 236, 237.
ausfeldi (WÜRT.), *Taramelliceras (Metahaploceras) cf.*: 135.
- balderum* (OPPEL), *Idoceras*: 172, 236, 237, 239, 241.
balderum (OPPEL), *Idoceras (Idoceras)*: 172.
balderus OPPEL, *Ammonites*: 172.
balderus QUENSTEDT, *Ammonites cf.*: 178.
balderus OPPEL, *Ammonites (Perisphinctes)*: 172.
Balderus OPPEL, *Idoceras*: 172.
batalleri GEYER, *Sutneria*: 225.

- batalleri* (GEYER), *Sutneria* sp. gr.: 225, 237, 241.
Benetticeras CHECA: 167, 168, 169.
bimammatum (QUENSTEDT), *Epipeltoceras*: 231.
binodum (OPPEL), *Aspidoceras*: 162, 163, 235, 236, 239.
binodum (QUENSTEDT) OPPEL sp., *Aspidoceras* cf.: 162.
binodum (OPPEL), *Physodoceras*: 162.
blondeti ATROPS, *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*): 211.
breviceps (QUENSTEDT), *Perisphinctes* (*Progeronia*): 197.
breviceps (QUENSTEDT), "*Progeronia*" sp. aff. "P.": 197.
- caffisii* (GEMMELLARO): 178.
canale (QUENSTEDT), *Glochiceras* (*Coryceras*): 156, 235, 240.
canaliculatus BUCH, *Ammonites*: 157, 158.
canaliferum canaliferum (OPPEL), *Ochetoceras* (*Ochetoceras*): 158.
canaliferum (OPPEL)-irregulare BERCKHEMER & HÖLDER, *Ochetoceras* sp. gr. *Ochetoceras*: 158.
canaliferum (OPPEL), *Ochetoceras*: 158.
canaliferum (OPPEL), *Ochetoceras* (*Ochetoceras*): 158, 159, 160, 235, 239, 245.
canaliferum (OPPEL), *Ochetoceras* sp. gr. *Ochetoceras*: 158.
canaliferum regulare n. subsp. HÖROLDT, *Ochetoceras* (*Ochetoceras*): 158, 159.
canaliferus OPPEL, *Ammonites*: 158.
cavouri (GEMMELLARO), *Nebroditis* (*Mesosimoceras*): 185.
circumspinosum QUENSTEDT, *Ammonites* (*Aspidoceras*): 167.
circumspinosum QUENSTEDT, *Aspidoceras*: 167.
circumspinosum OPPEL, *Aspidoceras*: 167, 168.
circumspinosum (QUENSTEDT), *Aspidoceras* (*Physodoceras*) aff.: 168.
circumspinosum OPPEL, *Physodoceras*: 168.
circumspinosum (QUENSTEDT), *Physodoceras*: 168.
circumspinosus QUENSTEDT, *Ammonites*: 167.
circumspinosus OPPEL, *Ammonites* (*Perisphinctes*): 167.
collignoni ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*): 212, 213, 215.
compsa OPPEL, *Oppelia*: 132.
compsum franciscanum (FONTANNES), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*): 133.
compsum hemipleurum (FONTANNES), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*): 133.
compsum (OPPEL), *Taramelliceras*: 133, 237.
compsum (OPPEL), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*): 132, 133, 134.
compsum (OPPEL), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) cf.: 133, 227.
compsum (OPPEL), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) sp. gr.: 132, 237, 241.
compsus OPPEL, *Ammonites*: 132.
crassatus (QUENSTEDT), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 138, 142, 235, 238, 239, 242.
crassocostatum n. sp. WEGELE, *Ataxioceras*: 199.
crenatum OPPEL, *Glochiceras* (*Coryceras*): 147.
Creniceras MUNIER-CHALMAS: 146, 147.
crenosum (QUENSTEDT), *Glochiceras* (*Lingulaticeras*): 153, 154, 235, 236, 239, 240.
cristatum n. sp. DIETERICH, *Ochetoceras*: 160.
cristatum DIETERICH, *Ochetoceras*: 160.
cristatum DIETERICH, *Ochetoceras* (*Granulochetoceras*): 160, 235, 238, 244, 245.
cristatum DIETERICH, *Ochetoceras* (*Granulochetoceras*) gr.: 157.
crusoliensis FONTANNES, *Ammonites*: 220.
Crussoliceras ENAY: 220, 227, 234, 236, 237, 238, 241, 244.
cyclodorsata (MOESCH), *Sutneria*: 224, 225, 226, 236, 239, 241.

- cyclodorsata* (MOESCH), *Sutneria* sp. gr.: 237.
cyclodorsatus MOESCH, *Ammonites*: 224.
cyclodorsatus MOESCH, *Ammonites* (*Perisphinctes*): 224.
- dentata* REINECKE, *Oppelia*: 146.
dentatum (REINECKE), *Creniceras*: 146, 235, 244.
dentatus REINECKE, *Ammonites*: 146.
dentatus REINECKE, *Ammonites* (*Oppelia*): 146.
dentatus REINECKE, *Creniceras*: 146.
desmoides WEGELE, *Ataxioceras*: 192.
desmoides WEGELE, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 192, 193, 233.
desmoides debelmasi ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 194, 201, 204, 214, 235, 238.
desmoides debelmasi nov. subsp. ATROPS, *Orthosphinctes* (m. *Ardescia*): 194.
desmoides (WEGELE) *desmoides* ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) cf.: 227.
desmoides desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 192, 193, 194, 196, 235, 238.
desmoides desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. cf.: 242.
desmoides desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. gr.: 235, 240, 242, 244.
desmoides desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (m. *Ardescia*): 193.
Desmoides-Gruppe WEGELE, *Ataxioceras* sp. juv.: 192.
desmoides quenstedtii ATROPS-enayi ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. gr.: 196, 236, 238, 240.
desmoides quenstedtii nov. subsp. ATROPS, *Orthosphinctes* (m. *Ardescia*): 196.
desmoides quenstedtii ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 193, 197, 198, 235, 240.
desmoides quenstedtii ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) aff.: 197.
desmoides quenstedtii ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. gr.: 207.
desmoides n. sp. WEGELE, *Ataxioceras*: 192.
desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) cf.: 193.
desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) nov. sp. gr.: 195, 196, 235, 238, 240, 242.
desmoides (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. gr.: 194, 196, 238, 240.
desmoides WEGELE, *Parataxioceras*: 192.
diastrophum FONTANNES, *Aspidoceras*: 167.
didymoides SCHNEID, *Ataxioceras*: 215.
Divisosphinctes (= *Dichotomoceras*): 230.
doublieri D'ORBIGNY, *Ammonites*: 178, 182.
doublieri D'ORBIGNY, *Ammonites* (*Simoceras*): 178, 182.
doublieri (D'ORBIGNY), *Nebroditites* (*Nebroditites*): 182, 183.
- effrenatum* (FONTANNES), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 219.
eggeri (AMMON), *Lithacoceras* (*Progeronia*): 197.
elmii ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*) cf.: 216.
elmii ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*) sp. cf.: 216, 236, 243.
elmii nov. sp. ATROPS, *Ataxioceras* (m. *Schneidia*): 216.
enayi nov. sp. ATROPS, *Orthosphinctes* (m. *Ardescia*): 196, 197.
enayi ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 191, 197, 199, 235, 238.
enayi ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) nov. sp. aff.: 197.
Euaspidoceras SPATH: 161, 230.
"eumela"-cyclodorsata-batalleri, *Sutneria* sp. gr.: 225.
euomphaloides n. sp. BURCKHARDT, *Aspidoceras*: 162.
evolutum ATROPS, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 219.
evolutus (QUENSTEDT), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*): 197, 198, 211.

evolutus (QUENSTEDT), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) cf.: 227.
evolutus (QUENSTEDT), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) sp. gr.: 236, 238, 240.
excellens SCHNEID, *Ataxioceras*: 215.
exopleurum n. sp. NITZOPOULUS, *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 135.

falcula QUENSTEDT, *Ammonites*: 140.
falcula QUENSTEDT, *Oppelia*: 140.
falcula (QUENSTEDT), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 136, 140, 151, 235, 242, 246.
favaraensis (GEMMELLARO): 178.
Fialar OPPEL, *Ammonites*: 153.
fialar OPPEL, *Ammonites* (*Haploceras*): 150, 152.
fialar (OPPEL), *Glochiceras* (*Lingulaticeras*): 154.
Fialar OPPEL, *Haploceras*: 153.
flexuosa costata QUENSTEDT, *Neumayria* (*Oppelia*): 132.
flexuosus QUENSTEDT, *Ammonites*: 135, 144.
flexuosus crassatus QUENSTEDT, *Ammonites*: 132, 138, 139.
flexuosus falcatus QUENSTEDT, *Ammonites*: 135.
flexuosus gigas QUENSTEDT, *Ammonites*: 132.
flexuosus pinguis (QUENSTEDT), *Taramelliceras*: 230.
fontannesi ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*): 204, 214.
franciscana FONTANNES, *Oppelia*: 132.
freybergi n. sp. GEYER, *Lithacoceras* (*Progeronia*): 191.
freybergi (GEYER), *Orthosphinctes*: 190.
freybergi (GEYER), *Orthosphinctes* (m. *Orthosphinctes*): 191.
freybergi (GEYER), *Orthosphinctes* (m. *Orthosphinctes*) cf.: 191.
freybergi (GEYER), *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*): 191, 235, 238.
freybergi (GEYER), *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*): 191.
frotho (OPPEL), *Streblites*: 131.

galar (OPPEL), *Sutneria*: 223, 225, 233.
garibaldii (GEMMELLARO), *Orthaspidoceras*: 171.
Glochiceras HYATT: 136, 145, 147, 148, 161, 235.
Glochiceras (*Coryceras*) ZIEGLER: 148, 150, 155, 156, 236, 237.
Glochiceras (*Glochiceras*) HYATT: 148, 149, 150, 236, 237.
Glochiceras (*Lingulaticeras*) ZIEGLER: 148, 150, 154, 235.
Glochiceratidae HYATT: 147.
Glochiceratinae HYATT: 147.
grecoi (CANAVAR): 178.
Guentheri OPPEL, *Ataxioceras*: 215.
guentheri (OPPEL), *Ataxioceras* (*Ataxioceras*): 215.
guilherandense ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*): 212, 213, 214, 215, 216, 236, 243.
guilherandense ATROPS, *Ataxioceras* (m. *Schneidia*) cf.: 212.
guilherandense ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*) sp. aff: 236, 243.
guilherandense nov. sp. ATROPS, *Ataxioceras* (m. *Schneidia*): 212, 214.
guilherandense ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*) nov. sp. aff.: 213, 214, 236, 240.
Gregoryceras sp.: 231.

haizmanni n. sp. BURCKHARDT, *Nebroditis*: 179.

- Haplocerataceae* ZITTEL: 129, 161, 235, 236, 237.
Haploceratidae ZITTEL: 129.
haynaldi HERBICH, *Ammonites*: 164.
helenae DE RIAZ, *Perisphinctes* (*Arisphinctes*): 231.
herbichi n. sp. V. HAUER, *Ammonites*: 186.
herbichi (V. HAUER), *Nebroditites* (*Mesosimoceras*): 186.
herbichi (V. HAUER)- *teres* (NEUMAYR), *Nebroditites* (*Mesosimoceras*) sp. gr.: 186, 237, 241, 244.
hippolytense ATROPS, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 218, 219, 220, 236, 240.
hippolytense nov. sp. ATROPS, *Ataxioceras* (m. *Parataxioceras*): 219.
hoelderi ZEISS, *Sutneria*: 224, 225.
holbeini OPPEL, *Ammonites* (*Oppelia*): 132.
holbeini OPPEL, *Oppelia*: 132, 133.
hospes hospes (NEUMAYR), *Nebroditites* (*Nebroditites*): 174, 175, 177, 178, 179, 183, 186, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 242, 243, 244, 245, 246.
hospes hospes (NEUMAYR) morfotipo A, *Nebroditites* (*Nebroditites*): 180, 181.
hospes hospes (NEUMAYR) morfotipo B, *Nebroditites* (*Nebroditites*): 180, 181.
hospes hospes (NEUMAYR) morfotipo C, *Nebroditites* (*Nebroditites*): 180, 181.
hospes hospes (NEUMAYR), *Nebroditites* (*Nebroditites*) sp. gr.: 184.
hospes minor (QUENSTEDT), *Nebroditites*: 181.
hospes NEUMAYR, *Nebroditites* (*Nebroditites*): 181.
hospes NEUMAYR, *Perisphinctes*: 178.
hospes suteri n. subsp. GEYSSANT, *Nebroditites* (*Nebroditites*): 181.
hospes suteri (GEYSSANT), *Nebroditites*: 181.
hospes suteri GEYSSANT, *Nebroditites* (*Nebroditites*): 181.
hospes suteri (GEYSSANT), *Nebroditites* (*Nebroditites*) sp. gr.: 181, 235, 239, 242.
hossingense (FISCHER), "*Nebroditites* (*Mesosimoceras*)": 185, 235, 238, 240, 242, 245, 246.
hossingense FISCHER, *Simoceras*: 185.
hypselocyclus (FONTANNES) *hypselocyclus* ATROPS, *Ataxioceras* (*Ataxioceras*) gr.: 227.
- Idoceras* BURCKHARDT: 172, 175, 184, 236, 237.
Idoceratinae SPATH: 172, 184.
inconditum (FONTANNES), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 192, 199.
inconditus FONTANNES, *Perisphinctes*: 192.
inflatus QUENSTEDT, *Ammonites*: 162.
inflatus binodum QUENSTEDT, *Ammonites*: 162.
inflatus binodus QUENSTEDT, *Ammonites*: 162.
inflatus episcus QUENSTEDT, *Ammonites*: 164.
inflatus macrocephalus QUENSTEDT, *Ammonites*: 167.
inflatus quadrifinalis QUENSTEDT, *Ammonites*: 170.
inflatus reineckii QUENSTEDT, *Ammonites*: 162.
inflatus septemfinalis QUENSTEDT, *Ammonites*: 170.
inflatus sexfinalis QUENSTEDT, *Ammonites*: 170.
iphiceroides WAAGEN, *Aspidoceras*: 162.
iphicerum OPPEL, *Physodoceras*: 162.
iphicerus OPPEL, *Ammonites*: 162.
- jaccardi*, *Alveosepta*: 227, 229.
jaccardi, *Alveosepta* (ex *Pseudocyclammina*): 229.
jaccardi, *Pseudocyclammina*: 229.

jaccardi, *Pseudocyclamina* (*Alveosepta*): 232.

Karreri var. *nodosiuscula* FONTANNES, *Oppelia* sp. cf.: 141.

kobyi gr.: 145.

kobyi kobyi (CHOFFAT), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 142, 144, 145, 235, 238.

kobyi (CHOFFAT), *Metahaploceras*: 141, 142.

kobyi CHOFFAT, *Neumayria*: 142.

kobyi quenstedti HÖLDER, *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 139, 143.

kobyi (CHOFFAT)-*rigidum* (WEGELE), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) sp. gr.: 145, 238.

kobyi (CHOFFAT), *Taramelliceras* (*Metahaploceras?*): 142.

kobyi, *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 138, 139, 142, 143, 144.

kobyi wegelei n. sp. SCHAIRER, *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 141.

kobyi wegelei SCHAIRER, *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 139, 141, 143, 235, 238, 239, 240, 242, 244, 246.

kochi HERBICH, *Oppelia*: 132, 133.

latifasciculatum n. sp. WEGELE, *Ataxioceras*: 218.

lautum SCHNEID, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 192.

lictor FONTANNES, *Ammonites*: 207.

lictor evolutus QUENSTEDT, *Ammonites*: 207.

lictor (FONTANNES), *Lithacoceras* (*Lith.*) sp. ex. gr.: 233.

lingulatum (QUENSTEDT), *Glochiceras* (*Lingulaticeras*): 140, 150, 151, 153, 235, 236, 238, 239, 240.

lingulatus QUENSTEDT, *Ammonites*: 150, 152.

lingulatus canalis QUENSTEDT, *Ammonites*: 156.

lingulatus cf. nudus QUENSTEDT, *Ammonites*: 152.

lingulatus crenosus QUENSTEDT, *Ammonites*: 153.

lingulatus expansus QUENSTEDT, *Ammonites*: 150, 152.

lingulatus laevis QUENSTEDT, *Ammonites*: 149, 156.

lingulatus nudus QUENSTEDT, *Ammonites*: 134.

Lithacoceras sp.: 231.

litocera OPPEL, *Oppelia*: 135.

litoceroides WEGELE, *Oppelia* n. sp. aff.: 141.

litocerum (OPPEL), *Metahaploceras*: 135.

litocerum (OPPEL), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 134, 135, 136, 138, 140, 145, 235, 236, 238, 239, 240, 242, 244, 245, 246.

litocerus OPPEL, *Ammonites*: 134.

longispinum SOWERBY, *Aspidoceras*: 162, 163.

lophotus QUENSTEDT, *Ammonites*: 156.

lorioli ZEISS, *Sutneria* cf.: 224, 225.

lothari OPPEL, *Ammonites*: 217, 218.

lothari OPPEL, *Ammonites* (*Perisphinctes*): 192, 217, 218.

lothari OPPEL, *Ataxioceras*: 218.

lothari (OPPEL), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 218.

lothari gr. OPPEL: 219.

lothari lothari (OPPEL), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 217, 218, 219, 236, 241.

lothari lothari (OPPEL), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) gr.: 219.

lothari lothari (OPPEL), *Ataxioceras* (m. *Parataxioceras*): 218.

lothari lothari (OPPEL) morfotipo A ATROPS, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 218, 220.

lothari lothari (OPPEL) morfotipo B ATROPS, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 219, 220.

lothari lothari (OPPEL) morfotipo C ATROPS, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 219, 220.
Lothari OPPEL, *Perisphinctes*: 218.
Lusitanica, A.: 229.
lussasense ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*): 215, 216.
lussasense ATROPS, *Ataxioceras* (*Schneidia*) sp. aff.: 215, 216, 236, 243.
lussasense nov. sp. ATROPS, *Ataxioceras* (m. *Schneidia*): 215.
Lytoceras sp.: 235, 236.

macerrimus (QUENSTEDT), *Nebroditis*: 181.
macerrimus (QUENSTEDT), *Nebroditis* (*Nebroditis*): 182.
malletianum FONTANNES sp. (*jeune*), *Simoceras* cf.: 178.
malletianus FONTANNES, *Ammonites*: 174, 176.
malletianus (FONTANNES), *Nebroditis*: 174.
malletianus (FONTANNES), *Nebroditis* cf.: 174.
malletianus (FONTANNES), *Nebroditis* (*Nebroditis*) sp. gr.: 176, 177, 235, 242, 244.
marantianus (ORBIGNY), *Ochetoceras*: 230.
microdomus OPPEL, *Ammonites*: 155.
microdomus QUENSTEDT, *Ammonites*: 156.
micropla (OPPEL), *Pseudowaagenia*: 164, 165, 166, 235, 237, 238.
microplum OPPEL, *Aspidoceras*: 164, 165.
microplum (OPPEL), *Aspidoceras* (*Pseudowaagenia*) sp. cf. A. (*Ps.*): 165.
microplus OPPEL, *Ammonites*: 164.
microplus OPPEL, *Ammonites* (*Aspidoceras*): 164.
microplus (OPPEL), *Aspidoceras* (*Pseudowaagenia*): 165.
modestiforme (OPPEL), *Glochiceras* (*Coryceras*): 155, 156, 235, 242, 244, 246.
modestiformis ZIEGLER, *Nebroditis*: 177.
modestiformis OPPEL, *Ammonites*: 155.
monteiroi CHOFFAT, *Perisphinctes*: 231.

Nebroditis BURCKHARDT: 176, 184, 185, 186, 236.
Nebroditis (*Mesosimoceras*) SPATH: 185, 186, 187, 237.
Nebroditis (*Nebroditis*) BURCKHARDT: 176, 183, 235, 236, 237.
Nereus FONTANNES, *Oppelia*: 137.
nimbatum (OPPEL), *Glochiceras* (*Glochiceras*): 149, 235, 236, 238, 239, 240, 241, 242, 244, 245, 246.
nimbatus OPPEL, *Ammonites*: 147, 149.
nimbatus OPPEL, *Ammonites* (*Haploceras*): 149.
nov. sp. A ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 203.
nov. sp. A, *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*): 211, 236, 246.
nudatum OPPEL, *Ammonites*: 150.
nudatum (OPPEL), *Glochiceras* (*Lingulaticeras*): 151, 152, 153, 154, 235, 236, 238, 239, 240, 242, 244, 246.
nudocrassatum n. sp. GEYER, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 218.

Ochetoceras HAUG: 157, 158, 160, 235.
Ochetoceras (*Granulochetoceras*) GEYER: 157, 159, 160.
Ochetoceras (*Granulochetoceras*) HÖROLDT: 159.
Ochetoceras (*Ochetoceras*) HAUG: 158.
Ochetoceratinae SPATH: 157.

- oppeli oppeli* GEYER, *Ataxioceras* (*Parataxioceras*): 219.
Orthaspidoceras SPATH: 167, 169.
orthocera D'ORBIGNY, *Ammonites*: 169.
orthocera D'ORBIGNY spec. TOULA, *Aspidoceras* aff.: 170.
Orthosphinctes SCHINDEWOLF: 188, 207, 245.
Orthosphinctes (*Ardescia*) ATROPS: 188, 191, 192, 195, 201, 203, 204, 206, 207, 219, 227, 235, 236, 238, 239, 240, 242, 244, 246.
Orthosphinctes (*Lithacosphinctes*) OLORIZ: 188, 207, 212, 238, 240.
Orthosphinctes (*Orthosphinctes*) SCHINDEWOLF: 188, 191, 192, 203, 238, 240, 242, 246.
oxy-pictus QUENSTEDT, *Ammonites*: 158.
- palissyianum* (FONTANNES), *Ochetoceras* (*Ochetoceras*): 159.
palissyianum FONTANNES, *Ochetoceras* (*Ochetoceras*) gr.: 158.
peltoidium GEMMELLARO, *Simoceras*: 177.
peltoides (GEMMELLARO), *Nebroditis* (*Nebroditis*): 177, 237, 241.
perarmatus (SOW.), *Euaspidoceras*: 231.
perayensis ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 207.
Perisphinctaceae STEINMANN: 161.
Phylloceras sp.: 235, 236.
Physodoceras HYATT: 166, 167, 169, 235, 236.
Physodoceratinae SCHINDEWOLF: 164.
pictus QUENSTEDT, *Ammonites*: 158.
pictus QUENSTEDT, *Ammonites* cf.: 158.
pictus costatus QUENSTEDT, *Ammonites*: 130.
planula gigas QUENSTEDT, *Ammonites*: 178.
planulafurca QUENSTEDT, *Ammonites*: 177.
planulatum BERCKHEMER, *Glochiceras* (*Lingulaticeras*) gr.: 151.
planulatum (QUENSTEDT), *Lithacoceras* (*Lithacoceras*): 207.
planulatum (QUENSTEDT), *Lithacoceras* (*Lithacoceras*) aff.: 207.
planulatus comprimatus SCHLOTHEIM, *Ammonites*: 217.
platynota (REINECKE) morfotipo A SCHAIRER, *Sutneria*: 223.
platynota (REINECKE) morfotipo B SCHAIRER, *Sutneria*: 223.
platynota (REINECKE) morfotipo C SCHAIRER, *Sutneria*: 223.
platynota (REINECKE), *Sutneria*: 128, 215, 221, 222, 223, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 232, 233, 234, 235, 238, 239, 240, 242, 243, 244, 245, 246.
platynota (REINECKE), *Sutneria* gr.: 227.
platynota (REINECKE), *Sutneria* (*Sutneria*): 221.
platynotus (REINECKE), *Ammonites*: 221.
platynotus REINECKE, *Ammonites* (*Perisphinctes*): 221.
platynotus REINECKE, *Nautilus*: 221.
polygyratus (REINECKE), *Ammonites* (*Perisphinctes*): 188.
polygyratus morfotipo colubrinus (REINECKE), *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*): 191, 192, 200, 201.
polygyratus morf. *polylocoides* (GEYER), *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*): 235.
polygyratus (REINECKE) morphotype *pseudopolylocoides* GEYER, *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*): 188.
polygyratus REINECKE, *Nautilus*: 188.
polygyratus (REINECKE), *Orthosphinctes*: 188, 189.
polygyratus (REINECKE), *Orthosphinctes* (m. *Orthosphinctes*): 188, 189.
polygyratus (REINECKE), *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*): 188, 189, 190, 191, 192, 193, 198, 203, 227, 235, 238, 246.
polygyratus (REINECKE), *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) aff.: 188.

polygyratus pseudopolyplocoides (GEYER), *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*): 198, 238.
polygyratus (REINECKE), *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*): 188.
polyplocus breviceps (QUENSTEDT), *Ataxioceras*: 230.
praenuntians FONTANNES, *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) cf.: 233.
proinconditum n. sp. WEGELE, *Ataxioceras*: 199.
proinconditius (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 199, 201, 203, 235, 238, 240, 242, 244, 246.
proinconditus (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) nov. sp. aff.: 202, 203, 235, 238.
proinconditus (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. cf.: 201, 235, 238, 240.
proinconditus (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. gr.: 227, 238.
proinconditus (WEGELE), *Orthosphinctes* (*m. Ardescia*): 199.
pseudoachilles (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*): 198, 207, 208, 210, 211, 236, 238, 244, 246.
pseudoachilles (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) cf.: 227, 238.
pseudoachilles (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) sp. gr.: 207.
pseudoachilles (WEGELE), *Orthosphinctes* (*M. Lithacosphinctes*): 207.
pseudo-Achilles n. sp. WEGELE, *Perisphinctes*: 207.
pseudo-Achilles WEGELE, *Perisphinctes* aff.: 207.
pseudoeffrenatum WEGELE, *Ataxioceras* (*Parataxioceas*): 233.
pseudoflexuosum (FAVRE), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*): 134, 144.
pseudo-holbeini WEGELE, "*Oppelia*": 144.
pseudolictor (CHOFFAT), *Lithoceras* (*Lithoceras*): 207.
pseudolothari GEYER, *Ataxioceras* (*Parataxioceas*): 218.
pseudolothari n. sp. GEYER, *Ataxioceras* (*Parataxioceas*): 218.
pseudomicropium n. sp. BURCKHARDT, *Aspidoceras*: 165.
pseudopolyplocoides GEYER, *Lithoceras* (*Progeronia*): 230.
pseudopolyplocoides n. sp. GEYER, *Lithoceras* (*Progeronia*): 188.
Pseudowaagenia SPATH: 161, 163, 164, 166, 167, 235.
pulchellum SCHNEID, *Ataxioceras* (*Ataxioceras*): 215.

quadrifinalis (QUENSTEDT), *Orthaspidoceras*: 170.
quenstedti HÖLDER, *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 142.

rafaeli (OPPEL), *Aspidoceras* cf.: 170.
randenensis MOESCH, *Ammonites*: 182.
randenensis MOESCH, *Ammonites* cf.: 182.
reineckianus QUENSTEDT, *Ammonites*: 221, 224, 225.
renggeri OPPEL, *Ammonites*: 146.
rhodanicus DORN, *Perisphinctes* aff.: 231.
rigida n. sp. WEGELE, *Oppelia*: 144.
rigidum (WEGELE), *Metahaploceras* (?): 144.
rigidum (WEGELE), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 142, 143, 144, 235, 238.
rigidum (WEGELE), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) sp. aff. T.: 141.
rogoznicensis ZEUSCHNER, *Ammonites*: 161.

sartoriusi (GEMMELLARO), *Nebroditis*: 182.
sartoriusi GEMMELLARO, *Simoceras*: 182.
sautieri FONTANNES, *Ammonites*: 173, 174, 178.
sautieri (FONTANNES), *Idoceras*: 173, 174, 175, 177, 237, 241.
sautieri FONTANNES, *Idoceras* sp. aff. *Idoceras*: 173, 174.

- sautieri* (FONTANNES), *Idoceras* sp. gr.: 174, 235, 240, 242, 244.
sautieri FONTANNES sp. (*jeune*), *Simoceras*: 179.
schaireri ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 193, 194, 195, 201, 203, 206.
schaireri ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) nov. sp. aff.: 206, 236, 238, 239.
schneidi GEYER, *Ataxioceras* (*Parataxioceas*) cf.: 230, 233.
schneidi n. sp. GEYER, *Ataxioceras* (*Parataxioceas*): 199.
semistriatum SCHNEID, *Ataxioceras*: 215.
sesquinosum FONTANNES, *Aspidoceras*: 165.
setatum (SCHNEID), *Virgatosphinctes* (*Virgataxioceas*) cf.: 233.
Simoceratidae SPATH: 172, 184.
Sowerbyceras sp.: 235, 236, 237.
Streblites HYATT: 129, 130, 131, 235, 236.
Streblitinae SPATH: 129.
streblitoides n. sp. WEGELE, *Oppelia*: 137.
striatellum SCHNEID, *Ataxioceras* (*Ataxioceras*): 215.
strombecki OPPEL, *Ammonites*: 134.
Stromeri n. sp. WEGELE, *Ataxioceras*: 199, 210.
stromeri (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*): 212.
stromeri (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) sp. cf.: 210, 236, 244.
stromeri (WEGELE), *Orthosphinctes* (*M. Lithacosphinctes*): 210.
subachilles (WEGELE), *Lithacoceras* (*Lithacoceras*): 209.
subachilles (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*): 209.
subachilles (WEGELE), *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) sp. cf.: 209, 236, 238.
sub-Achilles n. sp. WEGELE, *Perisphinctes*: 209.
subfascicularis D'ORBIGNY, *Ammonites*: 192.
subinvolutum (SIEMIRADZKI), *Ataxioceras* (*Ataxioceras*): 215.
subnereus (WEGELE), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*): 137, 139, 235, 238, 239, 240, 244.
subnereus (WEGELE), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) cf.: 137.
subnereus (WEGELE), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) sp. aff.: 138.
sub-Nereus n. sp. WEGELE, *Oppelia*: 137.
sub-Nereus WEGELE, *Oppelia* n. sp. aff.: 141.
Sutneria ZITTEL: 129, 221, 224, 226, 231, 236.

Taramelliceras DEL CAMPANA: 132, 134, 235, 236, 237.
Taramelliceras (*Metahaploceras*) SPATH: 134, 140, 144, 145, 148, 150, 161, 235, 236, 237.
Taramelliceras (*Taramelliceras*) DEL CAMPANA: 132, 145.
Taramelliceratinae SPATH: 132.
tentaculum SCHNEID, *Ataxioceras*: 215.
tenuiculum FONTANNES, *Aspidoceras*: 164.
tenuifalcatum NEUMAYR, *Haploceras*: 152.
tenuilobata OPPEL, *Oppelia*: 130.
tenuilobatus OPPEL, *Ammonites*: 129, 130.
tenuilobatus OPPEL, *Ammonites* (*Oppelia*): 130.
tenuilobatus (OPPEL), *Streblites*: 130, 131, 236, 241.
teres (NEUMAYR), *Nebrodites* (*Mesosimoceras*): 186, 187.
teres NEUMAYR, *Perisphinctes*: 186.
thieuloyi nov. sp. ATROPS, *Orthosphinctes* (*m. Ardescia*): 203.
thieuloyi ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*): 195, 203, 204, 205, 206, 236, 238, 242, 246.
thieuloyi ATROPS, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. aff.: 205, 236, 238, 239, 240, 246.
tiziani OPPEL, *Ammonites*: 188.

- tiziani* (OPPEL), *Orthosphinctes*: 190.
tiziani (OPPEL), *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*): 230.
trachinotum (OPPEL), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*): 133, 134.
trachinotus OPPEL, *Ammonites*: 132.
triplex QUENSTEDT-*pseudopolyplocoides* GEYER, *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) *morfortipo*: 191.
triplicatilis albus (QUENSTEDT), *Perisphinctes*: 231.
- uhlandi* OPPEL, *Ammonites* (*Aspidoceras*): 170.
uhlandi (OPPEL), *Aspidoceras*: 170.
uhlandi (OPPEL), *Aspidoceras* (*Orthaspidoceras*): 170.
uhlandi (OPPEL), *Orthaspidoceras*: 170, 171, 227, 236, 241.
uhlandi OPPEL, *Physodoceras*: 170.
uhlandi OPPEL var. *extuberata* n. var. CANAVARI, *Aspidoceras*: 170.
undulatum HÖROLDT, *Ochetoceras* (*Granulochetoceras*): 160.
- virgatoides* (WEGELE), *Lithacoceras* (*Lithacoceras*): 192.
virguliana, E.: 229.
- wegelei* (SCHAIRER), *Metahaploceras*: 141.
weinlandi OPPEL-*levipictus* FONTANNES, *Streblites*: 131.
wemodingensis WEGELE, *Perisphinctes*: 188.
wenzeli (OPPEL), *Taramelliceras* (*Metahaploceras?*): 135.
wolffi (NEUMAYR), *Physodoceras*: 168.
- zeuschneri zujovici* n. subsp. ANDELKOVICK, *Orthaspidoceras*: 170.

I. GENERALIDADES

I. GENERALIDADES

I.1. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero expresar mi más sincero agradecimiento a Federico Olóriz Sáez, director de esta Tesis, cuyas críticas y recomendaciones, en todo momento constructivas, se ven reflejadas en el resultado final de la investigación. A él quiero agradecer, no sólo la formación que he recibido, fruto de las numerosas e intensas jornadas en las que hemos trabajado juntos, sino la inestimable amistad que en todo momento me ha procurado.

Quiero agradecer la colaboración de mis amigos:

Jesús Caracuel y Juan José Ruiz "still being the computer man"; ambos me han acompañado durante el desarrollo del trabajo, siendo su ayuda de incalculable valor en los momentos finales de la investigación. Victor Ayala, cuyo recuerdo en algunas duras jornadas de campo permanece imborrable, y Pablo Acosta; con ambos he compartido agradables momentos en los pueblos de Cazorla y Segura de la Sierra. Jesús Garrido, Javier Hernández y Luis O'Dogherty que colaboraron en alguna campaña de campo. Daniel Arfztegui, por su ayuda en el plano personal y profesional durante mi estancia en Zürich. A todos aquellos amigos y compañeros que se han interesado por mi trabajo, y cuyos nombres omito por temor a dejarme alguno en la memoria. Espero que todos ellos se den por aludidos.

Al Dr. Juan Antonio Vera, Director del Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, del que he recibido ayuda cuando la he requerido. A la Dra. Asunción Linares que en todo momento se ha interesado por mi trabajo. A los Dres. Miguel Ortega Huertas y Alberto López Galindo; el primero me facilitó la utilización de los medios disponibles en el Dpto. de Mineralogía y Petrología (Univ. Granada), el segundo me asesoró en el análisis mineralógico y geoquímico de las muestras. A los Dres. Mario Chica y Eulogio Pardo, por su buena disposición y ayuda en el análisis estadístico de los datos. A la Dra. M^a Carmen Comas, interesada por mi investigación, que me acogió desde el primer momento en el Proyecto del que era directora.

A la Dra. Beatriz Lopes Marques (Universidade Nova de Lisboa, Portugal). Con ella he compartido gratas jornadas de campo y he establecido una estrecha colaboración que se ha plasmado en un próspero trabajo de equipo. A la Dra. Judith A. McKenzie (E.T.H., Zürich, Suiza) cuya amabilidad se puso de manifiesto en todo momento durante mi estancia en su centro de trabajo; su ayuda facilitó la realización de los análisis isotópicos que se presentan en esta investigación. Al Dr. José Carlos García Ramos (Universidad de Oviedo), con el que he compartido interesantes jornadas de campo en las que encontré una motivación especial para profundizar en el estudio de las ritmitas de plataforma y de las trazas fósiles.

A todos mis compañeros del departamento y en especial los del área de Paleontología que en todo momento se han interesado por mi investigación, facilitando mi trabajo en el departamento. A Socorro y Serafín, su amabilidad y simpatía han estado presentes durante todos estos años.

A mi madre. Nadie como ella sabe lo que significa sobrellevar a un becario durante el desarrollo de la Tesis Doctoral; sin embargo, siempre ha estado ahí cuando la he necesitado. A mi familia, interesándose por mi trabajo y apoyándome hasta el último momento. A Paqui, la incondicional, siempre cerca de mí en los momentos en los que más la necesitaba, sin escatimar su apoyo en ningún instante.

Mi agradecimiento a una serie de instituciones que me han facilitado el trabajo:

- Al Dpto. de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada y al Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (C.S.I.C.-U.G.), que me han ofrecido cobertura económica e infraestructura durante la investigación.

- Al Dpto. de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, en el que se ha podido realizar el análisis mineralógico y geoquímico que se presenta en esta memoria.

- Al Geologisches Institut (E.T.H., Zurich), que puso a mi disposición la infraestructura necesaria durante mi estancia en este centro, y en cuyos laboratorios se ha llevado a cabo el análisis isotópico de las muestras.

- A los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada, donde se han realizado las fotograffas de los fósiles.

- Al Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola de la Universidad de Sevilla, en donde se realizaron los análisis granulométricos.

- A la Agencia del Medio Ambiente (A.M.A.), que me ha proporcionado los permisos necesarios para trabajar en las Sierras de Cazorla y Segura.

A la Junta de Andalucía que me concedió una Beca de Formación de Personal Investigador para la realización de la Tesis Doctoral (Mayo 1989-Abril 1993), así como diversas ayudas para estancias en centros extranjeros.

A los Proyectos PB87-0271 y PB91-0733, ambos de la DGICYT, y al Grupo de Investigación E.M.M.I. (Junta de Andalucía), a través de los cuales se han financiado diversas actividades relacionadas con el desarrollo de la investigación realizada.

I.2. INTERES Y OBJETIVOS

Cuando Federico Olóriz me propuso el tema de Tesis Doctoral me hizo ver que nos enfrentábamos ante un reto bastante importante. El estudio de unas facies "malditas" por su monotonía litológica y escasez en ammonites. Hasta ese momento, en la mayoría de los trabajos, la sucesión rítmica de edad kimmeridgiense había sido estudiada en términos muy generales, en contextos bioestratigráficos o estratigráficos de carácter regional. El análisis de los trabajos anteriores proporcionaba una idea bastante clara y ampliamente reconocida de la ingratitud de los estudios en la ritmita del Kimmeridgiense inferior prebético. En principio el Algarve ofrecería un complemento valioso, al menos para la información paleontológica.

En este planteamiento se obvió la caracterización del medio de depósito ya que, en sus rasgos generales, había sido correctamente interpretado anteriormente. El interés de la investigación se centraba en aumentar el conocimiento sobre el intervalo Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense medio (parte inferior), a partir del estudio detallado de la evolución de los sedimentos y del análisis ecoestratigráfico. Con esta intención se plantea el objetivo de realizar un análisis integrador y multidisciplinar. Los objetivos parciales serían los siguientes:

1- Establecer un esquema bioestratigráfico tan detallado como fuera posible, reconociendo las limitaciones de estas facies. El análisis paleontológico-sistemático posibilitaría la caracterización bioestratigráfica de unos materiales que hasta el momento no poseían una gran precisión cronológica.

2- Analizar las microfacies y controlar la evolución granulométrica de los sedimentos.

3- Reconocer los rasgos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos de la sucesión y su relación con los factores que controlaron el depósito de los sedimentos.

4- Realizar un análisis tafonómico de los restos que pusiera de manifiesto los procesos bioestratigráficos y fosildiagenéticos a los que básicamente estuvieron sometidos los restos de los organismos. De esta manera se pretendería no sólo entender el registro fósil, sino precisar las interpretaciones sobre las condiciones de depósito y paleoecológicas, así como mejorar la estratigrafía en general.

5- Estudiar las trazas de bioturbación y su relación con las condiciones eco-sedimentarias durante el depósito de los sedimentos. Esta información complementarían a la anterior.

6- Realizar un estudio de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles, que permitiera el análisis paleoecológico-ecoestratigráfico, el cual serviría de complemento en las reconstrucciones del medio.

7- Caracterizar la evolución secuencial de la sucesión en términos de estratigrafía secuencial, a partir del estudio de las discontinuidades y secuencias deposicionales reconocidas en el registro sedimentario. Esta caracterización facilitaría la comprensión de la dinámica relacionada con los parámetros que controlaron el medio de depósito.

8- Analizar la ritmicidad de la sucesión, estableciendo su origen y caracterizando los factores que influyeron en su registro. Estos aspectos formarían parte de una fase de investigación posterior de carácter eco-evolutivo.

9- La integración de todos los datos obtenidos en los perfiles seleccionados permitiría reconocer la evolución de los medios deposicional y ecológico en una parte intermedia de la plataforma Sudibérica, durante el intervalo temporal estudiado.

I.3. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

I.3-1. LOCALIZACION GEOGRAFICA

Los afloramientos estudiados, todos ellos en la Península Ibérica, se distribuyen entre el Sur de Portugal (región del Algarve) y el Sur-Sureste de España (provincias de Jaén y Albacete). Los perfiles localizados en el Sur de Portugal se encuentran en las hojas de Faro (nº 53-A) y Albufeira (nº 52-B) del mapa topográfico de los servicios cartográficos del ejército, a escala 1:50.000. Los correspondientes al Sur-Sureste de España se encuentran en las hojas de Cazorla (nº 21-37, 928), Orcera (nº 22-35, 887), Elche de la Sierra (nº 24-34, 867), Isso (nº 25-34, 868) y Montealegre del Castillo (nº 26-32, 818), del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000. En la figura 1 se muestra la distribución de las hojas anteriormente referidas.

La localización precisa de los perfiles y su relación con los principales núcleos urbanos circundantes, carreteras y otros accesos, se presenta en las figuras 2 y 3.

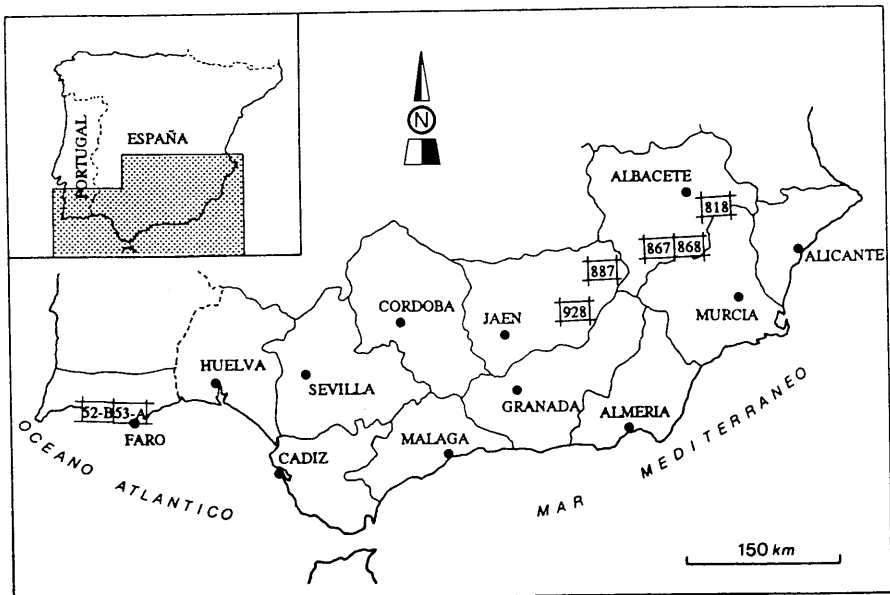


Fig. 1.- Distribución de las hojas de los mapas topográficos nacional (España) y de los servicios cartográficos del ejército (Portugal), a escala 1:50.000, en las que se encuentran los afloramientos estudiados.

I.3-2. LOCALIZACION GEOLOGICA

Desde el punto de vista geológico todos los afloramientos estudiados están compuestos por sedimentos depositados en la plataforma epicontinental que se desarrolló en el margen Sur de Iberia durante el Jurásico superior.

I.3-2.a. Algarve (Sur de Portugal)

El Algarve corresponde, en parte, a una cuenca sedimentaria de unos 150km de longitud y de 13 a 30km de anchura rellena de materiales meso-cenozoicos. Esta cuenca se sitúa en el extremo sur de Portugal, a lo largo de la costa desde Cabo San Vicente hasta la desembocadura del río Guadiana. Según Manupella et al. (1988) "limita al Norte con el zócalo paleozoico y al Sur con el margen pasivo atlántico "s.st." aparecido durante el Jurásico inferior". Su estructura es la de un monoclinado muy extendido, inclinado hacia el Sur, afectado por fallas N-S y sobre todo por dos flexuras longitudinales E-W (Rocha, 1976; Rocha & Marques, 1979). Entre estas flexuras, Sagres-Algoz-Querença-Vila Real y Albufeira-Guilhim-Luz de Tavira, se sitúa una franja de terrenos ligeramente plegados en los que se localizan una serie de afloramientos de edad Oxfordiense-Kimmeridgiense (Marques, 1983), algunos de los cuales han sido seleccionados para esta investigación (Fig.4).

Durante el Oxfordiense-Kimmeridgiense la sedimentación en esta cuenca fue propia de ambientes de plataforma. En general se reconoce una gran variabilidad de facies, que oscilan desde los sedimentos de carácter rítmico caliza-marga; con biohermos, acarreos detríticos, etc., a la sedimentación carbonatada típica de plataformas de aguas someras, litorales a lagunares, con fuertes influencias de carácter continental.

Esta clara diferenciación ha propiciado la caracterización de distintas áreas en la cuenca del Algarve. En la mayoría de los casos, aunque no siempre con el mismo significado, se ha distinguido un sector occidental al Oeste de Lagoa, de otro oriental entre Lagoa y Tavira (Ramalho, 1972-73; Rocha, 1976; Marques, 1983; Ramalho & Rey, 1975; Rosendahl, 1988, entre otros). Ocasionalmente, la cuenca se ha dividido en occidental y central (Rocha & Marques, 1979). Algunas veces, incluso, se ha hecho referencia al Algarve de sotavento o al Algarve centro-oriental, como equivalentes del Algarve oriental (Marques, 1983; Ramalho, 1987; Marques & Olóriz, 1989a). Recientemente Manupella et al. (1988), hacen referencia a la subcuenca-oeste, alto fondo y subcuenca-este.

De las distintas divisiones establecidas, en esta memoria se empleará la propuesta de Marques y Olóriz (1989a), utilizada posteriormente en otros trabajos (Marques & Olóriz, 1989b, 1992; Marques et al., 1992, 1993). Estos autores, en base a la litología y composición faunística de los materiales del Jurásico superior, individualizan los Sectores Septentrional y Meridional en el Algarve (Fig.4), cuyas características se expondrán posteriormente. En concreto, todos los afloramientos estudiados en esta memoria pertenecen al Sector Septentrional.

I.3-2.b. Prebético

Desde el punto de vista geológico la Zona Prebética constituye la parte más externa y septentrional de la Cordillera Bética. Los afloramientos prebéticos reconocidos en superficie ocupan, fundamentalmente, una franja continua desde los alrededores de Pozo Alcón (provincia de Jaén) hasta el Cabo de la Nao (provincia de Valencia). Se registran, asimismo, afloramientos puntuales en los alrededores de Jaén capital (Fig.4).

A grandes rasgos, los afloramientos que constituyen la franja prebética limitan al NE con los materiales de la Cordillera Ibérica, hacia el SW con los sedimentos neógenos que constituyen la depresión del Guadalquivir, al Oeste con la Cobertera Tabular de la Meseta y hacia el Sur con materiales subbéticos.

La continuidad del dominio prebético hacia el SW de Jaén capital es un aspecto discutido en numerosos trabajos. No se reconocen afloramientos prebéticos al oeste de Torre del Campo, y para algunos autores tampoco los sondeos petrolíferos ponen de manifiesto su existencia bajo los sedimentos de la depresión del Guadalquivir (Baena y Jerez-Mir, 1982; Martín-Algarra, 1987, entre otros). Sin embargo, Martín-Algarra (1987, pg.975), no descarta la posibilidad de una "continuación paleogeográfica del Prebético bajo los elementos tectónicos aloctonos, que constituyen la prolongación hacia el O de la plataforma que bordeó el margen meridional del continente de la Meseta durante el Mesozoico y Terciario". El mismo autor reconoce, por sísmica y sondeos, la existencia de los depósitos de esta plataforma en el Golfo de Cádiz. Este hecho parece corroborarse con los datos

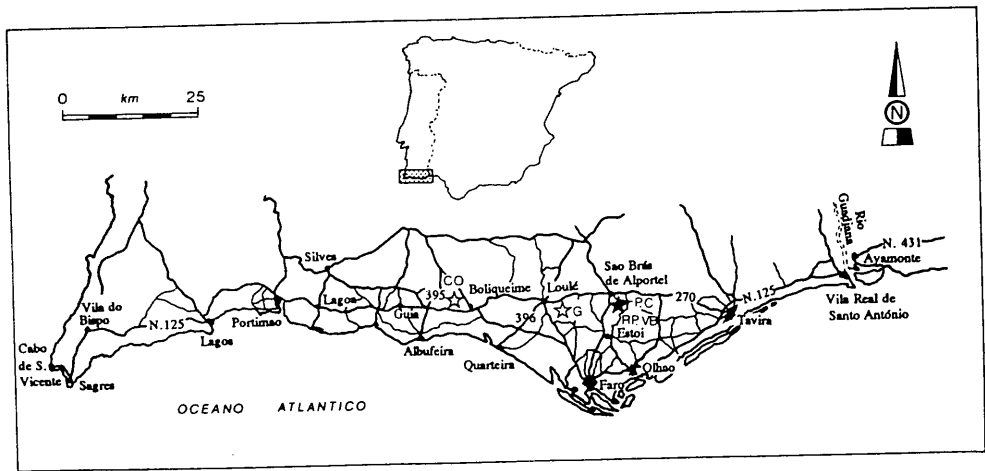


Fig. 2.- Localización geográfica de los perfiles analizados en el Algarve (Sur de Portugal). ★ Perfiles seleccionados; RP.- Rocha-Pozo, VB.- Vale da Burra. ☆ Perfiles complementarios; P.- Peral, C.- Cabreiras, G.- Goldra, CO.- Cotovio.

de sondeos aportados en algunos trabajos (Perconig y Martínez-Díaz, 1977; I.G.M.E., 1987; ver Fig.4). Perconig y Martínez-Díaz (1977) reconocen, incluso, la existencia de una cuenca sedimentaria mesozoica en la proximidad de la costa atlántica, cuyas formaciones conectan con los afloramientos en Portugal Meridional.

En este contexto, Olóriz et al. (1992b), extienden la denominación de Prebético a todos los registros conocidos (superficie y subsuelo) de sedimentos del Jurásico superior pertenecientes a plataformas epicontinentales, que se desarrollaron en el paleomargen suribérico al Este del Algarve (Fig.4). En relación con esto, los autores utilizan la denominación "Prebético Central" para los afloramientos pertenecientes a los sectores de Cazorla y Segura, y "Prebético Oriental" para los reconocidos al este de los anteriores. Esta propuesta es utilizada en esta memoria.

La sedimentación registrada en esta cuenca durante el Oxfordiense-Kimmeridgiense es fundamentalmente detrítico-carbonatada, propia de ambientes someros de plataforma.

La diferenciación de sectores con características estratigráficas y tectónicas particulares dentro de la Zona Prebética ha propiciado su división en dominios y subdominios (ver cuadro de equivalencias y denominaciones en Jerez-Mir (1973), Rodríguez-Estrella (1978) y Baena y Jerez-Mir (1982).

En este trabajo se va a utilizar la diferenciación de Prebético Externo e Interno (Fig.4), propuesta por Jerez-Mir (1973) y posteriormente seguida por algunos autores (García-Hernández, 1978; Rodríguez-Estrella, 1978; Azéma et al., 1979), en ocasiones ligeramente modificada.

Basándonos en esta propuesta, los afloramientos estudiados en el Prebético Externo serían: Puerto Lorente, Riogazas-Chorro y Burunchel en la provincia de Jaén, y el Entredicho, Elche-Férez, Cáncarix y Fuente Alamo en la provincia de Albacete. Los afloramientos pertenecientes al Prebético Interno serían Navalperal y Segura de la Sierra, ambos en la provincia de Jaén.

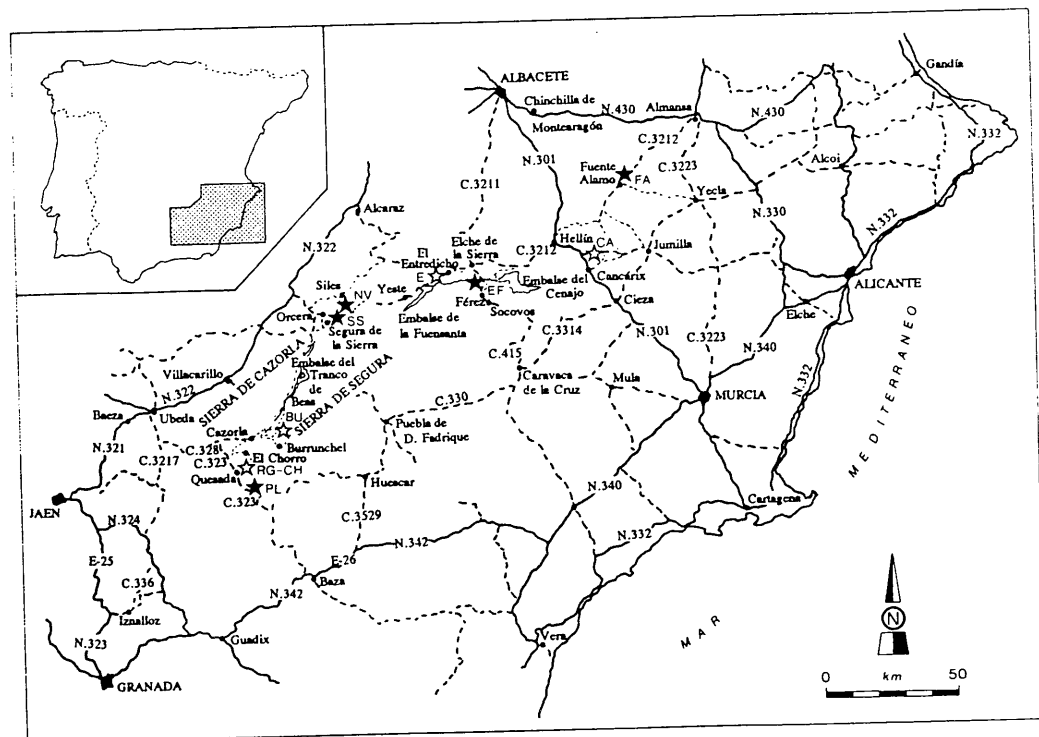


Fig. 3.- Localización geográfica de los perfiles analizados en la Zona Prebética. ★ Perfiles seleccionados; PL.- Puerto Lorente, SS.- Segura de la Sierra, NV.- Navalperal, EF.- Elche-Férez, FA.- Fuente Alamo. ☆ Perfiles complementarios; RG-CH.- Riogazas-Chorro, BU.- Burunchel, E.- El Entredicho, CA.- Cáncarix.

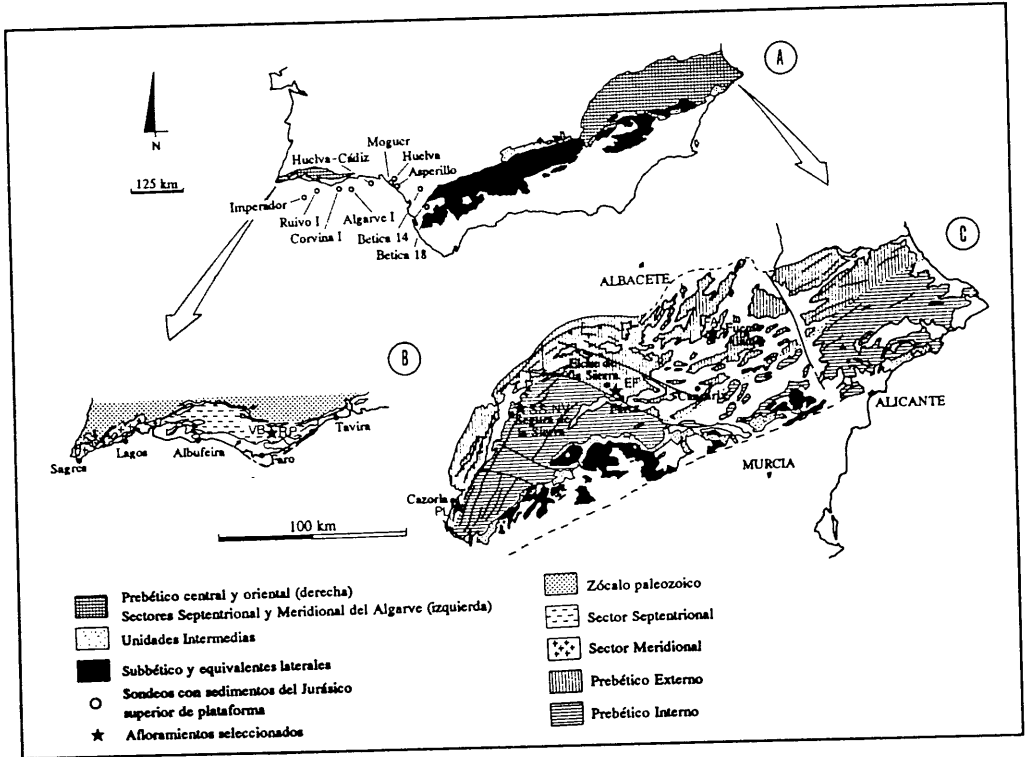


Fig. 4.- A: Distribución actual de los materiales del Jurásico superior en el margen Sur de Iberia. B: Localización geológica general de los perfiles seleccionados en el Algarve (Sur de Portugal). C: Localización geológica general de los perfiles seleccionados en la Zona Prebética. Siglas de los perfiles como en las figuras 2 y 3.

I.4. EL CONTEXTO GEOLOGICO EN LAS AREAS DE ESTUDIO

I.4-1. ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)

Como ha sido apuntado anteriormente, en el Algarve se han diferenciado los denominados sectores Meridional y Septentrional, en base a las características litológicas y faunísticas de los materiales del Jurásico superior (Marques & Olóriz, 1989a). Los rasgos principales de cada uno de estos sectores son los siguientes:

I.4-1.a. Sector Meridional

Marques & Olóriz (1989a) reconocen, en este sector, dos áreas claramente diferenciadas. Por un lado, los afloramientos de superficie localizados al oeste de Lagoa, equivalentes en la mayoría de los casos al Sector Occidental o a la Subcuenca-Este de otros autores. Por otra parte, una zona perforada en la plataforma marina, bien reconocida en la parte centro-oriental del margen continental del Algarve.

Los materiales del Jurásico superior en el Sector Meridional son, en general, los propios de una sedimentación acaecida en ambientes de plataforma carbonatada, con fuertes influencias puntuales de carácter continental en áreas proximales. Estos sedimentos, que puede alcanzar 1000m de potencia, comienzan en la región de Sagres con un nivel de calizas margosas compactas, con nódulos ferruginosos o fosfatados, rico en fragmentos de crinoides y ammonioideos (formas del Calloviense superior al Oxfordiense medio); localmente se reconoce un aspecto conglomerático (Ramalho, 1972; Rocha, 1976). Este horizonte de removilización, datado de edad Oxfordiense medio (Rocha, 1976), se relaciona con una laguna estratigráfica que en ciertos sectores queda patente por discordancias angulares de hasta 30° entre los materiales del Dogger y del Malm.

La sucesión de edad oxfordiense está compuesta por materiales carbonatados, fundamentalmente oobiosparitas (Ramalho, 1981), con gran cantidad de crinoides (Rocha, 1976; Ramalho, 1981).

Durante el Kimmeridgiense inferior los sedimentos son calizo-dolomíticos con crinoides (Rocha, 1976) y calizos compactos, con "cantos negros", a veces incluso de carácter conglomerático (Ramalho, 1972). Esto se relaciona con la progresiva formación de una plataforma carbonatada con sedimentos de aguas someras y fuertes influencias continentales, en la que existe vulcanismo e intrusiones de material básico alcalino (Ramalho & Ribeiro, 1985). Sobre estos materiales existen dolomías y calizas dolomíticas más o menos masivas, a veces con más de 70m de potencia, atribuidas al Kimmeridgiense terminal-base del Portlandiense (Ramalho, 1972).

En líneas generales los restos fósiles son escasos, siendo mayoritariamente los propios de biocenosis arrecifales y pararecifales, con una gran abundancia de crinoides (Ramalho, 1972, 1981; Rocha, 1976). En menores proporciones también existen corales, gasterópodos y braquiópodos, entre otros (Marques & Olóriz, 1989a). Sólo puntualmente se reconocen ammonites del Jurásico superior (Rocha, 1976).

I.4-1.b. Sector Septentrional

Este sector, equivalente al Sector Oriental o Centro-Oriental descrito por algunos autores, está representado en el Algarve únicamente por afloramientos en tierra; al Norte está limitado por una barrera de materiales paleozoicos y al Sur por los sedimentos del Sector Meridional reconocidos en

los sondeos marinos (Marques & Olóriz, 1989a).

La estructuración en bloques del sector, producto posiblemente de movimientos halocinéticos y de la placa ibérica (Manupella et al., 1988), origina la clara diferenciación sedimentaria acaecida durante el Jurásico superior (Marques & Olóriz, 1989a). En los fondos elevados o altos fondos, la sedimentación es fundamentalmente de tipo pararecifal y/o arrecifal (formaciones; **Bioerma da Senhora da Rocha, Calcários de S. Romao y Calcários bioérmicos de Cerro da Cabeça**). En las cuencas subsidentes se depositan sedimentos margoso-calcáreos organizados en secuencias pararítmicas (formación **Calcários margosos e margas do Peral**). En concreto, todos los perfiles estudiados en este trabajo pertenecen a la formación **Calcários margosos e margas do Peral** (Marques, 1983), que se encuentra particularmente bien desarrollada en los alrededores de Peral. Las características más significativas de esta formación son las siguientes:

Está constituida por una alternancia pararítmica de calizas margosas compactas y margas, con un espesor que oscila entre 50 (Marques, 1983, 1985) y 100m (Ramalho, 1985, 1987, 1988).

El límite inferior de la formación se relaciona con una superficie de discontinuidad que corona las sucesiones de edad Calloviense (Rocha & Marques, 1979; Marques, 1983). El límite superior, bastante heterocrono a nivel de cuenca, oscila entre el límite Bimammatum/Planula e Hypselocyclum (Marques, 1983, 1985). En un estudio biostratigráfico posterior, Marques & Olóriz (1992) reconocen el techo de la formación en la parte superior del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

Aunque las alternancias de calizas y margas son el carácter generalizado, localmente durante el Oxfordiense medio-superior, se asiste al máximo de diferenciación litológica (Marques & Olóriz, 1989a). A este respecto destacaríamos los siguientes hechos:

- La presencia, durante las zonas Plicatilis y Transversarium de importantes biohermos de espongiarios y corales (Marques, 1983, 1985) cuyos ejemplares, puntualmente completos y bien conservados (Moinho de Cotovio), pueden llegar a alcanzar tamaños en torno a los 40 cm (Marques et al., 1993).

- La existencia de aportes siliciclásticos con abundantes granos de cuarzo, a veces de gran tamaño, durante las zonas Bifurcatus y Bimammatum (Marques et al., 1993).

- La presencia durante el Oxfordiense superior de niveles calizo-margosos con superficies ferruginizadas endurecidas. Estos horizontes condensados, "hardgrounds" en Marques (1983), corresponden al techo de niveles de resedimentación con abundantes restos fósiles, sin orientación preferencial, normalmente fragmentados y mal conservados (Marques, 1983; Marques et al., 1993).

Los sedimentos correspondientes al Kimmeridgiense inferior p.p., siguen manteniendo el carácter alternante aunque, en general, la sucesión es algo más carbonatada respecto de la sucesión oxfordiense.

Localmente, hacia la parte superior de la formación Peral, en el límite con la formación **Calcários com nódulos e fósseis siliciosos de Jordana** (Marques, 1985), han sido reconocidos importantes biohermos de espongiarios y corales (Marques, 1983, 1985; Ramalho, 1985, 1987, 1988), algunos de ellos, afloramiento de Rocha, estudiados con gran detalle (Ramalho, 1988). Recientemente, Marques & Olóriz (1989b) asignan una edad Hypselocyclum (post Achilles) al intervalo que marca la implantación de las bioconstrucciones.

Respecto de las asociaciones fósiles, la Fm. Peral está mayoritariamente caracterizada por una macrofauna pelágica, esencialmente de ammonoideos, que domina en el conjunto de la fauna en las áreas subsidentes. En aquellas regiones que de manera puntual funcionaron como altos fondos, la asociación es típicamente arrecifal-pararecifal, estando dominada por corales, espongiarios y algas, y menores proporciones de braquiópodos, briozoos, equinodermos y serpúlidos.

Al microscopio las calizas son, en general, pelmicríticas con pequeños granos de cuarzo, glauconita y restos de lignito. Son abundantes, asimismo, las espículas de esponjas y crinoides pelágicos, y más raros, los pequeños foraminíferos (Ramalho, 1985).

En el área estudiada, sobre esta formación se reconoce la formación **Calcários com nódulos e fósseis siliciosos de Jordana** (Marques, 1985 = **Calcários com fósseis siliciosos da Foupana + Calcários com nódulos de sílex da Jordana**, Marques, 1983) y la formación **Calcários bioérmicos de Cerro da Cabeça** (Marques, 1983; Ramalho, 1985 = **Calcários bioconstruidos** en Marques 1985; Ramalho, 1987). Esta última formación, de gran extensión en todo el Algarve, refleja la homogenización progresiva del medio de depósito y de las condiciones ecológicas, lo cual da lugar a la instalación de biohermos de corales. Esta tendencia de somerización iniciada en el Kimmeridgiense inferior-superior, se mantiene y acentúa durante el Cretácico basal, sucediéndose depósitos de facies cada vez más litorales donde la influencia marina va disminuyendo (Rosendahl, 1985 en Rosendahl, 1988; Marques & Olóriz, 1989b). En relación con las asociaciones fósiles, la instalación generalizada de las facies carbonatadas se acompaña durante el Kimmeridgiense, de una disminución de la importancia de los cefalópodos con respecto a los otros macroinvertebrados (Olóriz et al., 1988).

I.4-2. PREBETICO

La división de la Zona Prebética en Prebético Interno y Externo fue propuesta por Jerez-Mir (1973) en base, fundamentalmente, a las características estratigráficas y tectónicas. En líneas generales, los rasgos distintivos entre ambos dominios son: a) El espesor de la cobertera mesozoica, b) la composición de la sucesión estratigráfica en determinados intervalos temporales, y c) el estilo tectónico.

Las subdivisiones de ambos dominios propuestas por algunos autores (Jerez-Mir, 1973; Rodríguez-Estrella, 1978; Baena y Jerez-Mir, 1982), no van a tenerse en cuenta en esta memoria.

I.4-2.a. Prebético Externo

Desde el punto de vista geológico se trata del área más externa de la Zona Prebética. Hacia sectores meridionales este dominio limita con el Prebético Interno, hacia sectores septentrionales limita con la Cobertera Tabular de la Meseta en la parte correspondiente a la Sierra de Cazorla y se extiende hasta contactar con el dominio ibérico en los sectores más orientales. Su desarrollo no es igual a lo largo de toda la Zona Prebética, siendo este dominio mucho más extenso en el sector oriental, sector de Hellín, donde describe un gran arco coincidente con las alineaciones estructurales mayores. Las cuencas sedimentarias se caracterizan, mayoritariamente, por un marcado predominio de las facies marino-lagunares sobre las facies marinas, siendo frecuente la presencia de facies de carácter continental.

Como ha sido puesto de manifiesto en numerosos trabajos, el hecho más significativo desde el punto de vista estratigráfico es el moderado espesor de la cobertera mesozoica, en la que los materiales de edad jurásica predominan frente a los cretácicos, estando ausentes o poco desarrollados los sedimentos del Jurásico terminal, Neocomiense y Paleógeno. En las áreas más orientales las facies son prácticamente análogas a las de la franja externa de la Cordillera Ibérica, siendo la diferencia entre ambos dominios una cuestión de carácter fundamentalmente estructural (Fourcade, 1970; Jerez-Mir, 1973).

La existencia de numerosas fallas, la frecuencia de estructuras en escamas vergentes hacia la Meseta, muy típicas en la Sierra de Cazorla (Dabrio y López-Garrido, 1970; Foucault, 1971a; López-Garrido, 1971) y la escasez de estructuras de plegamiento, caracterizan estructuralmente este dominio. Sin embargo, mientras en las áreas correspondientes a las Sierras de Cazorla y Segura las directrices

estructurales son típicamente béticas, no ocurre lo mismo hacia sectores orientales. Este hecho motivó la caracterización, en estos sectores, de un Prebético Externo o Prebético en sentido amplio, en el que se distinguen unos elementos estructurales "béticos" con orientación propiamente bética, de otros "beti-ibéricos" con orientación ibérica o intermedia entre la propiamente ibérica y la bética (Jerez-Mir, 1973; Rodríguez-Estrella, 1978).

I.4-2.b. Prebético Interno

Este dominio, comprendido entre el Prebético Externo y los materiales subbéticos, corresponde al sector más interno de la Zona Prebética y se caracteriza por el predominio de los episodios marinos sobre aquellos de influencia claramente continental.

Desde el punto de vista estratigráfico y en comparación con el Prebético Externo, destaca el mayor espesor de la cobertera mesozoica, mucho más completa, con materiales del Portlandiense y Neocomiense. Los afloramientos cretácicos predominan sobre los jurásicos, los cuales se localizan hacia la parte septentrional del dominio.

Los rasgos estructurales que identifican al Prebético Interno son las estructuras de plegamiento, cuyas directrices coinciden en general con las propias de las Cordilleras Béticas. También se reconocen fracturas principales que en la mayoría de los casos son fallas normales.

Los sedimentos estudiados en esta memoria (Oxfordiense terminal - Kimmeridgiense inferior) poseen características muy semejantes en toda la Zona Prebética, salvo diferencias de carácter local. Todos ellos pertenecen a la **Formación Lorente**, referida por Pendas (1971, fig.2) para los sedimentos del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior de la columna litológica propuesta para el Prebético en el estudio hidrogeológico "Cazorla-Hellín-Yecla". Sin embargo, al ser inédito el estudio hidrogeológico en el que se ha definido dicha formación, no se puede considerar como unidad litoestratigráfica formal. En la Fig.5 se recogen algunas de las propuestas, fundamentalmente litoestratigráficas, para la agrupación y correlación de estos materiales con la **Formación Lorente**. Asimismo, por su interés en esta memoria también se hace referencia a la **Formación Gallinera**, definida en el mismo estudio hidrogeológico y que Rodríguez-Estrella (1978) dató como Kimmeridgiense medio. En este gráfico no se tienen en cuenta otro tipo de agrupaciones tales como secuencias deposicionales, megasecuencias etc...(García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989; García-Hernández et al., 1989; Rodríguez-Tovar, 1990; Marques et al., 1991) que serán comentadas en posteriores capítulos.

El Oxfordiense superior está compuesto, fundamentalmente, por una sucesión bastante constante de sedimentos carbonatados que localmente tienen aspecto noduloso. En general, no existen grandes cambios laterales de facies ni de espesor, el cual oscila entre los pocos decímetros y la veintena de metros (Fourcade, 1970; Foucault, 1971b; Jerez-Mir, 1973; Azéma et al., 1979; Baena y Jerez-Mir, 1982, entre otros). Es significativa la abundancia de restos fósiles, con una alta proporción de ammonites y belemnites, y frecuentemente con restos de espongiarios (Behmel, 1970; Fourcade, 1970, 1971; Azéma et al., 1971, 1979; Baena y Jerez-Mir, 1982; Acosta et al., 1988; Acosta, 1989). El análisis textural pone de manifiesto la gran abundancia de biomicrofitas aunque también se reconocen, en menor proporción, otro tipo de microfacies como calizas con oncoides, calizas estromatolíticas, etc...(García-Hernández et al., 1979, 1981). Estas microfacies son ricas en foraminíferos (Protoglobigerinas y Nodosariidae) y, en general, en restos de organismos de pequeño

	Pendas (1971)	Fourcade (1970)	Jerez-Mir (1973)	Arias (1978)	Rodríguez-Estrella (1978)	García-Hernández (1978)	Acosta (1989)
KIMMERIDGIENSE MEDIO	Formación Gallinera	Término medio	Conjunto dolomítico o calizo-dolomítico intermedio	Unidad J-3	Tramo 8	Unidad J2	Conjunto litológico Dolomías y calizas
			Conjunto calizo margoso			Unidad J1	
KIMMERIDGIENSE INFERIOR	Formación Lorente	Términos inferiores del Kimmerid.	inferior	Unidad J-2	Tramo 7		Conjunto litológico Ritmita margoso-calcárea
OXFORDIENSE SUPERIOR				Unidad J-1			Tramo 6

Fig. 5.- Propuestas de agrupación litoestratigráfica de los materiales del Oxfordiense superior, Kimmeridgiense inferior y Kimmeridgiense medio, en la Zona Prebética.

tamaño (ammonites, lameribránquios, braquiópodos...).

En algunos casos, la sucesión oxfordiense se encuentra coronada por un nivel de condensación de superficie superior ferruginizada, caracterizado por la alta concentración de restos fósiles, y referido como un "hardground" por algunos autores (Dabrio y López-Garrido, 1970; Foucault, 1971a; Dabrio, 1973; García-Hernández et al., 1981; Acosta et al., 1988; García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989). En otras ocasiones, el techo del Oxfordiense superior se reconoce en una alternancia de margas y margocalizas con rasgos macroscópicos similares a los que caracterizan los sedimentos de la parte basal del Kimmeridgiense inferior (Behmel, 1970; Azéma et al., 1971; Acosta, 1989; Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz et al., 1994).

Las sucesiones suprayacentes presentan una mayor variabilidad de facies. En los sedimentos correspondientes al Kimmeridgiense inferior se reconocen dos tramos claramente diferenciados. La parte basal se compone, mayoritariamente, por un conjunto margoso-arcilloso en el que intercalan algunos niveles de calizas margosas. Este tramo es de espesor variable, alcanza en ocasiones los 30m de potencia, y se caracteriza por la abundancia de ammonites, frecuentemente piritizados, y belemnites.

Sobre estas margas se reconoce, normalmente, una sucesión que alcanza la centena de metros de potencia y se compone por una alternancia de niveles de margas, margocalizas y calizas, cuyo carácter carbonatado aumenta hacia techo.

A grandes rasgos, mientras las margas basales son bastante constantes en toda la Zona Prebética, en la sucesión suprayacente son frecuentes las variaciones laterales de composición y espesor. Así, merece destacar el marcado carácter detrítico (arenoso, calcarenítico) de la parte media-superior de la sucesión kimmeridgiense en los sectores orientales del Prebético (prov. Albacete),

mientras que materiales carbonatados, y en general más homogéneos, caracterizan las sucesiones de las Sierras de Cazorla y Segura.

En general en toda la Zona Prebética se registra un aumento del carácter detrítico (enriquecimiento en areniscas, cuarzo e incluso restos de plantas) y una disminución de las facies marinas hacia el Norte y Oeste, hacia la Meseta. En este sentido se reconoce un aumento del carácter costero, el cual suele ir acompañado de una disminución del espesor de las sucesiones, llegando incluso a desaparecer los sedimentos del Kimmeridgiense inferior en los afloramientos más septentrionales (López-Garrido, 1969, 1971; Dabrio, 1970, 1973; Fourcade, 1970, 1971; Azéma, 1971; Azéma et al., 1971; Rodríguez-Estrella, 1978; García-Hernández y López-Garrido, 1979a; García-Hernández et al., 1979).

Directamente sobre los materiales del Kimmeridgiense inferior se reconocen sedimentos carbonatados, con una gran variedad de facies, a los que se les asigna una edad Kimmeridgiense medio. En general la sucesión es mucho más calcárea que la del Kimmeridgiense inferior, estando compuesta por dolomías masivas que localmente pasan a calizas micríticas y calizas oolíticas u oncolíticas (Fourcade, 1970; López-Garrido, 1971; Jerez-Mir, 1973; García-Hernández, 1978; Rodríguez-Estrella, 1978; Azéma et al., 1979; Acosta, 1989, entre otros). En algunos casos se observan incrementos en la proporción de material detrítico, reconociéndose incluso localmente calizas oobioesparíticas arenosas con cantos de cuarcita, o calizas gravelosas (Fourcade, 1970, 1971; Jerez-Mir, 1973; Arias, 1978; Rodríguez-Estrella, 1978; Azéma et al., 1979). Los espesores pueden alcanzar los 200m, pero se reducen considerablemente hacia la Meseta.

I.5. METODOLOGIA DE TRABAJO

En la figura 6 se muestra una representación esquemática de la metodología empleada en el desarrollo de este trabajo. En los capítulos que se crea conveniente se detallará la metodología utilizada o se hará referencia a aquellos trabajos que poseen una información más concreta sobre el tema en cuestión.

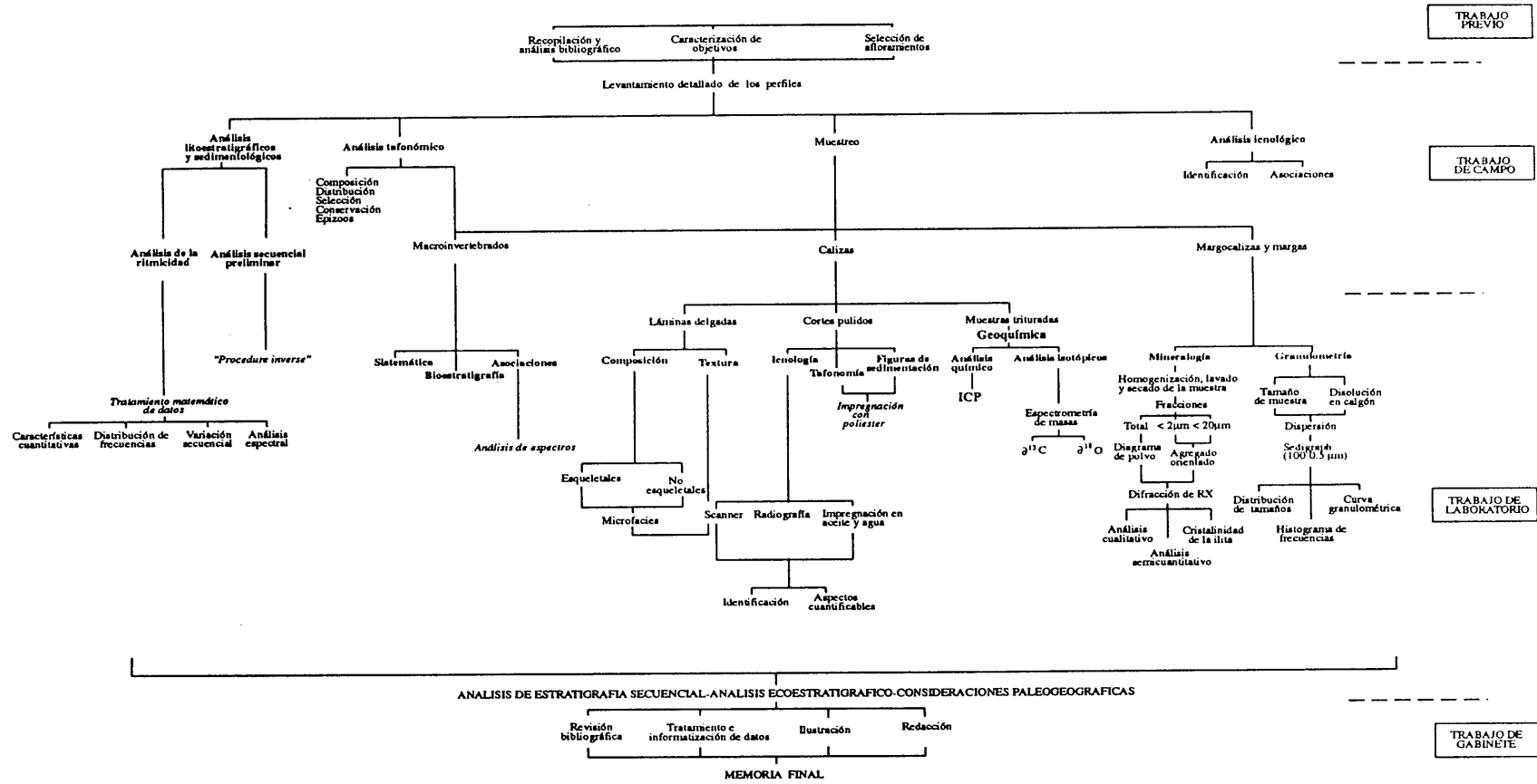


Fig. 6.- Representación esquemática de la metodología de trabajo.

I.6. ANTECEDENTES

Una gran parte de los trabajos previos a esta memoria que abordan el estudio de los materiales de edad Jurásico superior en las áreas estudiadas, se centran principalmente en aspectos bioestratigráficos o estratigráficos de carácter regional.

En este apartado se hará referencia a trabajos publicados fundamentalmente a partir de los años 70, fecha en la que empiezan a ser descritos, o estudiados en detalle, los perfiles analizados en esta memoria. Para publicaciones anteriores remito al lector a los antecedentes que se detallan en algunos de estos trabajos.

No se pretende hacer aquí una descripción minuciosa de cada una de las publicaciones, sino únicamente proporcionar una idea general, válida para las áreas estudiadas. Por este motivo se refieren tanto publicaciones de carácter local, como aquellas que aportan una idea general sobre el área de trabajo o sectores adyacentes. A lo largo del texto, se referirán algunos de estos trabajos para aspectos concretos de la investigación.

I.6-1. ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)

Ramalho (1972-73): Realiza observaciones micropaleontológicas en sedimentos del Malm del Algarve occidental (al oeste de Lagos). Reconoce, a nivel muy general, una serie de formaciones y sus "bio-divisiones", y propone una distribución estratigráfica de los microorganismos del Jurásico superior de facies neríticas.

Ramalho & Rey (1975): Estudian las microfacies del Jurásico terminal (Portlandense) y Cretácico basal de Portugal (Extremadura portuguesa y Algarve), proponiendo una tabla de correlación de los niveles del tránsito Jurásico-Cretácico para la Extremadura portuguesa y el Algarve occidental.

Rocha (1976): De gran interés para el estudio de los sedimentos jurásicos del Algarve occidental (entre C. San Vicente y Sagres). Destaca el estudio lito y cronoestratigráfico realizado, así como la cartografía de las formaciones sedimentarias post-hercénicas.

Rocha & Marques (1979): Presentan una síntesis de las características crono y litoestratigráficas de los sedimentos jurásicos del Algarve, alcanzando interpretaciones sobre la evolución paleogeográfica del área durante este período.

Ramalho (1981): Realiza una nota preliminar sobre las microfacies del Jurásico superior portugués. En este trabajo propone una biozonación y repartición estratigráfica de los principales microorganismos, foraminíferos y algas caráceas, reconocidos en el conjunto de las formaciones carbonatadas de plataforma del Jurásico superior.

Marques (1983): Estudia la estratigrafía, paleobiología (ammonoidea) y paleogeografía del Algarve oriental durante el Oxfordiense-Kimmeridgiense. A partir del análisis de numerosos perfiles diferencia una serie de formaciones litológicas y propone la primera bioestratigrafía detallada, con ammonites, para el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior.

Marques (1984): Básicamente es una síntesis de sus estudios previos (Marques, 1983), en la que presenta la bioestratigrafía del Oxfordiense-Kimmeridgiense del Algarve oriental, a partir del estudio de ammonites del Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior.

Marques (1985): Expone las características litoestratigráficas de los materiales de edad Oxfordiense-Kimmeridgiense en el Algarve, con especial atención a las unidades litoestratigráficas definidas al Este de Algezira.

Ramalho (1985): Estudia las características lito y bioestratigráficas de los materiales de edad jurásico superior en el Algarve oriental. Propone una interesante biozonación para las formaciones de facies poco profundas, basada esencialmente en el estudio de foraminíferos de estructura interna compleja y de algas calcáreas.

Ramalho & Ribeiro (1985): Realizan un estudio lito y bioestratigráfico de los sedimentos mesozoicos del sector de Carrapateira (Algarve occidental), poniendo de manifiesto, por primera vez, la presencia de un vulcanismo máfico de edad kimmeridgiense. Asimismo, describen la evolución tectónica y paleogeográfica del Algarve occidental especialmente durante el Jurásico superior.

Rosendahl (1985): Realiza un detallado estudio de las facies con corales de edad jurásico superior en el Algarve.

Ramalho (1987): Analiza los sedimentos del Jurásico superior pertenecientes a la hoja de FARO (53-A) de la carta geológica de Portugal a escala 1:50.000, sintetizando los rasgos de las unidades litoestratigráficas reconocidas.

Manupella et al. (1988): Esbozan un esquema sobre la tectónica sinsedimentaria de la cuenca del Algarve durante el Jurásico, poniendo de manifiesto la importancia de los principales accidentes tectónicos y la evolución geodinámica del área.

Olóriz et al. (1988): Analizan la composición de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles durante el Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en las áreas de plataforma de Iberia; Sur de Portugal y Cordillera Ibérica, estudiando su relación con el contexto ecosedimentario.

Ramalho (1988): Presenta el descubrimiento y análisis detallado de un tipo particular de biohermo estromatolítico con espongiarios silíceos, asignado al Kimmeridgiense inferior y localizado en los alrededores de S. Brás de Alportel (Algarve oriental). Se ocupa, asimismo, de otro tipo de biohermo muy frecuente en el Malm portugués constituido, entre otros, por estructuras estromatolíticas y corales.

Rosendahl (1988): Realiza un estudio sobre los corales hermatópicos de edad jurásico superior en el Algarve, calibrando su importancia para consideraciones de carácter paleoecológico y estratigráfico.

Marques & Olóriz (1989a): Estudian las características litológicas y de las asociaciones fósiles del Jurásico superior del Algarve, reconociendo dos sectores claramente diferenciados: Septentrional y Meridional. Proponen, asimismo, las trazas esenciales de la evolución del medio durante el Jurásico superior (Oxfordiense medio-Kimmeridgiense).

Marques & Olóriz (1989b): Agrupan los sedimentos de edad jurásico superior del Algarve centro-oriental en megasecuencias y secuencias mayores, en relación con las cuales reconocen una serie de discontinuidades estratigráficas correlacionables con el contexto tectono-eustático.

Marques & Olóriz (1992): Alcanzan una caracterización detallada (litológica, paleontológica) del

techo del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum) en el Algarve oriental. Realizan un estudio sistemático de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) e interpretan la evolución de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles durante esta Zona, en relación con los cambios relativos del nivel del mar.

Marques et al. (1992): Se presenta un estudio lito y bioestratigráfico detallado de los materiales del tránsito entre las Zonas Transversarium y Bifurcatus en el Sector Septentrional del Algarve. El análisis de los espectros faunísticos permite estudiar su evolución durante este intervalo en un contexto ecoestratigráfico.

Marques et al. (1993): Se realiza una interpretación ecoestratigráfica de las asociaciones de macroinvertebrados registradas en el Oxfordiense medio/superior en el Sector Septentrional de la plataforma del Algarve.

I.6-2. PREBETICO

I.6-2.a. Prebético Central

Foucault (1965): Estudia los movimientos de edad "paleocretácica", iniciados quizás en el Portlandiense, en la región del alto Guadalquivir (prov. de Jaén). Asimismo, realiza observaciones lito-bioestratigráficas en los sedimentos reconocidos a techo del Jurásico y en el Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y del Pozo.

López-Garrido (1969): Presenta un avance sobre las características estratigráficas de un sector de la Zona Prebética (región de Chiclana de Segura-río Madera). Estudia fundamentalmente las series mesozoicas, establece sus correlaciones y aporta los primeros datos bioestratigráficos de los sedimentos del Malm. Concluye con un esquema geológico del sector.

Dabrio (1970): Realiza un bosquejo estratigráfico de la región de El Tranco-Pontones-Santiago de la Espada (Zona Prebética, prov. Jaén). Describe y correlaciona las principales series estratigráficas establecidas; Sierra de Cazorla y Sierra del Segura, obtiene conclusiones sobre el medio de depósito y presenta un mapa geológico esquemático de la región.

Dabrio y López-Garrido (1970): Caracterizan la estructura en escamas del sector noroccidental de la Sierra de Cazorla y del borde de la depresión del Guadalquivir. Estudian la evolución de las características estructurales y su interpretación tectónica y aportan un mapa geológico del sector de Beas de Segura-Pantano del Tranco.

Foucault (1971a): Lleva a cabo un análisis detallado de las características estratigráficas y tectónicas de los alrededores del nacimiento del Guadalquivir. En relación con esta memoria, destaca el estudio de los materiales del Jurásico superior de la Zona Prebética reconocidos en ese sector.

Foucault (1971b): Estudia el Prebético y Subbético de Cazorla y Huescar, y resume las características estratigráficas generales de los sedimentos jurásicos.

López-Garrido y Jerez-Mir (1971): Presentan la serie estratigráfica de Navalperal como serie tipo del Mesozoico prebético en la región de Orcera-Siles, describen las lito y biofacies de los diferentes tramos desde el Lias hasta el Senonense, y caracterizan la evolución de la cuenca de depósito.

López-Garrido (1971): Describe la geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén. Realiza una cartografía geológica detallada y analiza la estratigrafía y tectónica del área, diferenciando una serie de unidades y formaciones. Concluye con el análisis sedimentológico de los materiales y la reconstrucción paleogeográfica y geológico-histórica de la cuenca.

Dabrio (1973): Realiza un estudio geológico regional del sector del Alto Segura (Zona Prebética) en el que caracteriza una serie de unidades a partir del análisis de algunos perfiles y de la revisión bibliográfica. Estudia los rasgos sedimentológicos y propone una reconstrucción paleogeográfica y geológico-histórica de la región.

García-Hernández (1978): Presenta un estudio estratigráfico y sedimentológico del Jurásico terminal y Cretácico inferior de las sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). Analiza un gran número de perfiles, estableciendo una biozonación con foraminíferos bentónicos y algas Dasycladáceas para la región estudiada. Interpreta los ambientes de depósito y caracteriza la paleogeografía del área para esa edad.

García-Hernández y López-Garrido (1979a): Presentan unos itinerarios geológicos en las sierras de Cazorla y Segura.

García-Hernández y López-Garrido (1979b): Realizan un análisis detallado de los materiales que caracterizan el tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona Prebética, desde el Kimmeridgiense medio hasta el Valanginiense inferior. Proponen una interpretación sedimentaria y paleogeográfica, así como una biozonación en base a microorganismos.

García-Hernández y López-Garrido (1979c): Analizan el Jurásico de las Sierras de Cazorla y del Pozo, resumiendo sus principales características estratigráficas.

García-Hernández et al. (1979): Caracterizan el Oxfordiense y el Kimmeridgiense inferior de la Zona Prebética. Realizan el análisis de las litofacies y obtienen la primera bioestratigrafía detallada a partir del estudio de las asociaciones fósiles. Asimismo, proponen una interpretación sedimentaria.

García-Hernández et al. (1981): Presentan un estudio sedimentológico, bioestratigráfico y de las asociaciones fósiles de las facies ammonítico rosso del Jurásico superior en la Zona Prebética.

Acosta et al. (1988): Caracterizan los biohermos de esponjas y estromatolitos que se intercalan en los materiales oxfordienses de la Sierra de Cazorla y establecen las distintas etapas de formación en relación con el contexto sedimentario.

Acosta (1989): Realiza un estudio geológico regional en los materiales jurásicos de un sector de la Sierra de Cazorla, al sur de dicha población (prov. Jaén). Se centra en aspectos sedimentológicos y estratigráficos, caracteriza los ambientes de depósito y sintetiza la historia geológica de la región.

Rodríguez-Tovar (1990): Realiza el estudio de la ritmita kimmeridgiense en el Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra). Establece una bioestratigrafía detallada e inicia el análisis mineralógico y granulométrico de los materiales. Estudia la ritmicidad y la organización secuencial de los sedimentos y obtiene información sobre aspectos paleoecológicos y ecoestratigráficos. Concluye con una reconstrucción paleogeográfica del área.

López-Galindo et al. (1991): Presentan la caracterización mineralógica (muestra total y fracción arcilla) de varios perfiles de los sectores de Cazorla y Segura de la Sierra. Integran los datos obtenidos con los estudios sedimentológicos y bioestratigráficos previos, y precisan el conocimiento de la evolución sedimentaria en el área.

Olóriz et al. (1992a): Estudian las alternancias rítmicas caliza-marga de edad kimmeridgiense inferior (Zona Platynota), en los perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra. Ponen de manifiesto su relación con variaciones en los parámetros orbitales y reconocen la influencia de factores locales en la organización secuencial.

Olóriz et al. (1992c): Presentan el primer registro de *Barthelia subbetica* OLORIZ & SCHAIRER en la Zona Prebética, encontrado en el perfil de Riogazas-Chorro.

Olóriz y Rodríguez-Tovar (1992a,b): Presentan el análisis icnológico de la ritmita margoso-calcárea de edad kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético Central (perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra), y precisan las condiciones deposicionales de la secuencia elemental básica.

Olóriz y Rodríguez-Tovar (1992a en prensa): Realizan un minucioso estudio de las icnitas de edad kimmeridgiense inferior y medio en el perfil de Puerto Lorente (Sierra de Cazorla, Prebético Externo) y reconstruyen las condiciones eco-sedimentarias a nivel del substrato.

Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a): Exponen una revisión de la bioestratigrafía de los materiales de edad kimmeridgiense inferior en los perfiles de Segura de la Sierra y Puerto Lorente, con la información adicional del perfil de Navalperal (Prebético Central). El minucioso estudio permite la caracterización a nivel zonal e incluso subzonal.

Olóriz y Rodríguez-Tovar (1993b): Aportan datos relevantes para la caracterización bioestratigráfica e interpretación de los eventos geológicos acaecidos en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el perfil de Puerto Lorente (Prebético Externo).

Olóriz et al. (1992b): Realizan un detallado análisis de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles, junto con observaciones icnológicas y tafonómicas, en varias sucesiones rítmicas caliza-marga de edad kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético Central. Deducen la existencia de gradientes de proximalidad-distalidad y estiman la profundidad de depósito de los sedimentos.

I.6-2.b. Prebético Oriental

Fourcade (1966a): Presenta las características lito-bioestratigráficas del Jurásico superior y Cretácico inferior del anticlinal de las Puntillas (provincia de Murcia), haciendo referencia al área de Fuente Alamo (prov. Albacete).

Fourcade (1966b): A partir del análisis de varios perfiles, incluido el de Fuente Alamo, realiza un estudio preliminar sobre la evolución de algunas facies del Jurásico superior al Este de la provincia de Albacete.

Geister & Geyer (1968): Obtienen una detallada caracterización bioestratigráfica de los materiales del

Jurásico de la Sierra de Corbera (Valencia) a partir del estudio de ammonites. De gran interés, asimismo, por la relación reconocida entre las facies en el sector estudiado y las propias del Prebético de Albacete y del Celtibérico del borde SW de la Cordillera Ibérica.

Behmel (1970): Trabajo básico en el que se presenta una detallada descripción litológica y de facies del Jurásico prebético desde Albacete al Norte de Murcia. Destaca la precisión bioestratigráfica que obtiene para el Jurásico superior en los diferentes perfiles estudiados, algunos de ellos seleccionados en esta memoria.

Fourcade (1970): Realiza un análisis estratigráfico y bioestratigráfico de los sedimentos jurásicos y cretácicos en los confines de las cordilleras Bética e Ibérica, y concluye con una interpretación paleogeográfica del área estudiada. Es de gran importancia la caracterización bioestratigráfica de materiales en los que escasean los restos de macrofauna, obtenida a partir del estudio de foraminíferos bentónicos y de otra serie de microorganismos como algas y ostrácodos.

Jerez-Mir (1971): Analiza las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (provincias de Albacete y Murcia), tanto en la etapa preorogénica como en la orogénica, poniendo de manifiesto la existencia de dos grandes regiones de complejidad estructural muy desigual; regiones prebética externa e interna.

Azéma (1971): Estudia algunas series de edad jurásica en el Prebético oriental entre Cieza y Alicante, y analiza sus relaciones con el Jurásico prebético de regiones cercanas.

Champetier (1971): Describe y correlaciona las facies jurásicas al Este del río Albaida, en las provincias de Valencia y Alicante.

Fourcade (1971): Presenta una síntesis estratigráfica, fundamentalmente de los sedimentos del Malm de la parte oriental de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, que comprende materiales pertenecientes al Prebético y a las cadenas ibéricas. En este trabajo describe las características litológicas de cada uno de los pisos, propone una bioestratigrafía en base a microorganismos, establece una biozonación con foraminíferos bentónicos y por último, presenta un estudio paleogeográfico del área.

Jerez-Mir (1973): Estudia la geología regional de la Zona Prebética, en la Transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Presenta la cartografía geológica detallada, un estudio estratigráfico y de correlación de las series mesozoicas y terciarias, y un análisis de la geología estructural. Propone la división del Prebético en interno y externo, a partir de características estratigráficas y tectónicas marcadamente diferentes.

Linares-Girela (1976): Presenta algunas características estratigráficas de series jurásico-cretácicas en el sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón, al sur de la ciudad de Albacete, completando los datos aportados por Fourcade (1970) para el Jurásico superior.

Azéma (1977): Estudia la geología de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas en los confines de las provincias de Alicante y Murcia, realizando un análisis estratigráfico y tectónico del área, así como un ensayo de reconstrucción paleogeográfica.

Fourcade et al. (1977): Describen la estratigrafía de los materiales del Jurásico superior y Cretácico

inferior de los alrededores de Yeste (Zona Prebética, prov. Albacete). Se presenta el perfil de Baños de Tus como primera referencia al Jurásico superior en este sector del Prebético Interno.

Rodríguez-Estrella (1977a,b): Presenta una síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante a partir del estudio estratigráfico de los materiales jurásico-cretácicos y la descripción de las diferentes estructuras del área.

Arias (1978): Estudia el Jurásico superior y Cretácico inferior del noreste de la provincia de Albacete, en su límite con la de Valencia. En este trabajo presenta los rasgos estratigráficos de los materiales, establece unas unidades litoestratigráficas informales y concluye con la evolución sedimentaria y las características paleogeográficas del área.

Rodríguez-Estrella (1978): Realiza un estudio geológico detallado (estratigrafía y tectónica) del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste, suroeste de la provincia de Albacete, en el que concluye con la caracterización paleogeográfica del área durante el Mesozoico. Expone, asimismo, los rasgos hidrogeológicos principales del sector.

Andeol (1985): Caracteriza desde el punto de vista mineralógico y geoquímico los materiales depositados en torno al límite Jurásico/Cretácico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y propone un modelo de depósito para el margen bético durante este período.

Arias et al. (1988): Estudian la evolución sedimentaria de los sistemas carbonatados aptienses en el límite entre los dominios ibérico y bético, alrededores de la provincia de Albacete, y aportan algunos datos sobre la paleogeografía y evolución del área durante el Jurásico superior.

Pisera (1991): Presenta un análisis preliminar de las megafacies de esponjas en diferentes perfiles de España, entre los que se encuentran los de Pozo Cañada y Fuente Alamo (Zona Prebética, prov. Albacete).

López-Galindo et al. (1992): Analizan la mineralogía del perfil de Fuente Alamo, prov. de Albacete, y proporcionan una revisión preliminar de la bioestratigrafía.

Además de la bibliografía comentada que hace referencia a sectores concretos, existen algunas citas bibliográficas interesantes de carácter regional más amplio:

Azéma et al. (1971): Presentan los grandes rasgos de la distribución de facies en los materiales jurásicos de la parte oriental de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, a partir de datos bibliográficos y de observaciones propias. Concluyen con una síntesis paleogeográfica.

Pendas (1971): En este trabajo se presenta una columna litológica del Prebético, en la que se ubican las distintas formaciones litológicas caracterizadas en el estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla.

Azéma et al. (1979): Realizan una síntesis sobre las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Resumen las características geológicas de los distintos dominios, destacando la distribución de facies y la evolución paleogeográfica durante estos períodos. Aportan un mapa de distribución de unidades en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

Rodríguez-Estrella (1979): Resume las características estratigráficas que definen y diferencian los dominios dentro de la Zona Prebética durante el Jurásico y propone, además, interpretaciones sobre la paleogeografía y geología histórica.

Baena y Jerez-Mir (1982): Realizan un ensayo paleogeográfico desde la Meseta hasta el Maláguide basado en la comparación de numerosas series previamente descritas y en observaciones de campo. Aportan un mapa geológico y otro geotectónico y tectosedimentario de la Zona Prebética.

García-Hernández & López-Garrido (1988) - López-Garrido y García-Hernández (1988): Resumen la evolución de la plataforma prebética durante el Jurásico, a partir de la descripción e interpretación de las secuencias mayores en las que se organizan los sedimentos. Caracterizan la evolución sedimentaria en el contexto de un margen distensivo.

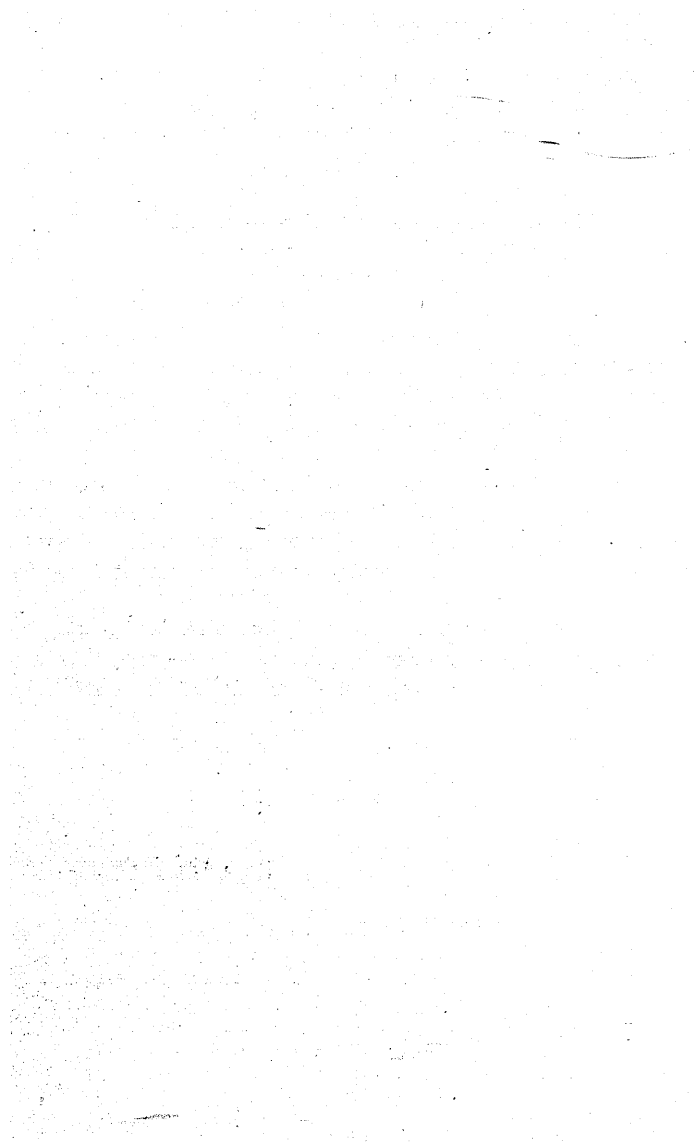
García-Hernández et al. (1989): Estudian las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y realizan el análisis e interpretación de las denominadas megasecuencias jurásicas en las Zonas Prebética y Subbética.

Marques et al. (1991): Presentan un estudio sobre la caracterización y correlación de discontinuidades en el margen suribérico durante el Jurásico superior (principalmente Oxfordiense-Kimmeridgiense) y el Cretácico basal (intra-Berriasense). Comparan el registro de las plataformas epicontinentales frente al de las zonas distales del paleomargen, con atención especial a la interacción tectónica-eustatismo.

Olóriz et al. (1991): Analizan la relación entre la dinámica eco-sedimentaria, inducida por la evolución del nivel relativo del mar, y las respuestas eco-evolutivas de las asociaciones de macroinvertebrados marinos, especialmente ammonites, en los materiales del Jurásico superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense) depositados en el margen suribérico.

Olóriz et al. (1994): Estudian la evolución de las asociaciones fósiles y la estructuración ecostratigráfica durante el desarrollo de un cortejo de alto nivel, reconocido en materiales epicontinentales de edad kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el margen suribérico.

II. LOS PERFILES ESTUDIADOS



II. LOS PERFILES ESTUDIADOS

II.1. DESCRIPCIÓN Y MICROFACIES

II.1-1. SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)

II.1-1.a. Perfiles seleccionados

II.1-1.a.1. Perfil de Rocha-Pozo (RP)

Este perfil, perteneciente a la región de Moncarapacho, se localiza en la hoja de Faro (n° 53-A) del mapa topográfico de los Servicios Cartográficos del ejército a escala 1:50.000 (Fig.1). El afloramiento se sitúa aproximadamente a 4km al SE del pueblo de Sao Brás de Alportel (coordenadas 7°51'37"-37°7'52"), entre las poblaciones de Barracha y Murta (Fig.7). El estudio se ha iniciado en el flanco SE del Cerro da Rocha, en las inmediaciones de un pozo de cota 230m.

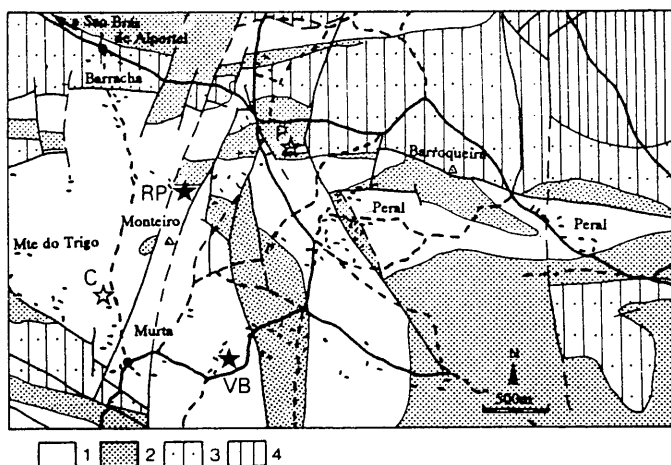


Fig. 7.- Localización geográfica y geológica detallada de los perfiles seleccionados (★) en el Algarve (Sur de Portugal) según Manuppella et al. (1987). Se incluyen los perfiles complementarios (☆) cercanos. **Leyenda:** 1.- Oxfordiense-Kimmeridgiense (Calcários margosos e margas de Peral y Calcários hidráulicos de Loulé). 2.- Oxfordiense-Kimmeridgiense (Calcários com nódulos de sílex de Jordana). 3.- Kimmeridgiense (Calcários bioconstruídos de Cerro da Cabeça). 4.- Kimmeridgiense-Portlandiense.

El perfil posee aproximadamente 50m de potencia. La sucesión, perteneciente en su mayor parte a la formación Calcários margosos e margas de Peral (Fig.7), se compone básicamente de una alternancia de margas y calizas margosas más o menos detríticas en la base, cuyo carácter carbonatado aumenta hacia techo. Es conveniente destacar la abundancia de restos carbonosos, que llegan a

alcanzar un tamaño centimétrico.

La base de la sucesión, correspondiente al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, se sitúa en el interior de una serie alternante desarrollada ya durante el Oxfordiense superior. Este límite se reconoce en la base de una intercalación margosa, de aproximadamente 6m de potencia, bajo la cual se han encontrado los últimos registros de ammonites de edad oxfordiense tardío.

El límite superior de la sucesión se establece en relación con la presencia de gruesos paquetes calizos que evidencian la generalización del carácter carbonatado.

Las características litológicas de la sucesión estudiada se pueden resumir en las siguientes (Fig.8):

- Los primeros 25m, de carácter marcadamente margoso, están compuestos de una alternancia de margas y margocalizas más o menos detríticas. En detalle la sucesión es la siguiente:

. Sobre el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se registra un intervalo margoso de 6m de potencia que intercala algunos estratos margocalizos de diferenciación variable. Destaca un paquete margocalizo de 25cm de potencia reconocido a unos 2m de la base.

. Encima se reconoce un nivel calizo, discontinuo, de 23cm de espesor, al que sigue una ritmita margoso-margosocaliza de unos 5m de potencia. Le sucede una nueva intercalación margosa de aproximadamente 4.5m de espesor.

. Sobre esta se reconoce una alternancia margoso-margosocaliza de aproximadamente 4m de espesor, a la que sucede una intercalación margosa de unos 5m de potencia. A techo aparecen dos niveles margosocalizos-arenosos de 40 y 15cm respectivamente, en los que se han encontrado, hasta el momento, los últimos registros de ammonites pertenecientes a la Zona Platynota. Por este motivo se sitúa, con reservas, el límite superior de la Zona Platynota a techo de estos paquetes, en el contacto entre la ritmita margoso-margosocaliza y los sedimentos arrecifales que se reconocen a continuación (Olóriz et al., 1994).

- Sobre la ritmita se reconoce un intervalo de aproximadamente 15m de potencia, caracterizado por la presencia de biohermos estromatolíticos con espongiarios silíceos. La mala exposición del tramo, consecuencia de la espesa cobertera vegetal y la existencia de fallas, impide un estudio detallado de la evolución vertical y lateral del mismo. Sin embargo, puede diferenciarse la presencia de bioconstrucciones de morfología variable y distribución irregular, cuya composición está dominada por estromatolitos, esponjas silíceas, serpúlidos y foraminíferos bentónicos, y en menores proporciones bivalvos, gasterópodos, corales, etc. Un estudio reciente de las microfácies ha sido realizado por Ramalho (1988). Asimismo, junto con las bioconstrucciones aisladas, se llegan a diferenciar algunos estratos calizos de continuidad variable. Estos estratos, cuya composición es en parte heredada de las bioconstrucciones, llegan a alcanzar los 70cm de potencia.

Tanto los biohermos como los estratos calizos se encuentran englobados en una matriz margosocaliza, de aspecto brechoide, en la que se reconocen derrubios del propio biohermo. El carácter anodulado de la matriz aumenta de manera significativa hacia techo del tramo.

El límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum se sitúa tentativamente en el interior del tramo, aunque la ausencia de restos de ammonites identificables impide su localización precisa.

- A techo de la sucesión se diferencia un tramo de aproximadamente 10m de espesor, caracterizado por el marcado carácter carbonatado. En este tramo aumenta el número de estratos calizos y la potencia individual de estos. Entre los niveles calizos existen intercalaciones margosocalizas de aspecto anodulado, similares a las reconocidas en el tramo anterior. A base de

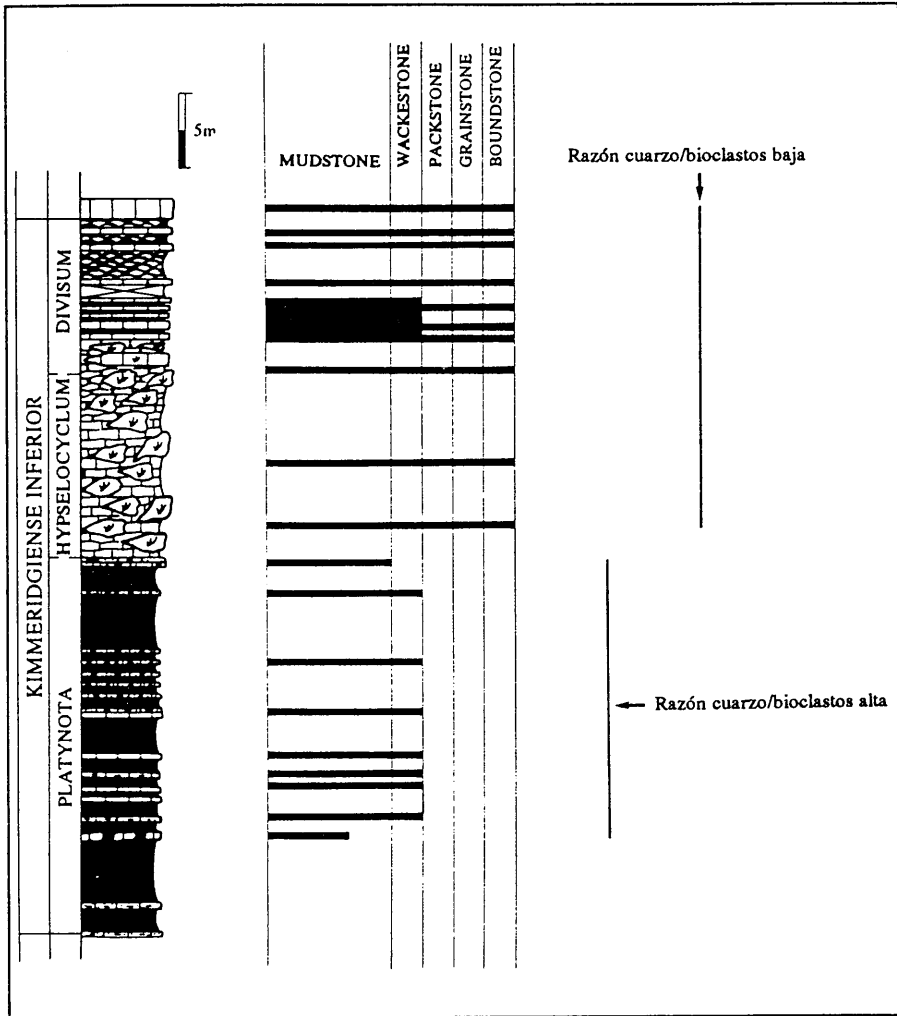


Fig. 8.- Columna litológica y análisis de microfacies en el perfil de Rocha-Pozo. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

este tramo se han recogido ejemplares de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) que permiten datar el techo de la Zona Divisum (un análisis detallado puede verse en Marques & Olóriz, 1992).

Sobre este tramo se sitúa el límite superior de la sucesión analizada, en relación con la generalización del carácter carbonatado (formación **Calcários com nódulos e fósseis siliciosos de Jordana**).

En este perfil no se han reconocido estructuras relacionadas con deslizamientos sinsedimentarios.

Análisis de microfacies

El estudio de las microfacies se ha realizado poniendo una especial atención al análisis composicional de la muestra, bio y litoclastos (Borza, 1969; Horowitz & Potter, 1971; Ramalho, 1971; Carozzi et al., 1972; Flügel, 1982; Adams et al., 1984), y al análisis textural (s. Dunham, 1962).

Se ha analizado un total de 24 láminas delgadas. El estudio de las microfacies permite dividir la sucesión en dos partes claramente diferenciadas (Fig. 8):

- La primera se corresponde con el tramo margoso-margosocalcáreo registrado en la mitad inferior de la sucesión. En este tramo las texturas son mayoritariamente de tipo **wackestone**, salvo en la primera y última muestra analizadas (**mudstone**). En relación con la composición de las muestras destaca la abundancia de cuarzo y peloides. Es significativo, asimismo, el bajo porcentaje de bioclastos, con un aumento a techo del tramo. Los bioclastos más comunes, aunque en poca proporción, son: filamentos, radiolarios, foraminíferos (Epistominidae) y espículas de equinodermos.

- La mitad superior de la sucesión, caracterizada en afloramiento por la presencia de biohermos y el aumento del carácter carbonatado, se correlaciona de forma manifiesta con la existencia de texturas de tipo **boundstone**. Aunque este tipo de texturas están relacionadas mayoritariamente con los biohermos, también se reconocen en algunos estratos calizos cuya composición macroscópica es similar a la de las bioconstrucciones. En estos paquetes calizos se registran, asimismo, texturas de tipo **wackestone** y **packstone**. En relación con el tramo anterior es destacable la disminución en el porcentaje de cuarzo y el significativo aumento en la proporción y variedad de los bioclastos.

La disminución en el porcentaje de cuarzo es manifiesta en el biohermo, en el que además destaca la alta proporción de oncoides y peloides. En el sedimento interno que rellena los huecos de los biohermos se siguen registrando granos de cuarzo y dolomita.

El estudio de los organismos pone en evidencia la abundancia de estructuras estromatolíticas, espículas de esponjas, serpúlidos, foraminíferos bentónicos (Epistominidae, miliólidos) y filamentos. En menor proporción se reconocen ostrácodos, lamelibránquios, corales, espículas de equinodermos etc. Como se ha citado anteriormente, un estudio detallado de las microfacies de los biohermos fue realizado por Ramalho (1988).

II.1-1.a.2. Perfil de Vale da Burra (VB)

Al igual que el anterior, este afloramiento, perteneciente a la región de Moncarapacho, se encuentra en la hoja de Faro (n° 53-A) del mapa topográfico de los Servicios Cartográficos del ejército a escala 1:50.000 (Fig.1). El perfil se sitúa al SE del pueblo de Sao Brás de Alportel (Fig.7), en las inmediaciones de la población de Murta (coordenadas 7°51'24"-37°7'04"), iniciándose su estudio en el margen NW de la carretera y culminando en la cima de la ladera.

La mala exposición de este perfil, consecuencia de la existencia de fallas, una abundante vegetación y labores de cultivo, ha impedido el seguimiento lateral de la sucesión y su estudio completo desde el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. Por este motivo, el límite inferior de la sucesión se localiza en el interior de la alternancia margoso-margosocaliza perteneciente a la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior). El límite superior se relaciona con la generalización del carácter carbonatado reconocido a techo del perfil.

La sucesión, de aproximadamente 30m de potencia, está compuesta fundamentalmente por una alternancia de margas y margocalizas de carácter detrítico. Hacia techo se registra un aumento del carácter carbonatado.

Las características litológicas de la sucesión pueden resumirse en las siguientes (Fig.9):

- El tramo inferior, de 16m de potencia, lo constituye una sucesión marcadamente margosa en la que se intercalan estratos margocalizos-arenosos poco diferenciados. Mientras los 6m basales se encuentran mal expuestos, en el resto del tramo puede reconocerse la alternancia. Es necesario destacar que las intercalaciones margosas llegan a alcanzar 3m de espesor. A techo de este tramo se sitúa, tentativamente, el límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum.

- Sobre el tramo inferior se reconoce un intervalo de aproximadamente 4m de potencia, caracterizado por la presencia de biohermos. Han podido reconocerse varias bioconstrucciones aisladas, englobadas en un sedimento mayoritariamente margoso. Sin embargo, la mala exposición del afloramiento impide el estudio detallado de las mismas.

- Encima de los biohermos se observa de nuevo una alternancia de unos 2m de potencia, compuesta por margas y margocalizas arenosas. Los estratos margocalizos poseen espesores en torno a los 20cm. A esta alternancia le suceden unos 4m cubiertos a causa de la abundante vegetación.

- A techo de la sucesión se registra el aumento del carácter carbonatado, reconociéndose una alternancia calizo-margosa de unos 3m de potencia. El estrato calizo basal, de 35cm de espesor y muro calcarenítico, posee una composición similar a la de las bioconstrucciones. Sobre este, una intercalación margosa de unos 120cm de espesor da paso a unos estratos calizos cuya potencia oscila entre 35 y 42cm, en los que se ha registrado la presencia de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL).

En este perfil, al igual que en el anterior, no se han reconocido estructuras relacionadas con deslizamientos sinsedimentarios.

Análisis de microfacies

Se ha analizado un total de 10 láminas delgadas, localizadas fundamentalmente en la parte superior de la sucesión, en el tramo caracterizado por la presencia de biohermos y por un mayor carácter carbonatado (Fig. 9).

Al igual que en el perfil de Rocha-Pozo, destaca la alta proporción de texturas de tipo wackestone, salvo en los biohermos y en algún estrato calizo en el que se reconocen texturas de tipo boundstone. Cuando se analiza la composición de las muestras se puede destacar:

- En los componentes no esqueléticos es significativa la alta proporción de cuarzo en la muestra basal y su disminución generalizada hacia techo, aunque algo menos acusada en las muestras recogidas inmediatamente sobre los biohermos. En general es alta la presencia de glauconita, que se concentra en la parte superior de la sucesión. La proporción de oncoides y peloides es alta en toda la sucesión. El material que rellena los huecos de los biohermos posee cristales de dolomita.

- Respecto de los componentes esqueléticos, destaca su alta proporción y variedad a partir de la muestra basal. En las muestras procedentes de los biohermos es significativo el alto porcentaje de estructuras estromatolíticas, serpúlidos, espículas de equinodermos y de esponjas, y corales. En el resto de muestras destaca la proporción de foraminíferos, filamentos, radiolarios, ostrácodos, lameribránquios y espículas de equinodermos, fundamentalmente en las muestras de techo.

II.1-1.b. Perfiles complementarios

Además de los 2 perfiles anteriormente mencionados, y estudiados en detalle, se han realizado observaciones puntuales en diferentes afloramientos. Tres de ellos (Peral, Goldra y Cabreiras) localizados en la hoja de Faro (nº 53-A), mientras el cuarto (Cotovio) pertenece a la hoja de Albufeira (nº 52-B), del mapa topográfico de los Servicios Cartográficos del ejército a escala 1:50.000 (Fig. 1).

II.1-1.b.1. Perfil de Peral (P)

Este perfil, perteneciente a la región de Moncarapacho, se localiza al SE del pueblo de Sao Brás de Alportel, cerca del perfil de Rocha, al Norte de la población de Peral (Fig.7).

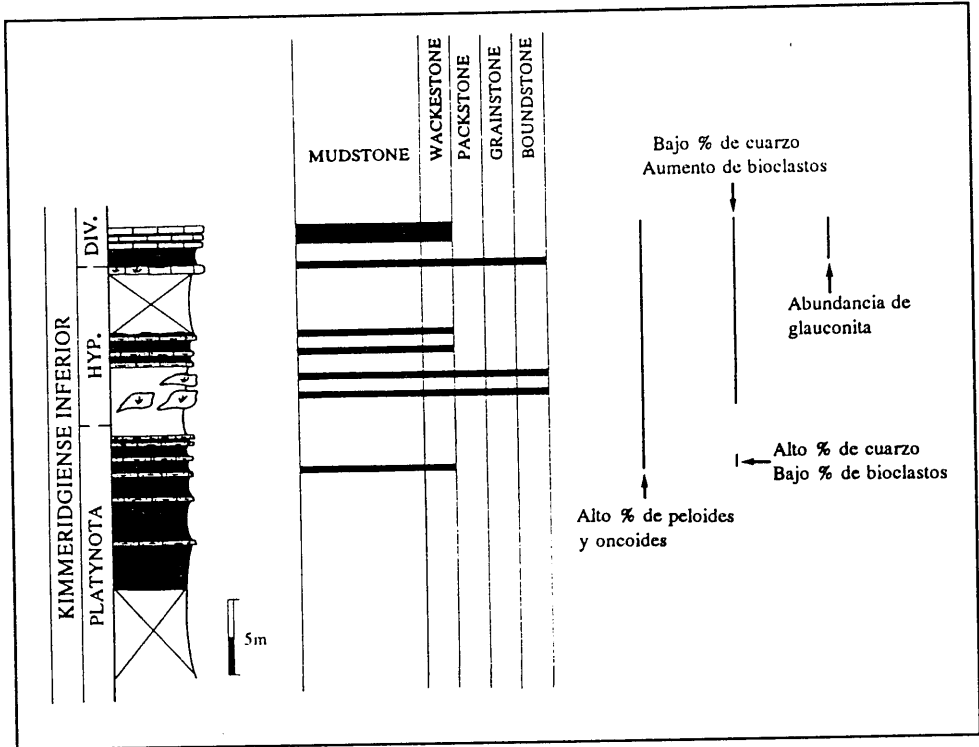


Fig. 9.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Vale da Burra. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

Marques (1983) estudia las características litológicas y bioestratigráficas generales del perfil. Desde el punto de vista litológico, esta autora reconoce las siguientes formaciones: Calcários margosos e margas do Peral, Calcários com nódulos e fósseis siliciosos de Jordana y Calcários bioérmicos de Cerro da Cabeça. El análisis de los restos fósiles le permite la diferenciación del Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum y Planula). Posteriormente Marques & Olóriz (1992), a partir del registro de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) precisan el conocimiento del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum) en este perfil. Recientemente Marques et al. (1993), analizan en detalle algunos aspectos relacionados con la evolución ecostratigráfica durante el Oxfordiense superior en este perfil.

El estudio de este afloramiento ha permitido obtener información bioestratigráfica en relación con el Oxfordiense superior y con el techo del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

II.1-1.b.2. Perfil de Goldra (G)

Este afloramiento, localizado en la región de Loulé, se ha estudiado a lo largo del río de Goldra, inmediatamente al Norte de la carretera que une los pueblos de Loulé y Goldra (Fig.2).

Marques (1983) describe brevemente este perfil. Trabajos posteriores, centrados en aspectos particulares, han incrementado el conocimiento de la sucesión. A este respecto, Marques & Olóriz (1992) estudian el techo del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum), mientras Marques et al. (1993) analizan el Oxfordiense superior en este perfil.

En lo que respecta a esta memoria, las observaciones realizadas en el perfil de Goldra se han centrado fundamentalmente en aspectos relacionados con el techo del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum). La presencia de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) ha permitido su correlación con los perfiles seleccionados de Rocha-Pozo y Vale da Burra, completando la interpretación de los mismos.

II.1-1.b.3. Perfil de Cabreiras (C)

Perteneciente a la región de Moncarapacho, este perfil se localiza aproximadamente a 5km al Sur de Sao Brás de Alportel, en la carretera que une las poblaciones de Barracha y Murta (Fig.7).

El estudio se ha realizado en un lateral de la carretera en el que ha sido posible diferenciar puntualmente la sucesión. La continuidad lateral es limitada, como consecuencia de la existencia de labores agrícolas.

Anteriormente Marques (1983) y de manera reciente Marques et al. (1993), han llevado a cabo el estudio lito y bioestratigráfico de los sedimentos del Oxfordiense medio y superior en este perfil.

En lo que respecta a esta memoria, se han realizado observaciones puntuales en el afloramiento, especialmente centradas en aspectos relacionados con la ritmicidad de la sucesión del Oxfordiense superior, con el fin de establecer comparaciones con los datos obtenidos para el Kimmeridgiense inferior.

II.1-1.b.4. Perfil de Cotovio (CO)

Perteneciente a la región de Albufeira, este perfil se localiza en el camino de dirección N-S que va desde Pata de Cima hasta Moihno do Cotovio, en un desvío entre los kilómetros 76 y 77 de la carretera nacional que une Albufeira y Faro (Fig.2).

Marques (1983) realizó el estudio general del perfil. La autora reconoce las formaciones Peral y Cerro da Cabeça, y data el Oxfordiense medio y superior. Trabajos posteriores han estudiado en detalle algunos aspectos concretos de la sucesión. Ramalho (1988) se centra en el estudio de un nivel con biohermos estromatolíticos cuya posición estratigráfica es, para el autor, probablemente equivalente a la que poseen los biohermos de Rocha. Marques et al. (1993) realizan el análisis litológico y de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles registradas durante el Oxfordiense medio y superior.

La existencia de una espesa vegetación y de labores de cultivo han impedido el reconocimiento del límite Oxfordiense/Kimmeridgiense y el estudio detallado de la sucesión suprayacente. Por estas razones las observaciones realizadas se han centrado en aspectos relacionados con la comparación de las bioconstrucciones de esponjas reconocidas en este perfil, pertenecientes al Oxfordiense medio, y las registradas de manera general en los perfiles estudiados en el Algarve, pertenecientes al Kimmeridgiense inferior.

II.1-2. PREBETICO CENTRAL

II.1-2.a. Perfiles seleccionados

II.1-2.a.1. Perfil de Puerto Lorente (PL)

Este afloramiento, localizado en la Sierra de Cazorla, se encuentra en la hoja de Cazorla (n°21-37, 928) del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1) y se sitúa entre los kms 18 y 19 del camino que partiendo de Cazorla atraviesa el Chorro y llega hasta el nacimiento del río Guadalquivir (Figs.3,10), coordenadas (2°59'25"-37°50'15"). A este afloramiento puede accederse también por el camino que une el pueblo de Quesada con el nacimiento del Guadalquivir.

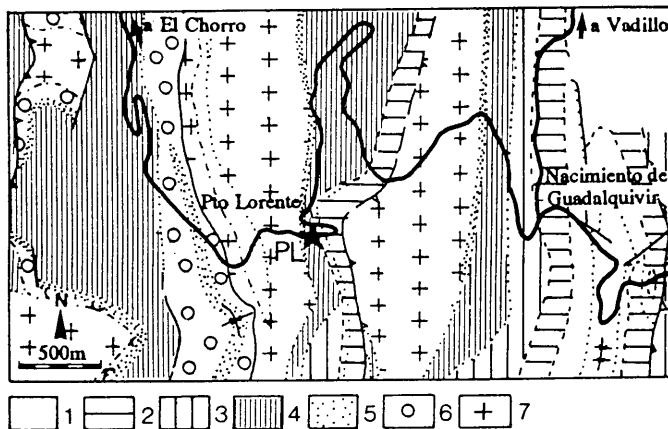


Fig. 10.- Localización geográfica y geológica detallada (Acosta, 1989) del perfil de Puerto Lorente (PL). Leyenda: 1.- Terciario, 2.- Cretácico, 3.- Kimmeridgiense medio-Portlandiense, 4.- Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior, 5.- Oxfordiense medio, 6.- Dogger, 7.- Lías-Dogger.

La sucesión kimmeridgiense, de unos 105m de potencia, está compuesta fundamentalmente por una alternancia de margas, margocalizas y calizas.

El límite inferior se reconoce en el interior de un estrato calizo de unos 23cm de espesor, caracterizado por la alta concentración de restos fósiles (fundamentalmente ammonites y belemnites, y en menores proporciones dominan los bivalvos y los braquiópodos). Este nivel se registra a techo de una sucesión de edad oxfordiense medio y tardío en la que dominan las facies ammonítico rojo de plataforma. A techo de este nivel se reconoce una superficie ferruginizada, referida tradicionalmente como un "hardground" (Foucault, 1971a; Acosta et al., 1988; Acosta, 1989). Recientemente Olóriz y Rodríguez-Tovar (1993b) han registrado la presencia de varios ejemplares de *Sutneria platynota* (REINECKE) en la superficie ferruginizada, lo que permite datarla como base del Kimmeridgiense inferior.

El límite superior de la sucesión kimmeridgiense se sitúa en un nivel gufa de arcillas de color rojo-verdoso con nódulos y pisolitos ferruginosos, asignado al Aptense superior (García-Hernández, 1978; Acosta, 1989). Entre ambos límites se encuentra la sucesión kimmeridgiense, cuyas características más importantes son las siguientes (Fig.11):

- Directamente sobre el "hardground" se reconocen dos intercalaciones margosas de aproximadamente 150cm de potencia cada una, de color verde oscuro, caracterizadas por la ausencia de restos de macroinvertebrados fósiles. Entre ambas se observa un estrato calizo de unos 20cm de potencia, en el que se registran, aunque mal conservados, los primeros restos.

- Sobre las margas se sitúa un tramo de aproximadamente 5m de potencia, compuesto en su mayor parte por estratos margocalizos que pueden llegar a alcanzar un espesor individual de orden métrico. A continuación se reconoce un tramo más carbonatado, bien estratificado, de unos 18m de potencia, compuesto por una serie de paquetes calizos y margocalizos cuyos espesores se encuentran entre 10 y 20cm. Le suceden unos 12m, caracterizados por la presencia de potentes intercalaciones margosas entre las que se reconocen estratos calizos. A continuación existe un tramo mayoritariamente calizo, de unos 15m de potencia, compuesto por niveles bien estratificados con espesores entre 20-30cm. A techo del tramo existen finos interlechos margosos. En relación con uno de ellos, de unos 20cm de espesor, ha sido bioestratigráficamente reconocido el límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum (Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a).

- A continuación se reconoce un tramo de unos 19m de potencia, de carácter marcadamente calizo, caracterizado por el aumento generalizado del espesor, llegando incluso a reconocerse estratos de orden métrico. Es significativo el aspecto noduloso reconocido en las superficies superiores de algunos estratos. En el interior de este tramo, a unos 7m del límite Platynota-Hypselocyclum, se ha diferenciado el límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum. Sobre este tramo se reconoce una sucesión marcadamente margosa, de una potencia en torno a los 16m, en la que se reconocen intercalaciones margosas de hasta 4m de potencia. Asimismo se registran algunos intervalos calizos, en uno de los cuales, a unos 8m del techo del tramo anterior, se ha diferenciado el límite entre el Kimmeridgiense inferior y el medio.

- El resto de la sucesión, de edad kimmeridgiense medio, está compuesto por una alternancia de carácter mayoritariamente margoso y margocalizo, que limita a techo directamente con el nivel de arcillas con pisolitos ferruginosos del Aptense superior (García-Hernández, 1978; Acosta, 1989).

En este perfil no se reconocen movilizaciones sinsedimentarias, salvo una estructura gravitatoria (slump) que parece apreciarse en el interior del nivel 25, a techo de la Zona Platynota.

Análisis de microfacies

Se ha analizado un total de 52 láminas a lo largo de toda la sucesión (Fig. 11). El análisis textural pone de manifiesto el alto porcentaje de texturas de tipo **mudstone**, frente a las de tipo **wackestone** y **packstone**. La distribución de las mismas muestra una concentración de los tipos **wackestone** y **packstone** en las partes altas de la sucesión, aunque también se reconocen en la parte basal del perfil y en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum.

El estudio composicional pone en evidencia el pequeño tamaño de los litoclastos, así como la ausencia de una orientación preferencial o morfología característica. El componente no esquelético más abundante es el cuarzo, fundamentalmente en la parte basal y media-superior de la Zona Platynota. Respecto del resto de componentes destaca la presencia de peloides y restos carbonosos a lo largo de toda la sucesión. Se registran granos de glauconita preferentemente en torno a la Zona Hypselocyclum.

Los bioclastos se componen en su mayoría de filamentos y radiolarios, y en menor proporción existen foraminíferos (fundamentalmente Epistominidae), ostrácodos y espículas de equinodermos. También se reconocen braquiópodos, pelecípodos, gasterópodos, belemnites, algas rojas, briozoos y espículas de esponjas. En general no se reconoce una distribución diferencial de los bioclastos. Quizás es conveniente destacar la presencia de serpúlidos en la mitad superior del perfil, a partir del límite

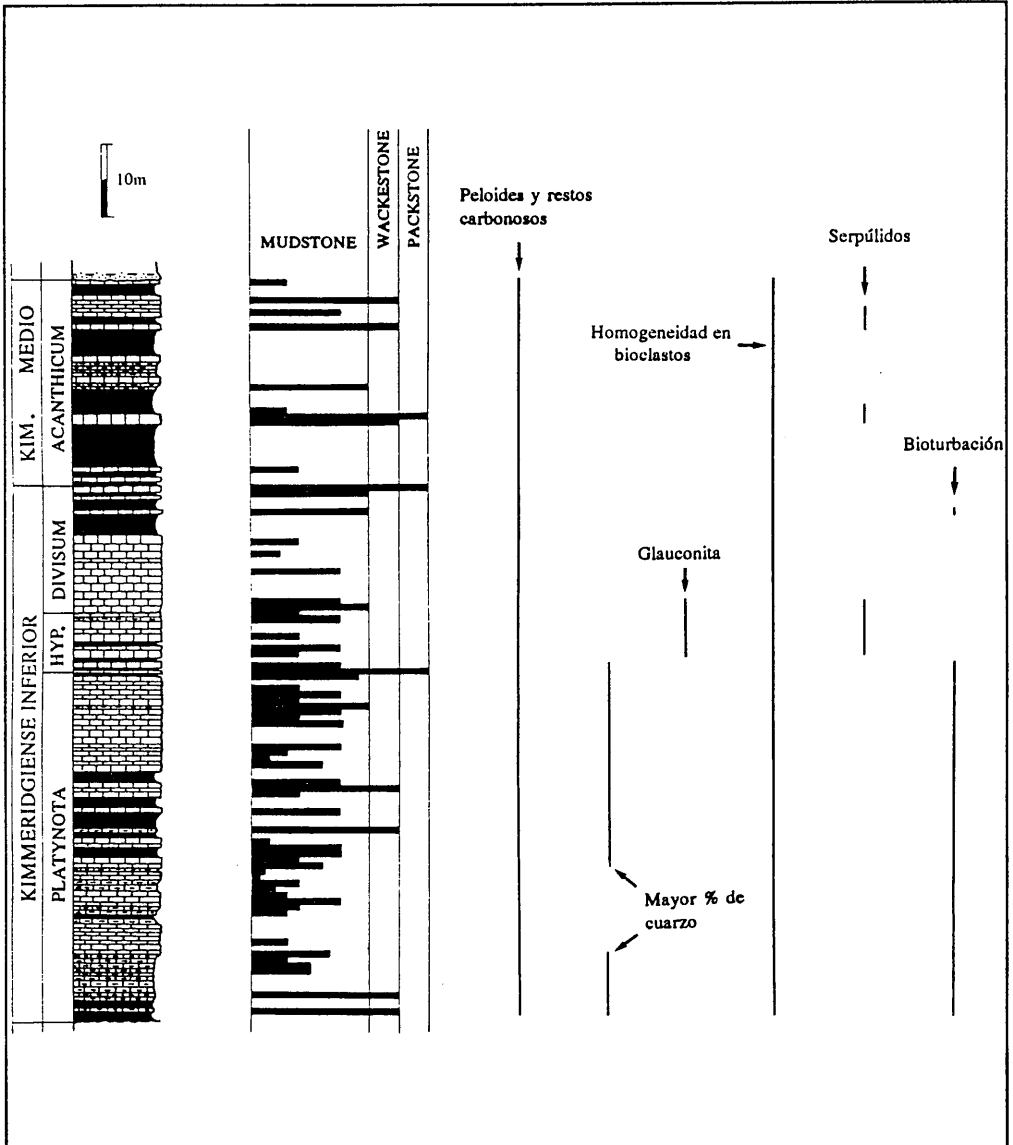


Fig. 11.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Puerto Lorente. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum. La bioturbación, registrada fundamentalmente a lo largo de la Zona Platynota, es de tipo *Chondrites*.

II.1-2.a.2. Perfil de Segura de la Sierra (SS)

La sucesión, localizada en la Sierra de Segura, se ha estudiado en un afloramiento perteneciente a la hoja de Orcera (n°22-35, 887) del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1). El perfil se sitúa a la salida del pueblo de Segura de la Sierra (Figs.3,12), a menos de 1km de este por la carretera que lo une con Los Arroyos (coordenadas 2°38'25"-38°18'05").

La sucesión, de aproximadamente 70m de potencia, está compuesta fundamentalmente por una alternancia de margas, margocalizas y calizas. A base se encuentra limitada por un nivel condensado de edad oxfordiense tardío (García-Hernández et al., 1979, 1981). A techo la sucesión pasa de manera progresiva, pero irregular, a un tramo de carácter dolomítico (tramo dolomítico J1, según García-Hernández, 1978).

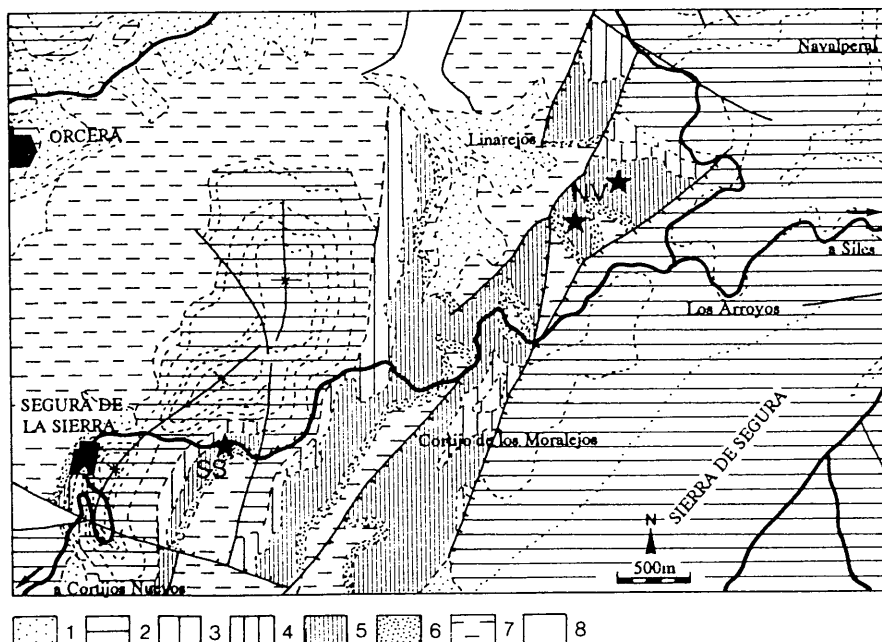


Fig. 12.- Localización geográfica y geológica detallada (López-Garrido, 1975) de los perfiles de Segura de la Sierra (SS) y Navalperal (NV). Leyenda: 1.- Cuaternario, 2.- Cretácico, 3.- Portlandiense, 4.- Kimmeridgiense medio y superior, 5.- Kimmeridgiense inferior, 6.- Oxfordiense superior, 7.- Lías y Dogger, 8.- Triásico.

Este perfil se caracteriza por el desarrollo que alcanzan las intercalaciones margosas reconocidas hacia las partes inferior y superior de la sucesión (Fig.13).

En la parte basal se registra un tramo de aproximadamente 17m de potencia en el que alternan niveles margosos con estratos margocalizos. En este tramo los estratos margocalizos pueden alcanzar espesores cercanos al metro, mientras algunas intercalaciones margosas llegan a los 2m de potencia. El tramo reconocido en la parte superior alcanza unos 12m de espesor y se caracteriza por presentar intercalaciones margosas de colores oscuros, que pueden llegar a medir incluso 4m de potencia.

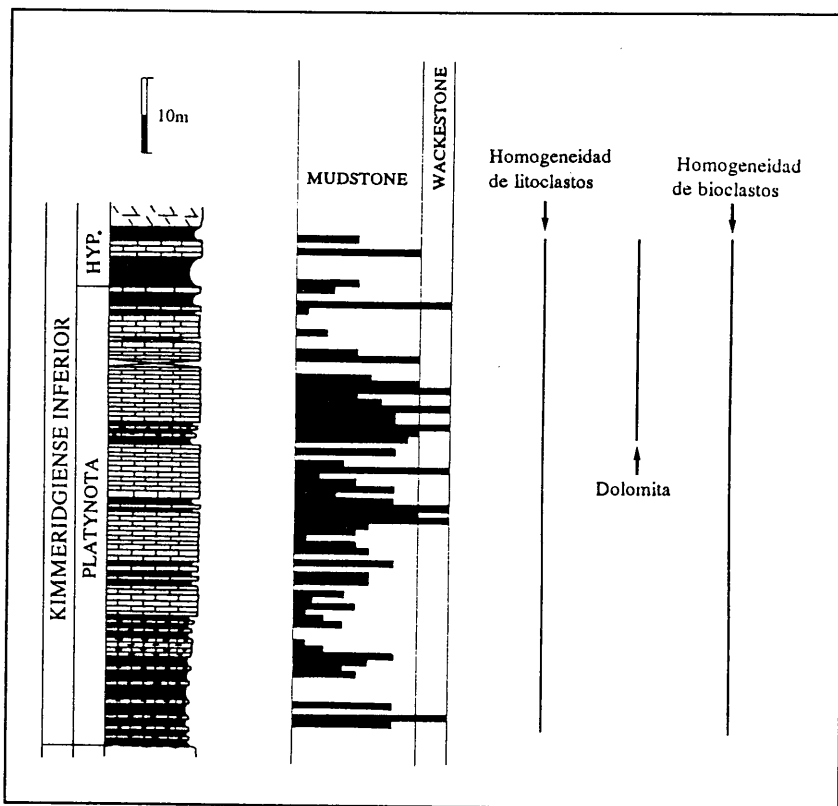


Fig. 13.- Columna litológica y análisis de microfácies del perfil de Segura de la Sierra. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

Entre los dos tramos de carácter fundamentalmente margoso, de muro y techo del perfil, se reconoce una sucesión de unos 42m de potencia en la que predomina el carácter carbonatado. Esta sucesión se caracteriza por la alternancia de 4 tramos mayoritariamente carbonatados y 3 tramos de carácter margoso-margocalizo. En general, los estratos calizos que componen la sucesión carbonatada poseen un espesor medio en torno a los 20cm, aunque se reconoce un ligero aumento del espesor hacia el techo de la misma.

El límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum se reconoce hacia la base del tramo margoso superior.

La distribución de "slumps" a lo largo del perfil pone de manifiesto una concentración de los mismos en la parte basal del tramo calizo inferior (niveles 16 y 17) y en la parte superior de los tramos calizos que se desarrollan a techo de la Zona Platynota (niveles 24 a 29), aunque en general una gran parte de la sección se encuentra afectada por suaves "slumps".

Análisis de microfácies

El análisis de 68 láminas a lo largo de toda la sucesión revela las siguientes características

(Fig. 13):

- Al igual que ocurría en el perfil de Puerto Lorente, el análisis textural pone de manifiesto la mayor abundancia de texturas de tipo *mudstone*, frente a las de tipo *wackestone*. La distribución de las mismas revela una mayor concentración del tipo *wackestone* en la parte media-alta de la sucesión.

- En general el tamaño de los granos es pequeño. No se observa una morfología característica, ni una orientación preferencial de los granos, salvo en algunos casos en los que existe una alineación paralela a muro y techo del estrato. Puntualmente se reconoce alguna morfología de tipo "ripple".

- Los litoclastos están compuestos mayoritariamente de granos de cuarzo, aunque destaca asimismo la presencia de romboedros de dolomita a partir del nivel 24A, reconociéndose irregularmente en la parte superior del perfil. Es significativa la presencia de mica (fundamentalmente glauconita) a lo largo de todo el perfil, así como su abundancia comparativa respecto al perfil de Puerto Lorente. Es frecuente, asimismo, la existencia de restos carbonosos y oncoides en toda la sucesión.

- La variedad de bioclastos es menor que la registrada en el perfil de Puerto Lorente. Los más abundantes siguen siendo los filamentos. En menor proporción se registran radiolarios, foraminíferos (fundamentalmente Epistominidae) y ostrácodos. También se reconocen globochaetes, crinoides y espículas de equinodermos. En general no se registra una distribución diferencial a lo largo de la sucesión. La bioturbación reconocida es esencialmente de *Chondrites*, pero resulta menos abundante que en el perfil de Puerto Lorente.

II.1-2.a.3. Perfil de Navalperal (NV)

Este afloramiento, localizado en la Sierra de Segura, se encuentra en la hoja de Orquera (n°22-35, 887) del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1). La sucesión se ha estudiado en dos puntos cercanos entre sí (coordenadas 2°37'00"-38°18'30"), en un desvío a la altura del kilómetro 2 de la carretera que une Los Arroyos con el pueblo de Segura de la Sierra; el primer afloramiento se sitúa a unos 500m de la carretera y el segundo en la ladera del arroyo de Rotamiel, hacia el calar de Navalperal (Figs. 3, 12).

Se trata de un perfil de aproximadamente 115m de potencia compuesto de una alternancia de margas, margocalizas y mayoritariamente calizas (Fig.14).

El límite inferior se sitúa a techo del nivel de condensación en el que acaba un tramo de calizas nodulosas del Oxfordiense superior (García-Hernández et al., 1979, 1981). El límite superior de la sucesión se hace corresponder con el paso gradual que se reconoce entre los niveles calizos de techo y un tramo suprayacente de carácter dolomítico (J1, en García-Hernández, 1978).

El carácter carbonatado es dominante a lo largo de la sucesión, aunque destaca la existencia de dos tramos de margas y margocalizas reconocidos hacia las partes inferior y media de la sucesión. Los rasgos más significativos son los siguientes (Fig. 14):

- El tramo diferenciado en los 16m inferiores de la sucesión se caracteriza por el espesor de las intercalaciones margosas, así la basal puede alcanzar unos 6m de potencia. Asimismo, en este tramo se registran estratos margocalizos, algunos de los cuales poseen espesores cercanos al metro.

- Sobre este tramo existe una sucesión mayoritariamente carbonatada, de unos 26m de potencia. En esta sucesión se reconoce una alternancia de tramos calizos y margosos, aunque en este caso las intercalaciones de margas no superan el metro de espesor.

- El intervalo margoso diferenciado hacia la mitad de la sucesión, a unos 40m del límite

inferior, puede correlacionarse con el registrado a techo del perfil de Segura de la Sierra. De hecho, el límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum se ha situado a base de este intervalo margoso. En los 12m de potencia que alcanza este intervalo se reconocen intercalaciones margosas de hasta 4m de espesor.

- A continuación la sucesión se hace predominantemente carbonatada. En aproximadamente 60m de potencia, la sucesión se caracteriza por el desarrollo de capas calizas separadas por finas intercalaciones margosas. Destaca el aspecto noduloso (como en el estrato nº 87) y el aumento del espesor de alguno de los estratos calizos, fundamentalmente a techo del tramo en donde llegan a alcanzar potencias individuales de orden métrico. En el interior de este tramo se han reconocido, tentativamente, los límites entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum, y entre el Kimmeridgiense inferior y el medio.

El desarrollo de la dolomitización es variable y afecta al techo de la sucesión de manera irregular. Aunque los primeros romboedros reconocidos en lámina delgada son del nivel 84K, la presencia de trazas de dolomitización no es homogénea hacia techo.

El análisis de las estructuras originadas por deslizamientos sinsedimentarios pone de manifiesto una distribución semejante a la registrada en el perfil de Segura de la Sierra. Se reconocen dos agrupaciones de "slumps": a) la primera en la parte basal de la sucesión (entre los niveles 4 y 17p.p.), y b) la segunda hacia la parte superior de la Zona Platynota (niveles 22 al 77).

Análisis de microfacies

Se ha analizado un total de 64 láminas delgadas. Su estudio ha puesto de manifiesto lo siguiente (Fig. 14):

- Al igual que en los perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra, son dominantes las texturas de tipo *mudstone*, frente a las *wackestone* y *packstone* concentradas fundamentalmente en la parte media-superior del perfil. En Navalperal, sin embargo, estas dos últimas son comparativamente más abundantes que en los perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra.

- Entre los componentes no esqueléticos el más abundante es el cuarzo, cuya máxima concentración se registra en torno de la Zona Hypselocyclum. Dolomita es frecuente en la parte superior del perfil, mientras mica (fundamentalmente glauconita), restos carbonosos (muy abundantes) y peloides se registran a lo largo de toda la sucesión. Los oncoides, localizados en la parte superior, suelen ser menos frecuentes que en los perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra.

- Los bioclastos son, en general, más abundantes y variados que en el perfil de Segura de la Sierra. De entre ellos los más abundantes son filamentosos y radiolarios. Entre el resto de bioclastos dominan los foraminíferos (fundamentalmente Epistominidae), ostrácodos, espículas de equinodermos y algas rojas. También se reconocen corales, crinoides, braquiópodos, pelecípodos, gasterópodos y serpúlidos. Es necesario destacar la distribución y abundancia selectiva de los bioclastos. En la mayoría de los casos las mayores proporciones o en su caso la presencia cuando la proporción es baja, se localizan en la parte superior de la sucesión, fundamentalmente en torno a la Zona Divisum. La bioturbación prácticamente no ha sido reconocida en lámina delgada.

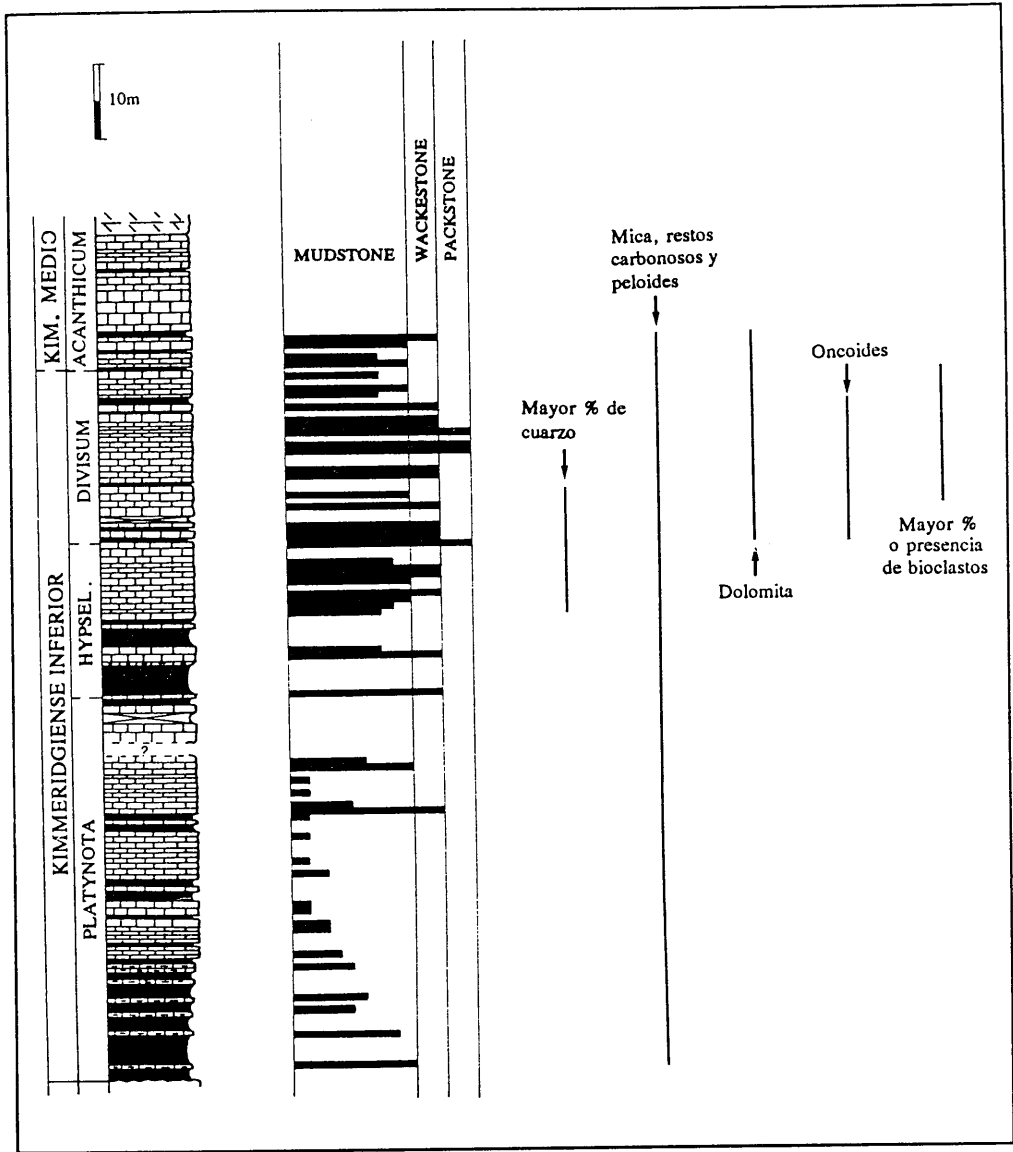


Fig. 14.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Navalperal. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

II.1-2.b. Perfiles complementarios**II.1-2.b.1. Perfil de Riogazas-Chorro (RG-CH)**

Este afloramiento, localizado en la Sierra de Cazorla, se encuentra en la hoja de Cazorla (nº21-37, 928), del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1), situándose a unos 3km de la casa forestal de Riogazas, por el camino que une Cazorla con el Chorro (Fig.3).

Anteriormente Acosta (1989, fig.12, nº2), presentó la columna estratigráfica de este perfil en lo que respecta a la sucesión oxfordiense. Rodríguez-Tovar (1990) estudia en este perfil aspectos relacionados con el tránsito Oxfordiense-Kimmeridgiense. Olóriz et al. (1991) presentan la columna estratigráfica de la parte superior de la sucesión (Oxfordiense terminal y Kimmeridgiense basal), con la distribución de algunos géneros y especies de ammonites más significativos, entre los que destaca el registro de *Barthelia subbetica* OLORIZ & SCHAIRER.

Las observaciones realizadas en este afloramiento han estado fundamentalmente condicionadas por la existencia de vegetación y se han centrado en aspectos relacionados con la evolución de la sucesión en torno al límite Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior.

Al contrario de lo que ocurre en el resto de perfiles estudiados en el Prebético Central, en este caso la transición Oxfordiense-Kimmeridgiense se realiza en el interior de una alternancia margoso-calcárea registrada ya durante el Oxfordiense superior.

II.1-2.b.2. Perfil de Burunchel (BU)

Este perfil, localizado en la Sierra de Cazorla, se encuentra en la hoja de Cazorla (nº21-37, 928), del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1), situándose aproximadamente en el kilómetro 4 de la carretera que une el pueblo de Burunchel con el embalse del Tranco de Beas (Fig.3).

Rodríguez-Tovar (1990) estudia en este perfil aspectos relacionados con el techo del Oxfordiense, y con la ritmicidad de la sucesión kimmeridgiense.

Las observaciones realizadas en este perfil se han centrado, fundamentalmente, en los siguientes aspectos:

- Análisis y caracterización del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. En este perfil también se ha registrado un nivel de condensación a techo de la sucesión oxfordiense. Su estudio es de interés para la interpretación de las peculiaridades del medio en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

- Estudio de las alternancias caliza-marga reconocidas en la sucesión, fundamentalmente en relación con la posible sobreimposición secundaria.

II.1-3. PREBETICO ORIENTAL**II.1-3.a. Perfiles seleccionados****II.1-3.a.1. Perfil de Fuente Alamo (FA)**

El afloramiento se encuentra en la hoja de Montealegre del Castillo (nº 26-32, 818) del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1). Se sitúa cerca del pueblo de Fuente Alamo (provincia de Albacete), a menos de 1km de este (coordenadas 1º25'20''-38º41'45''), en las proximidades del límite entre las provincias de Albacete y Murcia (Figs.3,15).

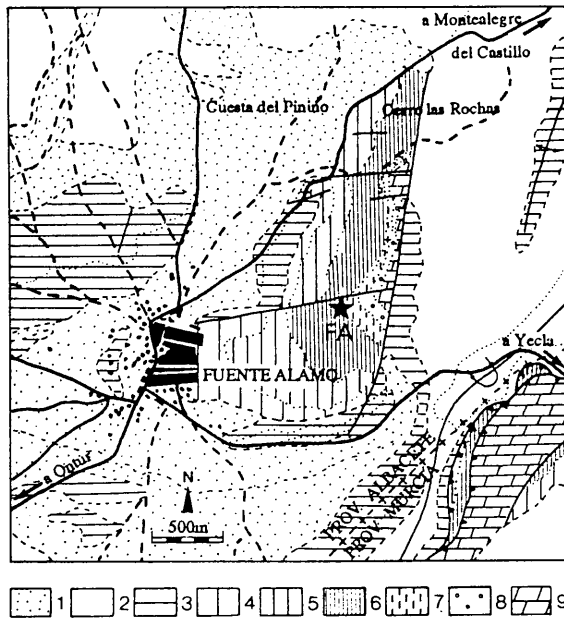


Fig. 15.- Localización geográfica y geológica detallada (I.G.M.E., 1984), del perfil de Fuente Alamo (FA). Leyenda: 1.- Cuaternario, 2.- Terciario, 3.- Cretácico, 4 y 5.- Kimmeridgiense medio, 6.- Kimmeridgiense inferior-medio, 7.- Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, 8.- Oxfordiense superior, 9.- Lías + Dogger.

El gran desarrollo de los sedimentos del Jurásico superior, junto con las buenas condiciones de exposición que presenta el afloramiento, han hecho que sea reconocido por muchos autores como perfil tipo para esta edad en el sector oriental del dominio prebético.

Desde el punto de vista litológico la sucesión está formada por una alternancia de margas, margocalizas y calizas, con un espesor aproximado de 100m.

La base de la sucesión se ha situado a techo de un nivel de condensación de edad oxfordiense tardío. Este nivel presenta unos 10cm de espesor y destaca por su superficie superior irregular y ferruginizada a modo de parches. Es significativa la alta concentración de restos fósiles en este estrato, entre los que destaca el alto porcentaje de belemnites y ammonites, siendo también frecuentes braquiópodos, bivalvos y esponjas. El límite superior de la sucesión se ha situado sobre las dos potentes intercalaciones margoso-margocalizas reconocidas en la parte superior del perfil.

Los rasgos más significativos de la sucesión son los siguientes (Fig.16):

- Sobre la superficie ferruginizada se reconoce un tramo de carácter mayoritariamente margoso, de unos 25m de potencia. En este intervalo se intercalan algunos estratos margocalizos, fundamentalmente a unos 18m de la base. Los niveles margosos que componen este tramo, de color verde-azulado, llegan a alcanzar 8m de espesor. El límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se sitúa en el interior del tramo margoso (Behmel, 1970; López-Galindo et al., 1992; ver capítulo III.3 en esta memoria), reconociéndose ammonites de edad oxfordiense tardío hasta unos 2m sobre la superficie ferruginizada.

- A continuación se diferencia un tramo de unos 12m de potencia y carácter fundamentalmente

margocalizo. En este tramo alternan estratos margocalizos, con espesores de 10-40cm, y finas pasadas margosas de espesor menores a los 15cm, ocasionalmente hasta 40cm. Asimismo, a techo del tramo aparecen los primeros paquetes calizos.

- Un nuevo tramo de aproximadamente 50m sucede al anterior. En este se generaliza el carácter carbonatado, reconociéndose una sucesión de estratos calizos de espesor bastante uniforme, con una media en torno a 18cm. Entre los estratos calizos se intercalan finas pasadas margosas que en algún caso pueden incluso alcanzar espesores cercanos al metro.

- Los siguientes 14m registran un aumento en el carácter margoso de la sucesión. Se reconocen dos intercalaciones margoso-margocalizas, cuyo espesor individual es de unos 5m. Entre ellas se intercala un intervalo calizo de espesor equivalente. A techo de este intervalo carbonatado se ha situado tentativamente el límite entre las Zonas Platynota-Hypselocyclum, en la base de la segunda intercalación margoso-margocaliza.

En este perfil no se han reconocido estructuras relacionadas con deslizamientos sinsedimentarios.

Análisis de microfacies

El análisis de 82 láminas delgadas ha puesto de manifiesto las siguientes características (Fig. 16):

- En general no se reconoce una orientación determinada de los litoclastos, salvo en algunas muestras en las que esta es prácticamente paralela a techo y muro del estrato.

- Una característica significativa de este perfil es el claro predominio de texturas de tipo wackestone frente a las de tipo mudstone. Aunque en general las texturas de tipo wackestone están distribuidas a lo largo de todo el perfil, su registro es especialmente frecuente en las partes altas del mismo.

- El análisis de los litoclastos pone en evidencia la gran abundancia de granos de cuarzo, y la presencia de micas (entre ellas glauconita) a lo largo de todo el perfil. Es significativo el aumento en el porcentaje de ambos (cuarzo y mica) registrado a techo del perfil, en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum.

Entre otros granos no esqueléticos se reconocen peloides en toda la sucesión y restos carbonosos muy abundantes.

- Los bioclastos son menos frecuentes y su variabilidad es menor. De todos los reconocidos, los más abundantes son los filamentos y los radiolarios. Son frecuentes, asimismo, los foraminíferos (fundamentalmente Epistominidae), ostrácodos y espículas de equinodermo. También se registran, de manera esporádica; briozoos, miliólidos, belemnites, crinoides y gasterópodos. En general no se observa una distribución selectiva de los bioclastos, aunque quizás se reconozca cierta disminución en la variabilidad de los mismos hacia techo del perfil.

Se reconoce una gran abundancia de bioturbación (*Chondrites*) a lo largo de toda la sucesión, disminuyendo ligeramente en el tramo de mayor concentración de litoclastos.

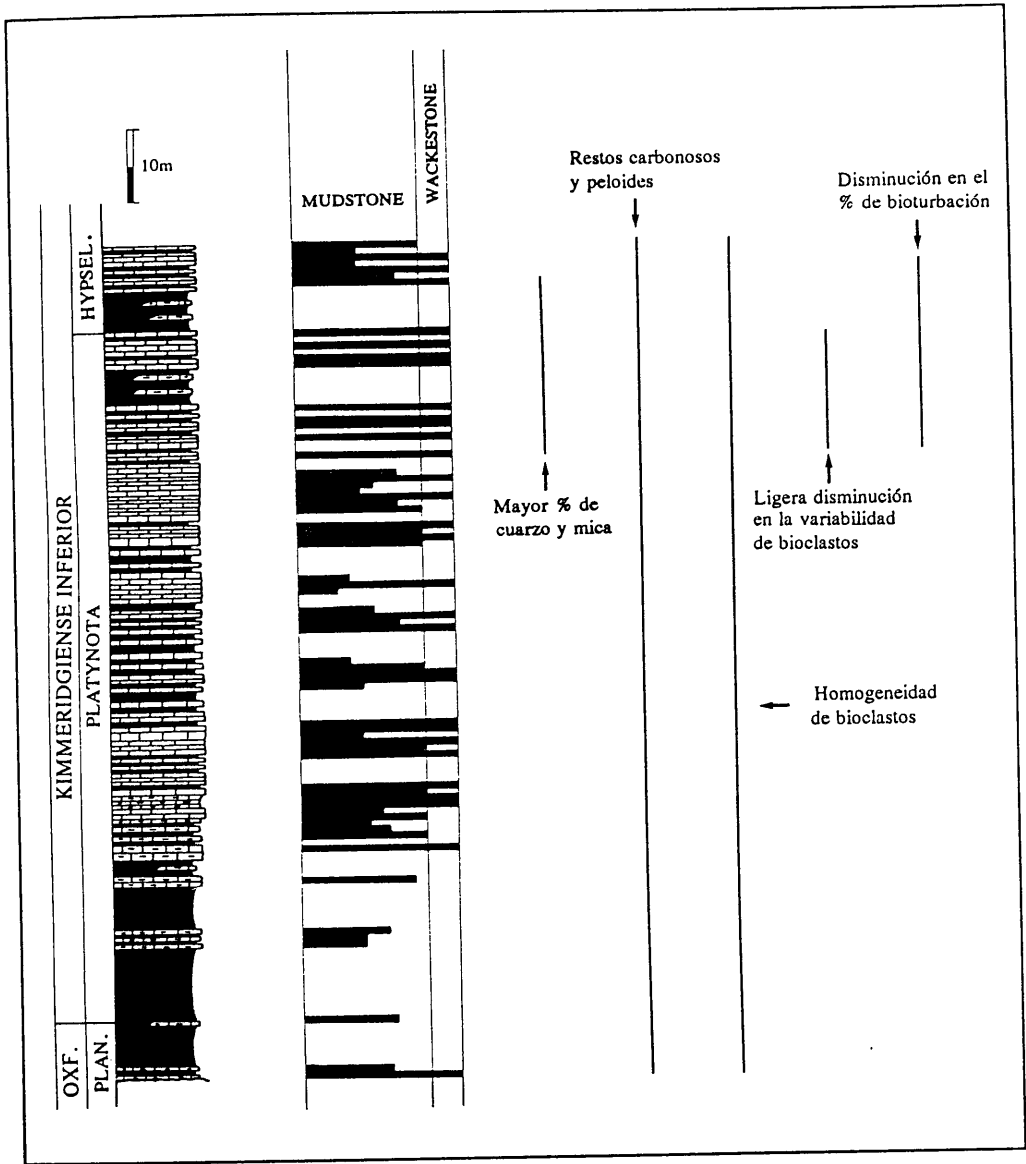


Fig. 16.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Fuente Alamo. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

II.1-3.a.2. Perfil de Elche-Férez (EF)

Este perfil, localizado en la hoja de Elche de la Sierra (nº 24-34, 867) del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1), se sitúa entre los kilómetros 250-251 de la carretera 415 que une los pueblos de Elche de la Sierra y Férez (Figs.3,17), aproximadamente a 8km de este último (coordenadas 2°00'10"-38°23'20").

La sucesión, de aproximadamente 100m de potencia, está compuesta por una alternancia de margas, margocalizas y calizas, cuyo carácter terrígeno es generalizado a lo largo de toda la sucesión.

La mala exposición de la parte inferior de la sucesión impide el reconocimiento del contacto entre el Oxfordiense superior y el Kimmeridgiense inferior. La generalización del carácter carbonatado marca el límite superior de la sucesión estudiada.

Aunque no existe una continuidad manifiesta en el afloramiento, la sucesión ha podido ser analizada en diferentes cortes parciales. Las características litológicas generales son (Fig.18):

- En la parte inferior de la sucesión se reconoce un tramo de unos 18m, caracterizado por la alternancia de margas y margocalizas. Destaca una intercalación margosa basal de 5m de espesor aproximadamente.

- Sobre este tramo se reconoce otro de unos 7m de potencia, mayoritariamente carbonatado, bien estratificado, en el que los estratos llegan a alcanzar incluso los 40cm de espesor.

- El tramo carbonatado da paso a uno nuevo de carácter margoso-arenoso, de unos 18m de potencia. Este se caracteriza por la existencia de potentes intercalaciones margosas, de hasta 5m de espesor, que incluyen en su interior estratos calizo-arenosos, más o menos diferenciados. Entre las intercalaciones margosas se reconocen un par de tramos más carbonatados, de 2 y 4m de potencia, compuestos por estratos calizos o calizo-arenosos.

- Un nuevo tramo bien estratificado y de aproximadamente 22m sucede al anterior. Se compone fundamentalmente de estratos calizos, aunque también se reconocen algunos margocalizos hacia la base. Las intercalaciones margosas que separan grupos de paquetes calizos han disminuido de espesor respecto al tramo anterior y sólo ocasionalmente alguna alcanza el metro de potencia.

- El resto de la sucesión, unos 35m, muestra de nuevo un aumento en el carácter margoso. Los primeros 15m aún registran una alternancia de margas, algunas incluso con más de 2m de potencia, y calizas. Destaca el incremento del espesor individual de los estratos calizos, algunos cercanos al metro. Los siguientes 20m se caracterizan por el aumento de la potencia de las intercalaciones margosas, en detrimento de los tramos carbonatados. En este intervalo las margas, que pueden intercalar algunos paquetes calizo-arenosos, llegan a alcanzar hasta 5m de espesor.

- A techo la sucesión se hace más dolomítica, reconociéndose un intervalo de carácter dolomítico-arenoso de aproximadamente 5m de potencia. A este tramo le sucede uno calizo, bien estratificado, en el que se ha establecido el techo de la sucesión.

El límite entre las Zonas Platynota-Hypselocyclum se ha interpretado por correlación, y se ha situado en la base del segundo tramo margoso reconocido a techo del perfil.

Al igual que en el perfil de Fuente Alamo, no se han reconocido estructuras relacionadas con deslizamientos sinsedimentarios.

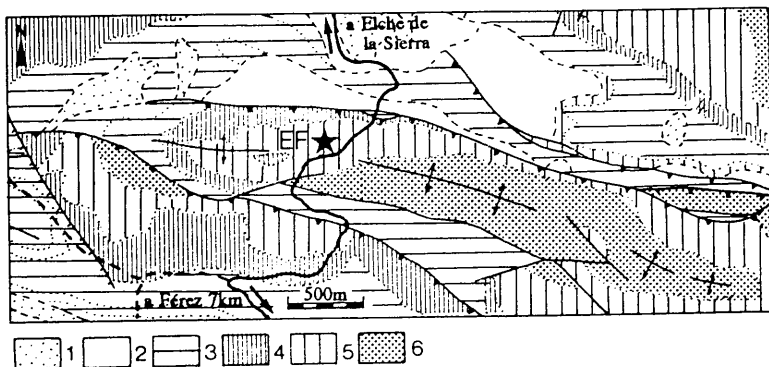


Fig. 17.- Localización geográfica y geológica detallada (Jerez-Mir, 1980), del perfil de Elche-Férez (EF). **Legenda:** 1.- Cuaternario, 2.- Terciario, 3.- Cretácico, 4.- Kimmeridgiense medio, 5.- Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior-medio, 6.- Dogger.

Análisis de microfacies

El análisis de 94 láminas delgadas ha puesto de manifiesto las siguientes características (Fig. 18):

- Salvo en casos puntuales no se observa orientación preferencial de litoclastos. En aquellos casos en los que se ha reconocido, esta es paralela a muro y techo del estrato.

- El análisis textural pone de manifiesto el dominio de las texturas de tipo **mudstone**. Texturas de tipo **wackestone** sólo se han reconocido en algunos casos, fundamentalmente a techo del perfil y en la muestra basal.

- Aunque en proporciones bajas, sigue siendo el cuarzo el litoclasto más representado a lo largo de toda la sucesión. Esporádicamente se reconocen micas (fundamentalmente glauconita), pero siempre en porcentajes muy pequeños. Asimismo, restos carbonosos son registrados en todo el perfil. Cristales de dolomita se reconocen desde el estrato 280B hasta el techo de la sucesión.

- El estudio de los bioclastos pone de manifiesto la escasez y poca variabilidad de los mismos. Al igual que en anteriores perfiles, son los filamentos y radiolarios los más frecuentes. En menor proporción se registran foraminíferos (*Epistominidae*) y ostrácodos. También se reconocen belemnites, espículas de equinodermos, briozoos, lameribránquios y otros foraminíferos. No se registra una distribución selectiva de los bioclastos.

Salvo en alguna muestra esporádica, no ha podido reconocerse bioturbación en lámina delgada.

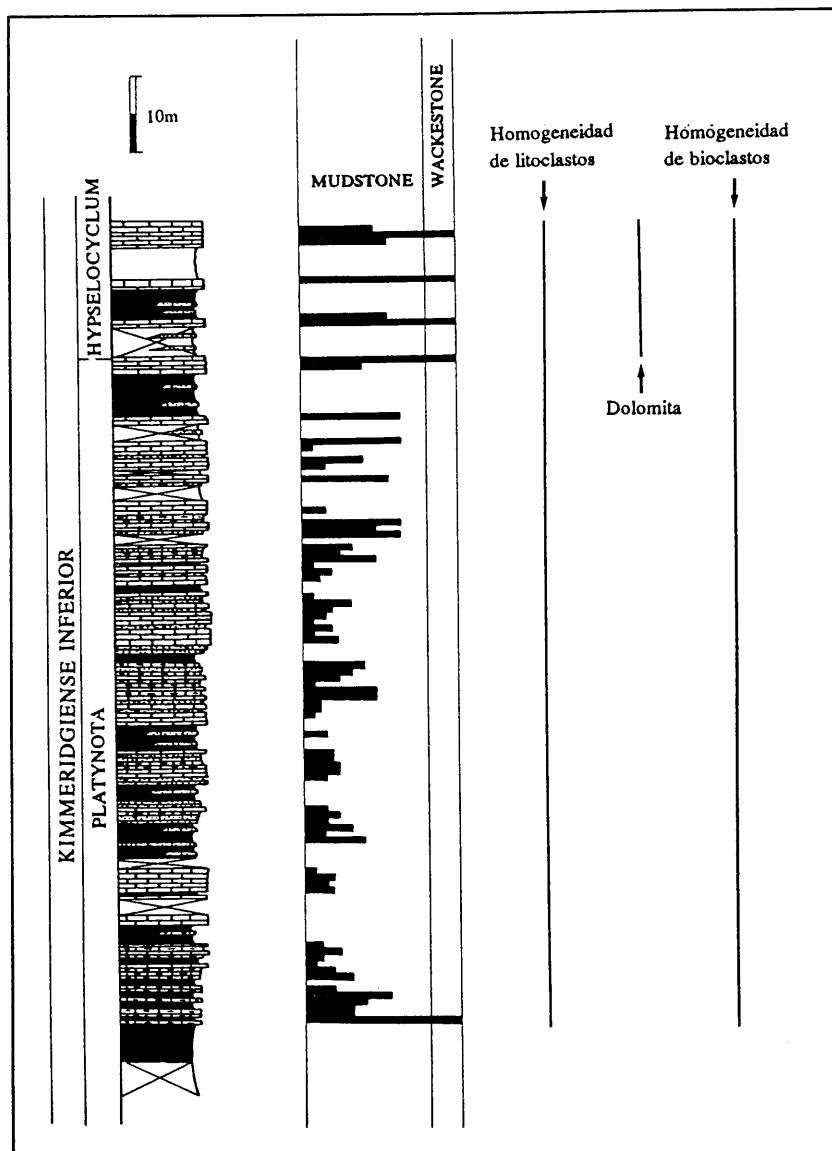


Fig. 18.- Columna litológica y análisis de microfacies del perfil de Elche-Férez. Líneas verticales para representar la distribución estratigráfica de las características señaladas en el gráfico.

II.1-3.b. Perfiles complementarios

II.1-3.b.1. Perfil de Cáncarix (CA)

Este perfil se localiza en la hoja de Isso (nº 25-34, 868), del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1). El afloramiento se encuentra situado, aproximadamente, entre los kilómetros 319 y 320 de la carretera nacional 301 que une los pueblos de Cáncarix y Hellín, a unos 3 km de este último (Fig.3), en la Sierra del Candil.

Anteriormente, Behmel (1970) y Fourcade (1970; serie de la Sierra del Candil y de las Cabras), describen la sucesión desde el punto de vista litológico. Behmel (1970) presenta, además, un estudio bioestratigráfico del Oxfordiense y parte del Kimmeridgiense inferior (solamente la Zona Platynota y parte de la Zona Hypselocyclum). Posteriormente, Jerez-Mir (1973) vuelve a describir la serie en los mismos términos que Fourcade (1970). Baena y Jerez-Mir (1982) presentan la columna litológica correspondiente a la serie de la Sierra de las Cabras (fig. nº7b, 52), en la que diferencian desde el Oxfordiense superior hasta el Portlandiense.

En este perfil se han considerado aspectos relacionados con la evolución de la sucesión en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

II.1-3.b.2. Perfil del Entredicho (E)

Este perfil se encuentra en la hoja de Elche de la Sierra (nº 24-34, 867), del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 (Fig.1). El afloramiento se ubica entre los kilómetros 44 y 45 de la carretera 3212 que une los pueblos de Elche de la Sierra y Jartos, cerca del poblado de El Entredicho (Fig.3), en la Sierra de Peñas Rubias.

Anteriormente, Behmel (1970) realiza el estudio litológico y bioestratigráfico de la sucesión (Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior). Jerez-Mir (1973), cerca de la carretera, describe en detalle el perfil (serie de la Sierra de Peñas Rubias), y lo propone como serie tipo para el Oxfordiense superior del sector que el autor estudia.

En este perfil se han considerado aspectos relacionados con el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

II.2. ANALISIS GRANULOMETRICO

La relación existente entre el tamaño de las partículas y la dinámica del medio sedimentario determina el interés del análisis granulométrico para caracterizar algunos aspectos relacionados con el depósito de los materiales. Esta correspondencia pone de manifiesto la importancia de este tipo de análisis cuando se profundiza en el estudio estratigráfico y/o sedimentológico de una sucesión, fundamentalmente en aquellas de carácter marcadamente margoso.

Sin embargo, la restricción del análisis granulométrico a muestras sueltas, poco cementadas, limita su aplicación a algunos intervalos de carácter margoso o margocalizo "foliado" dentro de la sucesión. En los perfiles estudiados se ha analizado un total de 49 muestras distribuidas según se relaciona:

- Perfil de Rocha-Pozo (9 muestras): RP-101, RP-93, RP-91, RP-87, RP-79, RP-77, RP-67, RP-65, RP-60.
- Perfil de Vale da Burra (5 muestras): VB-9, VB-17, VB-19, VB-25, VB-27.
- Perfil de Puerto Lorente (6 muestras): PL-E, PL-36, PL-29, PL-27a, PL-26o, PL-3.
- Perfil de Riogazas-Chorro (1 muestra): RG-CH-80.
- Perfil de Segura de la Sierra (4 muestras): SS-T, SS-23c, SS-11, SS-1.
- Perfil de Navalperal (2 muestras): NV-82, NV-0.
- Perfil de Elche-Férez (12 muestras): EF-291, EF-289, EF-274, EF-240A, EF-159, EF-110, EF-38, EF-15, EF-11, EF-8, EF-1s, EF-1i.
- Perfil de Fuente Alamo (10 muestras): FA-319, FA-286, FA-276, FA-15, FA-13, FA-11, FA-9, FA-7, FA-5, FA-3.

Los análisis se han llevado a cabo en los laboratorios del Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola de la Universidad de Sevilla y, a grandes rasgos, la metodología utilizada ha sido la siguiente:

- Obtención de aproximadamente 3gr por muestra.
- Dispersión en una solución acuosa de calgón (al 2%) durante dos o tres semanas (dada la dificultad para su disgregación).
- Análisis por Sedigraph para obtener: a) una tabla de distribución de tamaños, b) una curva granulométrica, y c) un histograma de frecuencias.

Los principales resultados obtenidos se expresan gráficamente en las figuras 19 a 25. En estas se representan las columnas litológicas, la posición de las muestras analizadas y las siguientes características:

- Diámetro medio (Dme).
- Diámetro modal (Dmo).
- Intervalo granulométrico más representado.
- Segundo intervalo granulométrico más representado.
- Porcentaje de partículas de tamaño arcilla ($<2\mu\text{m}$).
- Porcentaje de partículas de tamaño limo ($2-20\mu\text{m}$).
- Porcentaje de partículas de tamaño arcilla + limo ($<20\mu\text{m}$).

II.2-1. SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)

II.2-1.a. Perfil de Rocha-Pozo

De las nueve muestras analizadas en este perfil, la primera se localiza en el Oxfordiense superior y el resto en el Kimmeridgiense inferior. De estas últimas, las seis primeras se distribuyen en el interior de la Zona Platynota y las dos restantes pertenecen a la Zona Divisum. No han podido analizarse muestras correspondientes al tramo con desarrollo de los biohermos.

La evolución estratigráfica de los resultados muestra las siguientes características (Fig.19):

a) El Dme aumenta ligeramente desde la muestra oxfordiense a la primera kimmeridgiense. En la siguiente muestra vuelve a disminuir. De ahí hasta la parte superior de la Zona Platynota se produce una recuperación, primero de manera progresiva y posteriormente brusca a techo de la Zona.

En las muestras correspondientes a la Zona Divisum se produce una marcada disminución respecto a la última muestra de la Zona Platynota; esta caída se mantiene hasta la parte superior de la sucesión. Los valores del Dme, bajos en general, varían entre $2,15\mu\text{m}$ y $4,26\mu\text{m}$, salvo en la parte superior de la Zona Platynota que alcanzan las $8,61\mu\text{m}$.

b) El Dmo oscila de manera brusca a lo largo de toda la sucesión. Tal vez puede destacarse el aumento registrado en la parte superior de la Zona Platynota y en la primera muestra de la Zona Divisum.

c) Practicamente en todas las muestras el diámetro más representado es el de $10-15\mu\text{m}$, salvo en la muestra de la parte superior de la Zona Platynota que aumenta bruscamente ($>100\mu\text{m}$). El segundo intervalo más representado es casi siempre el de $30-40\mu\text{m}$.

d) La evolución del porcentaje de partículas $<2\mu\text{m}$ es semejante a la de partículas de tamaño entre $2-20\mu\text{m}$. Este es el único perfil en el que el porcentaje de partículas $<2\mu\text{m}$ es mayor al de $2-20\mu\text{m}$.

Si se analiza la proporción de partículas $<20\mu\text{m}$ se observan pequeñas oscilaciones en las primeras muestras y una marcada disminución en la correspondiente a la parte superior de la Zona Platynota. En las muestras pertenecientes a la Zona Divisum se observa un progresivo aumento del porcentaje de partículas $<20\mu\text{m}$.

II.2-1.b. Perfil de Vale da Burra

Se han analizado un total de cinco muestras, todas ellas pertenecientes al Kimmeridgiense inferior. Las tres primeras muestras se localizan en la Zona Platynota, la siguiente en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, y la última en la Zona Hypselocyclum. Los rasgos más significativos son los siguientes (Fig.20):

a) Tanto el Dme como el Dmo oscilan a lo largo de toda la sucesión. Los Dme más elevados se reconocen en la muestra basal y en la muestra de la parte superior de la Zona Platynota. En la muestra en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum disminuye el Dme, para aumentar a techo de la sucesión. Los valores del Dme oscilan entre $7,76\mu\text{m}$ y $13,57\mu\text{m}$.

b) El diámetro más representado es siempre el de $10-15\mu\text{m}$, mientras el segundo en importancia es, en la mayoría de los casos, el de $30-40\mu\text{m}$.

c) En este perfil el porcentaje de partículas $<2\mu\text{m}$ es menor que el de partículas de $2-20\mu\text{m}$. El estudio del porcentaje de partículas $<20\mu\text{m}$ muestra los valores más bajos a base y parte superior de la Zona Platynota, así como en la parte superior de la sucesión.

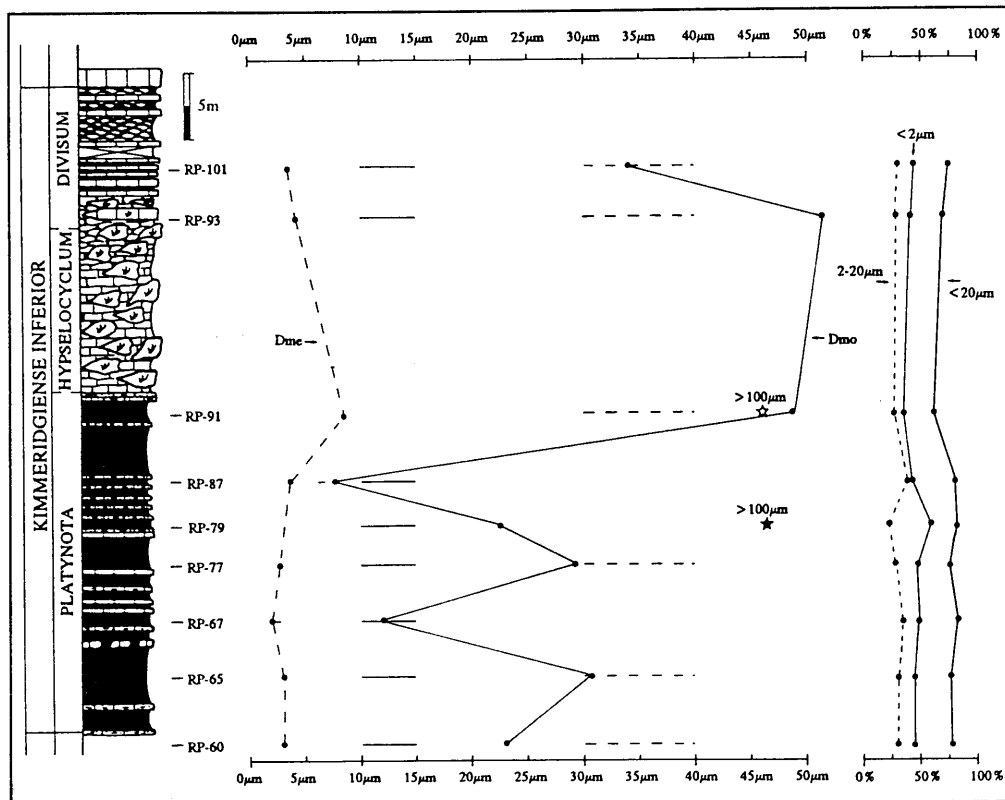


Fig. 19.- Características granulométricas en el perfil de Rocha-Pozo. Izquierda: Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. Derecha: Evolución de la proporción de partículas $< 2\mu\text{m}$, $2-20\mu\text{m}$ y $< 20\mu\text{m}$. — Intervalo más representativo, - - -segundo intervalo más representativo, ☆ intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica, ★ segundo intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica.

II.2-2. PREBETICO CENTRAL

II.2-2.a. Perfil de Puerto Lorente

Se han analizado un total de seis muestras, las cinco primeras del Kimmeridgiense inferior y la última localizada en el Kimmeridgiense medio. La distribución estratigráfica más detallada es la siguiente: a) las dos primeras muestras se localizan en las partes basal y superior de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior), b) las dos siguientes pertenecen a las partes inferior y media de la Zona Hypselocyclum (Kimmeridgiense inferior), c) la siguiente muestra se localiza en la Zona Divisum (Kimmeridgiense inferior), y d) la última se incluye en la parte basal del Kimmeridgiense medio. Las características más significativas son las siguientes (Fig.21):

a) Los Dme y Dmo poseen tendencias parecidas. Se registra una progresiva subida desde la base al techo de la Zona Platynota, un brusco incremento en la primera muestra de la Zona Hypselocyclum (donde se alcanzan los valores más altos), y una caída en la posterior muestra de esta

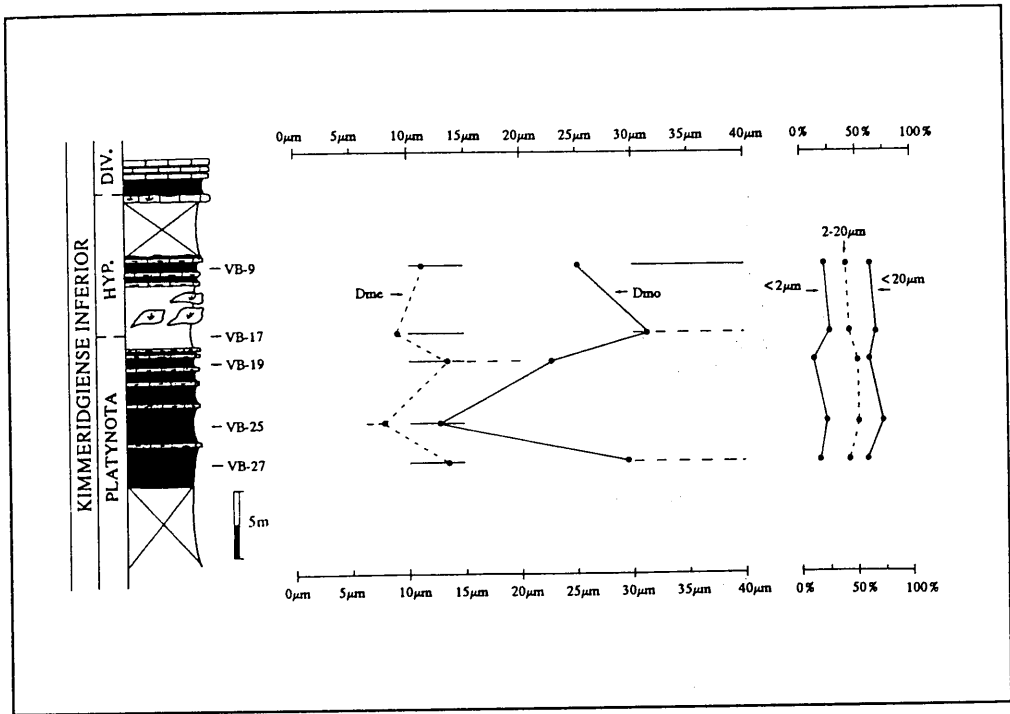


Fig. 20.- Características granulométricas en el perfil de Vale da Burra. Izquierda: Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. Derecha: Evolución de la proporción de partículas $<2\mu\text{m}$, $2-20\mu\text{m}$ y $<20\mu\text{m}$. — Intervalo más representativo, - - -segundo intervalo más representativo.

Zona. A continuación el Dme aumenta de manera progresiva hacia el techo, mientras el Dmo disminuye en la muestra de la Zona Divisum y aumenta después. Los valores del Dme varían entre $3,37\mu\text{m}$ y $6,59\mu\text{m}$.

b) En general el intervalo más representado es el de $10-15\mu\text{m}$, mientras el segundo es generalmente el de $6-8\mu\text{m}$.

c) La proporción de partículas $<2\mu\text{m}$ y $2-20\mu\text{m}$ muestran tendencias opuestas a lo largo del perfil, destacando quizás las oscilaciones registradas en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum. En cualquier caso, siempre los porcentajes de partículas $<2\mu\text{m}$ son menores que los de $2-20\mu\text{m}$.

La evolución de partículas $<20\mu\text{m}$ muestra una ligera disminución hacia techo de la Zona Platynota-base de la Zona Hypselocyclum, una ligera recuperación en la muestra siguiente, un mantenimiento en la muestra de Divisum, y un leve descenso a techo de la sucesión. Todo ello siempre con valores altos en la proporción de partículas $<2\mu\text{m}$.

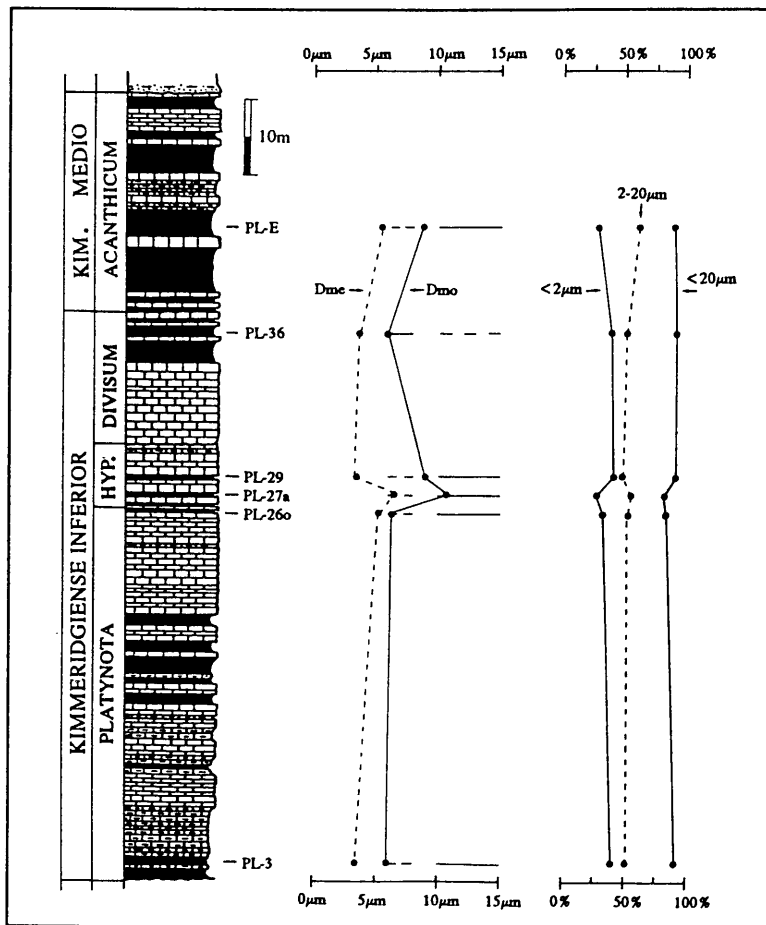


Fig. 21.- Características granulométricas en el perfil de Puerto Lorente. Izquierda: Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. Derecha: Evolución de la proporción de partículas <2µm, 2-20µm y <20µm. — Intervalo más representativo, - - - segundo intervalo más representativo.

II.2-2.b. Perfil de Riogazas-Chorro

Sólo ha sido posible analizar una muestra localizada a techo del Oxfordiense. Las características más significativas son las siguientes:

- a) Tanto el Dme (21,77µm) como el Dmo (33,53µm) poseen unos valores muy altos.
- b) Los intervalos más frecuentes poseen unos valores muy elevados, el más representado es el 30-40µm y el segundo el 40-50µm.
- c) La proporción de partículas <2µm y de 2-20µm posee valores muy bajos (17,2% y 30,3%).

II.2-2.c. Perfil de Segura de la Sierra

Se han analizado cuatro muestras, todas ellas pertenecientes a la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior). Las dos primeras muestras corresponden a la base, mientras las dos siguientes se localizan en las partes media y superior del perfil. La evolución de muro a techo es la siguiente (Fig.22):

a) Aumentan tanto el Dme como el Dmo. El primero de manera progresiva, con valores entre $5,14\mu\text{m}$ y $9,26\mu\text{m}$, y el segundo bruscamente.

b) El intervalo más representado es el $10\text{-}15\mu\text{m}$, salvo en la muestra basal donde es el $\geq 80\mu\text{m}$. El segundo intervalo más representado oscila entre el $2\text{-}3\mu\text{m}$ en la muestra basal y el $30\text{-}40\mu\text{m}$ en la de techo.

c) La proporción de partículas $< 2\mu\text{m}$ y de $2\text{-}20\mu\text{m}$ se mantiene prácticamente constante a lo largo de todo el perfil, aunque las ligeras variaciones denotan tendencias opuestas. La evolución de partículas $< 20\mu\text{m}$ muestra un ligero aumento de la primera a la segunda muestra, para posteriormente ir disminuyendo de manera progresiva hacia el techo de la sucesión.

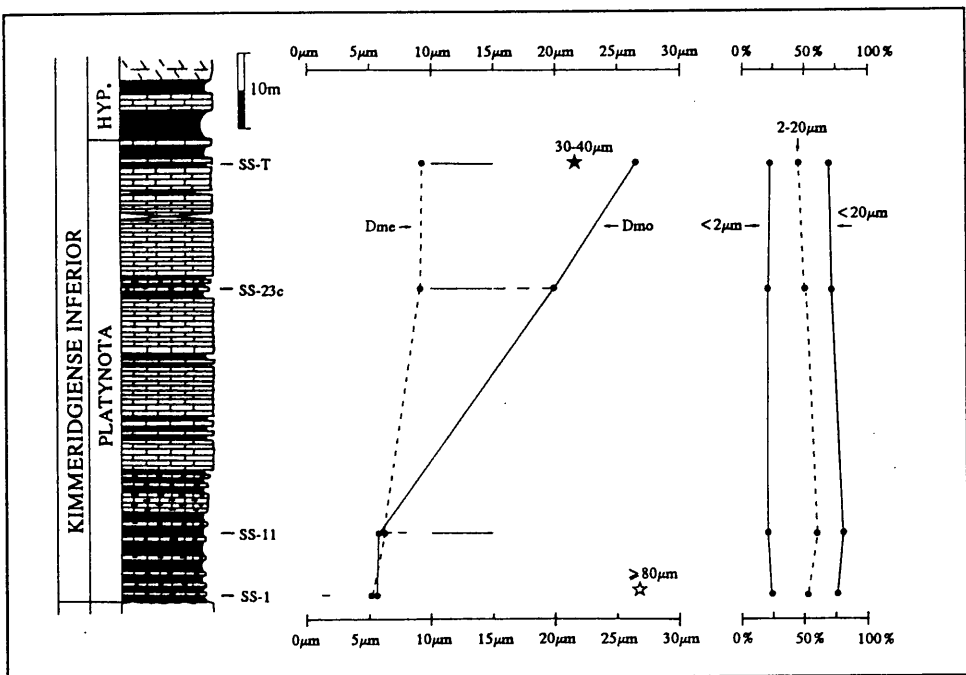


Fig. 22.- Características granulométricas en el perfil de Segura de la Sierra. Izquierda: Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. Derecha: Evolución de la proporción de partículas $< 2\mu\text{m}$, $2\text{-}20\mu\text{m}$ y $> 20\mu\text{m}$. — Intervalo más representativo, - - - segundo intervalo más representativo, ☆ intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica, ☆ segundo intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica.

II.2-2.d. Perfil de Navalperal

Sólo han podido ser analizadas dos muestras, la primera localizada en la base de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior) y la segunda en torno al límite de las Zonas Platynota e Hypselocyclum. Los rasgos más significativos son los siguientes (Fig.23):

a) Se reconoce un aumento del Dme y Dmo de muro a techo de la sucesión. Los valores del Dme son $3,69\mu\text{m}$ y $10,49\mu\text{m}$.

b) En la muestra basal el diámetro más representativo es el $2-3\mu\text{m}$ y el segundo el $10-15\mu\text{m}$, siendo este el más representativo en la muestra de techo, donde el segundo es el $30-40\mu\text{m}$.

c) Tanto el porcentaje de partículas $<2\mu\text{m}$ como el de $2-20\mu\text{m}$, y por tanto el total $<20\mu\text{m}$, muestran una disminución de muro a techo del perfil.

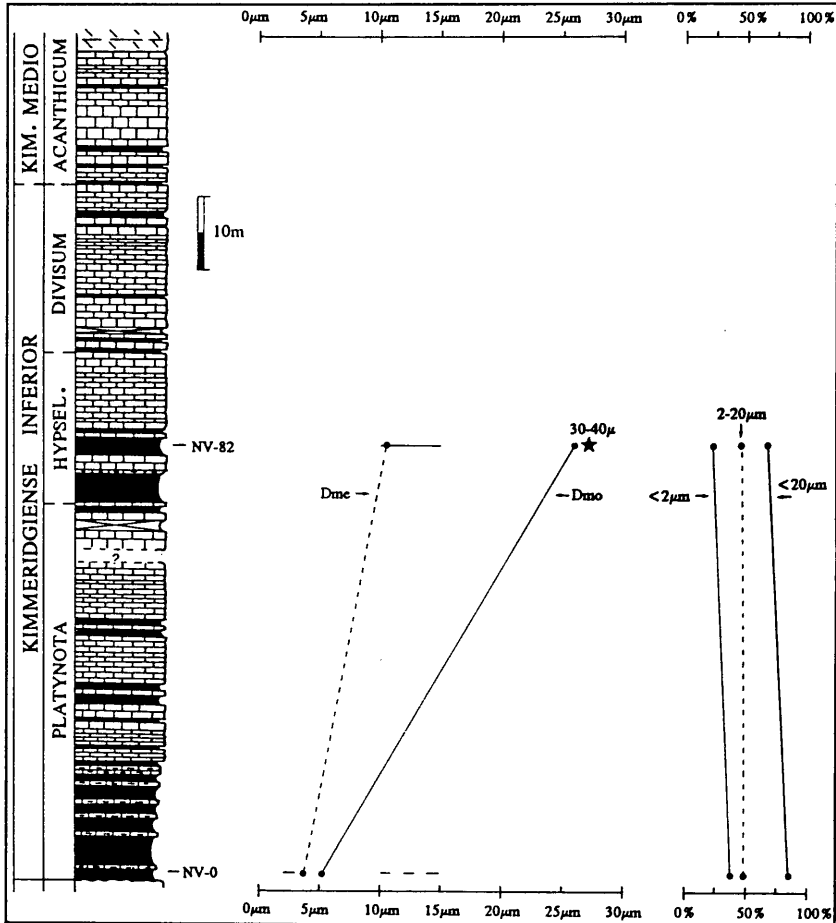


Fig. 23.- Características granulométricas en el perfil de Navalperal. **Izquierda:** Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. **Derecha:** Evolución de la proporción de partículas $<2\mu\text{m}$, $2-20\mu\text{m}$ y $<20\mu\text{m}$. — Intervalo más representativo, - - - segundo intervalo más representativo, ★ segundo intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica.

II.2-3. PREBETICO ORIENTAL

II.2-3.a. Perfil de Elche-Férez

Se han analizado un total de doce muestras todas ellas pertenecientes al Kimmeridgiense inferior. Excepto las dos últimas, localizadas en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclus, el resto se distribuyen a lo largo de toda la Zona Platynota. Las características más significativas son las siguientes (Fig.24):

a) Los Dme y Dmo muestran tendencias semejantes, aunque los cambios se manifiestan de manera más brusca en el Dmo. De manera general se observa un descenso en los valores desde la primera muestra a las siguientes de la parte inferior. Desde la última muestra del intervalo basal hacia la parte superior empieza a aumentar, a grandes rasgos, tanto el Dme como el Dmo, alcanzando los valores más altos a techo del perfil (techo de la Zona Platynota y muestras basales de la Zona Hypselocyclus). Los valores del Dme oscilan entre $3,74\mu\text{m}$ y $15,75\mu\text{m}$.

b) El diámetro más representado es siempre el de $10\text{-}15\mu\text{m}$, salvo puntualmente en la base que es el de $>100\mu\text{m}$. El segundo diámetro más representado es variable; $15\text{-}20\mu\text{m}$ para las muestras de la parte superior y algunas basales, $2\text{-}3\mu\text{m}$ para otras basales y $6\text{-}8\mu\text{m}$ para las muestras de la parte media.

c) Las tendencias del porcentaje de partículas $<2\mu\text{m}$ y $2\text{-}20\mu\text{m}$ son fluctuantes, pero siempre la proporción de partículas $<2\mu\text{m}$ es menor a la de $2\text{-}20\mu\text{m}$.

La evolución en el porcentaje de partículas $<20\mu\text{m}$ muestra una disminución de la primera a la segunda muestra basal. Posteriormente aumenta de manera progresiva en el resto de muestras basales, para disminuir hacia la parte superior y de manera clara a techo del perfil, en donde se registran los valores más bajos de la sucesión.

II.2-3.b. Perfil de Fuente Alamo

De las diez muestras analizadas, las primeras (FA-3 y FA-5) pertenecen al Oxfordiense superior y el resto al Kimmeridgiense inferior. Todas las correspondientes al Kimmeridgiense inferior se localizan en la Zona Platynota, fundamentalmente a base y techo de la misma, excepto la última ubicada en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclus. Las características más significativas son las siguientes (Fig.25):

a) Los Dme y Dmo poseen, en general, una evolución semejante a lo largo del perfil. Destaca el aumento inicial del Dme y Dmo desde la última muestra oxfordiense a las primeras kimmeridgienses, así como su posterior caída. Es interesante, asimismo, el aumento del Dme a techo de la Zona Platynota, para volver a disminuir en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclus. Los valores del Dme oscilan entre $3,65\mu\text{m}$ y $7,65\mu\text{m}$. Los valores del Dmo, salvo las muestras FA-9 y FA-11 que fluctúan bruscamente, oscilan entre $3,12\mu\text{m}$ y $5,88\mu\text{m}$.

b) En la mayoría de los casos, el diámetro más representado es el $10\text{-}15\mu\text{m}$. A techo de la Zona Platynota lo es el $>100\mu\text{m}$. El segundo diámetro más representado es en general menor, variando entre $2\text{-}3\mu\text{m}$, $4\text{-}5\mu\text{m}$ y $6\text{-}8\mu\text{m}$.

c) En este perfil, la proporción de partículas $<2\mu\text{m}$ y $2\text{-}20\mu\text{m}$ muestran tendencias opuestas, aunque siempre el porcentaje de partículas $<2\mu\text{m}$ es menor que el de $2\text{-}20\mu\text{m}$.

La evolución de la proporción de partículas $<20\mu\text{m}$ muestra, en general, unos valores muy altos (entre el 76 y el 94,7%). Destaca el aumento registrado desde las muestras oxfordienses a la primera kimmeridgiense, y su posterior bajada para mantenerse prácticamente constante hasta el techo

de la sucesión.

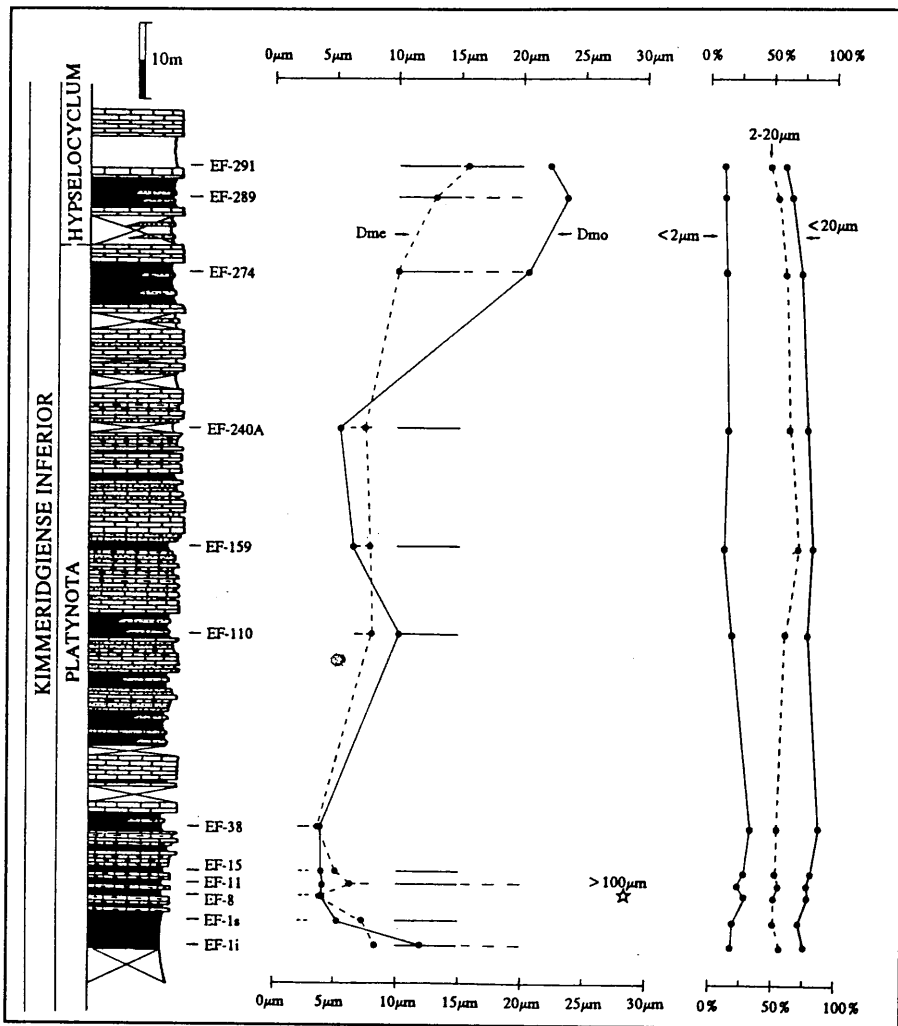


Fig. 24.- Características granulométricas en el perfil de Elche-Férez. Izquierda: Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. Derecha: Evolución de la proporción de partículas <2µm, 2-20µm y <20µm. — Intervalo más representativo, - - - segundo intervalo más representativo, ☆ intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica.

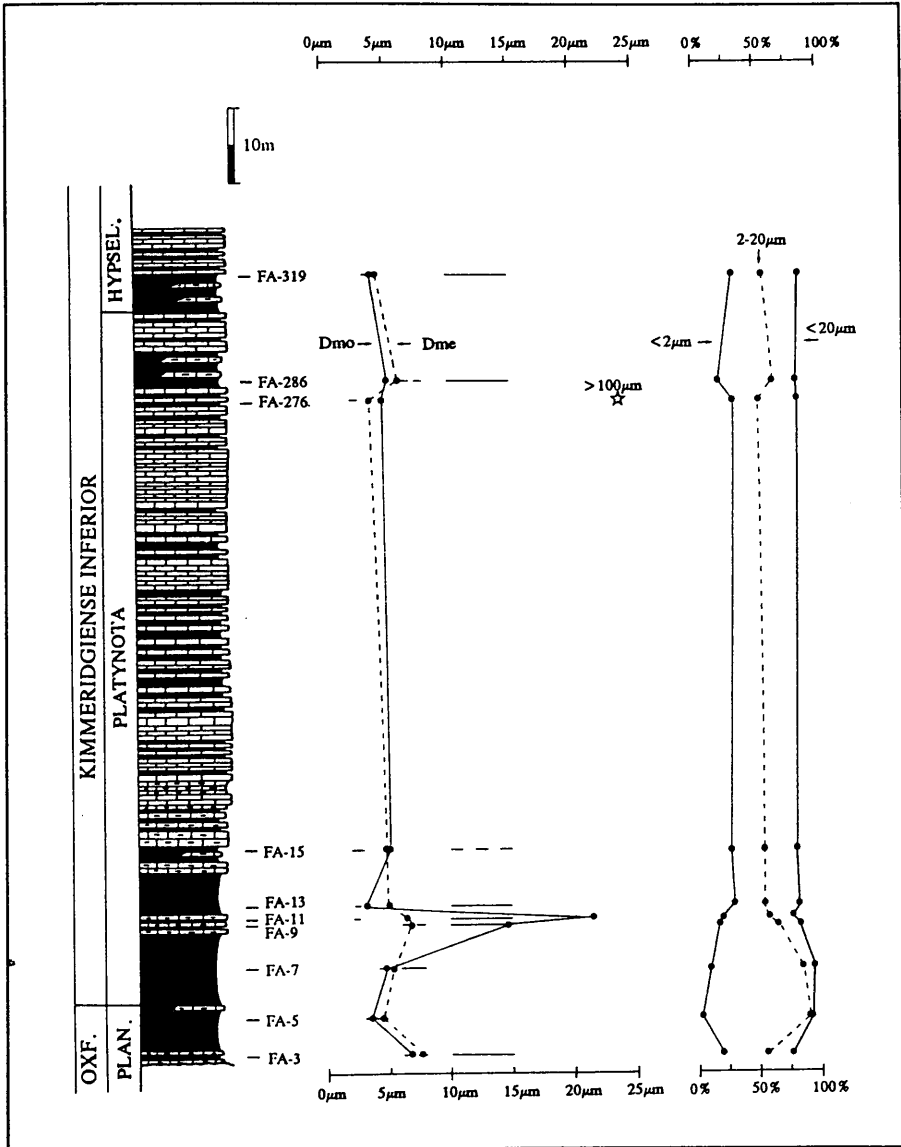


Fig. 25.- Características granulométricas en el perfil de Fuente Alamo. Izquierda: Evolución del Dme, Dmo e intervalos más representativos. Derecha: Evolución de la proporción de partículas $< 2\mu\text{m}$, $2-20\mu\text{m}$ y $< 20\mu\text{m}$. — Intervalo más representativo, - - segundo intervalo más representativo, ☆ intervalo más representativo correspondiente a valores no incluidos en la gráfica.

II.2-4. ANALISIS COMPARATIVO

Una vez presentados los resultados obtenidos en cada uno de los perfiles, el análisis comparativo de los mismos facilitará una posterior interpretación de carácter integrador, en la que se pongan de manifiesto las variaciones, tanto areal como temporalmente.

Este análisis requiere la comparación entre muestras pertenecientes a sedimentos depositados "coetáneamente". Sin embargo, aunque se han obtenido temporizaciones incluso a nivel subzonal (ver capítulo de biostratigrafía en esta memoria), la biostratigrafía no es suficientemente resolutive como para poder datar de manera precisa cada una de las intercalaciones siliciclásticas en las que se han realizado análisis granulométricos. Con la intención de minimizar los errores de correlación y como complemento al control biostratigráfico, se compararán muestras cuya posición en la sucesión sea tan semejante como para poder interpretar que su depósito ha sido suficientemente próximo en el tiempo.

Desde el techo del Oxfordiense superior a la base del Kimmeridgiense medio el análisis comparativo permite destacar los siguientes rasgos:

II.2-4.a. Oxfordiense superior p.p.

En el techo del Oxfordiense superior han sido analizadas 4 muestras pertenecientes a los perfiles de Rocha-Pozo (RP-60), Riogazas-Chorro (RG-CH-80) y Fuente Alamo (FA-3 y FA-5).

Es significativo que los valores más altos en las distintas características analizadas los posee la muestra perteneciente al perfil de Riogazas-Chorro. En el resto de perfiles existen variaciones en los valores de Dme y Dmo, mientras los porcentajes de partículas $< 20\mu\text{m}$ son muy parecidos entre las muestras RP-60 y FA-3.

La ordenación de los perfiles estudiados respecto al tamaño de grano sería: $\text{RG-CH} > \text{FA} > \text{RP}$.

II.2-4.b. Kimmeridgiense inferior

La evolución en el tránsito Oxfordiense superior-Kimmeridgiense basal sólo ha sido registrada en los perfiles de Rocha-Pozo y Fuente Alamo. En el perfil de Rocha-Pozo prácticamente no hay diferencias significativas, salvo un aumento en el Dmo. En el perfil de Fuente Alamo se produce una marcada subida en el Dme y Dmo.

II.2-4.b.1. Zona Platynota

Respecto a la Zona Platynota en todos los perfiles se observa una tendencia general similar. De muro a techo de la Zona se registra una subida en los Dme, Dmo y en el porcentaje de partículas $> 20\mu\text{m}$ (bajada en el porcentaje de partículas $< 20\mu\text{m}$). Si analizamos las diferentes partes de la Zona se pueden obtener datos interesantes:

II.2-4.b.1a. Parte basal de la Zona Platynota

La evolución en la parte basal de la Zona Platynota únicamente se puede estudiar en los perfiles de Rocha-Pozo, Segura de la Sierra, Elche-Férez y Fuente Alamo, en los que se han analizado

más de una muestra correspondiente a este intervalo. Del estudio se ponen de manifiesto los siguientes hechos:

- Los tamaños más groseros se registran a base del intervalo. Hacia techo del mismo disminuye tanto el Dme como el Dmo, salvo en SS donde son prácticamente constantes, y el porcentaje de partículas $>20\mu\text{m}$ (aumenta la proporción de partículas $<20\mu\text{m}$). Esta tendencia es claramente manifiesta en los perfiles RP, EF y SS. En el perfil FA la tendencia es similar en las primeras muestras, incluida la del Oxfordiense, y luego hacia techo del intervalo empieza a aumentar de nuevo el Dme, el Dmo y el porcentaje de partículas $>20\mu\text{m}$.

El ordenamiento de los perfiles en relación con el tamaño de grano, incluidos los perfiles con tan solo una muestra analizada, es: EF > SS > NV > RP > PL > FA.

II.2-4.b.1b. Parte media de la Zona Platynota

En esta parte han sido analizadas muestras en los perfiles de Rocha-Pozo (RP), Vale da Burra (VB), Segura de la Sierra (SS) y Elche-Férez (EF). En general, aunque con pequeñas fluctuaciones, en todos los perfiles se observa el incremento generalizado del tamaño de grano, aumentando el Dme, Dmo y porcentaje de partículas $>20\mu\text{m}$ (disminuye el porcentaje de partículas $<20\mu\text{m}$).

El ordenamiento de los perfiles según el tamaño de grano es: VB > SS > EF > RP.

II.2-4.b.1c. Parte superior de la Zona Platynota

La tendencia reconocida en la parte media de la Zona Platynota adquiere su máxima expresión a techo de la Zona. En este intervalo los Dme, Dmo y porcentaje de partículas $>20\mu\text{m}$ suelen ser los mayores de toda la Zona. Esta tendencia, puesta de manifiesto en todos los perfiles, es menos acusada en el perfil de Fuente Alamo, en donde los valores se mantienen prácticamente constantes.

El ordenamiento de los perfiles respecto del tamaño de grano es: EF > VB > SS > RP > PL > FA.

II.2-4.b.2. Zona Hypselocyclum

En lo que respecta a la Zona Hypselocyclum, existen datos de los perfiles de Vale da Burra (VB), Puerto Lorente (PL), Navalperal (NV), Elche-Férez (EF) y Fuente Alamo (FA). Al inicio de esta Zona se observa, en general, un incremento en la tendencia que se reconocía a techo de la Zona Platynota. Aumenta el Dme y Dmo, así como el porcentaje de partículas $>20\mu\text{m}$ (disminuye el porcentaje de partículas $<20\mu\text{m}$). Este hecho se manifiesta claramente en los perfiles de Puerto Lorente (PL), Navalperal (NV) y Elche-Férez (EF). En la segunda muestra de la Zona analizada en el perfil de Puerto Lorente (PL) disminuyen el Dme, Dmo y porcentaje de partículas $>20\mu\text{m}$ (aumenta la proporción de partículas $<20\mu\text{m}$). Esta tendencia es reconocida, asimismo, en el perfil de Fuente Alamo (FA). En el perfil de Vale da Burra fluctúan los distintos parámetros en las dos muestras pertenecientes a esta Zona (VB-17, en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, y VB-9, en el interior de Hypselocyclum).

El ordenamiento de los perfiles respecto del tamaño de grano es: VB > EF > NV > PL > FA.

II.2-4.b.3. Zona Divisum

Las muestras analizadas en esta Zona pertenecen a los perfiles de Rocha-Pozo (RP) y Puerto Lorente (PL). Salvo algunas oscilaciones, en ambos se observa una disminución del Dme, Dmo y porcentaje de partículas $> 20\mu\text{m}$ (aumenta la proporción de partículas $< 20\mu\text{m}$).

El ordenamiento de los perfiles respecto del tamaño de grano en la Zona Divisum es: RP > PL.

II.2-4.c. Kimmeridgiense medio p.p.

Solamente se ha analizado una muestra perteneciente al perfil de Puerto Lorente que registra, respecto de la muestra de la Zona Divisum, un aumento en el Dme y Dmo, así como el incremento en el porcentaje de partículas $> 20\mu\text{m}$ (disminuye la proporción de partículas $< 20\mu\text{m}$).

II.2-5. CONCLUSIONES

Como se comentó anteriormente, el análisis granulométrico de las partículas que componen el sedimento va a ser de gran importancia para la interpretación de algunas de las características del medio y de las condiciones del depósito. Sin embargo, la restricción del estudio a aquellos niveles de carácter margoso y margocalizo "foliado" va a condicionar, en cierta medida, la interpretación de los análisis realizados.

A este respecto, perfiles como el de Rocha-Pozo (9 muestras), Fuente Alamo (10 muestras) o Elche-Férez (12 muestras) quedan comparativamente mejor caracterizados que otros como Navalperal (2 muestras) o Puerto Lorente (6 muestras). Sin embargo, este hecho no debe ser un obstáculo para utilizar el análisis granulométrico como un dato más a tener en cuenta cuando se realiza la interpretación del medio de depósito.

En concreto, a partir del estudio de los datos obtenidos se puede mejorar el conocimiento de algunas características del medio, estrechamente relacionadas con el tamaño de las partículas: paleogeografía del área, topografía de los fondos, condiciones hidrodinámicas, y en general algunos aspectos relacionados con las variaciones del nivel relativo del mar.

Antes de proceder al tratamiento de los resultados obtenidos, es conveniente recordar algunos aspectos paleogeográficos generales de los afloramientos estudiados. La sucesión analizada, propia del dominio de plataforma desarrollado en el margen Sur de Iberia durante el Jurásico superior, se ha estudiado en dos áreas relativamente distantes. Por un lado, los afloramientos de Rocha-Pozo y Vale da Burra pertenecen al Sector Septentrional del Algarve, un dominio proximal estructurado en bloques y limitado al Norte por una barrera de materiales paleozoicos y al Sur por las plataformas carbonatadas del Sector Meridional reconocidas en sondeos marinos. Por otro lado, los afloramientos estudiados en la Zona Prebética, en la que se diferencia un área relativamente proximal; Prebético Externo Central (Puerto Lorente y Riogazas-Chorro) y Oriental (Elche-Férez y Fuente Alamo), de otra comparativamente distal; Prebético Interno Central (Segura de la Sierra y Navalperal).

En gran medida, como se verá posteriormente, estas diferencias paleogeográficas van a ponerse de manifiesto en los análisis granulométricos:

A) El análisis de los resultados en orden cronológico, desde el Oxfordiense superior p.p. al Kimmeridgiense medio p.p., permite interpretar una estrecha relación entre los valores obtenidos y el régimen de cambios del nivel relativo del mar que acontece durante este período (ver capítulo IV.2 en esta memoria). A grandes rasgos podemos concluir:

- Marques et al. (1989, 1991) interpretan en el margen Sur de Iberia una reactivación del relieve y un aumento de la subsidencia en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, que induce una erosión de áreas tierra adentro y el consiguiente aporte de material siliciclástico. Este hecho se pone de manifiesto por un tamaño de grano comparativamente grueso registrado a base de la sucesión. Dependiendo de la evolución local en cada área de depósito, este tamaño comparativamente mayor se registrará en sedimentos del Oxfordiense superior (Fuente Alamo) o del Kimmeridgiense basal (Rocha-Pozo). En los perfiles de Segura de la Sierra y Elche-Férez, en los que se posee más de una muestra del Kimmeridgiense basal, el mayor tamaño se registra en la primera muestra analizada. Sin embargo, la ausencia de datos de edad oxfordiense tardío en estos perfiles impide descartar la posibilidad de que este mayor tamaño se registrara ya a techo del Oxfordiense superior.

- La evolución del tamaño de grano a lo largo de la Zona Platynota muestra, a grandes rasgos, una disminución en las partes superiores del intervalo basal, y un aumento generalizado posterior (parte media) que se acentúa a techo de la Zona. Esta tendencia puede interpretarse en relación con el relajamiento inmediatamente posterior a la reactivación anteriormente mencionada, y la posterior caída progresiva del nivel relativo del mar acaecida durante esta Zona (Marques et al., 1989, 1991;

Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria).

- La tendencia granulométrica reconocida a lo largo de la Zona Platynota parece acentuarse al inicio de la Zona Hypselocyclum. Este hecho es correlacionable con la bajada del nivel relativo del mar puesta de manifiesto en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria).

- A continuación, en las siguientes muestras de la Zona Hypselocyclum y en la Zona Divisum parece generalizada la disminución del Dme, Dmo y proporción de partículas $> 20\mu\text{m}$. Esta tendencia es coherente con el contexto de subida del nivel relativo del mar que se acentúa durante la Zona Divisum (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria).

- Por último, la muestra localizada en materiales de edad kimmeridgiense medio p.p., en la que aumenta de nuevo el tamaño de grano (Dme, Dmo y porcentaje de partículas $> 20\mu\text{m}$), refleja el retorno a condiciones de incremento relativo de aportes, en relación con un período de ralentización eustática durante un intervalo de alto nivel del mar (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria).

B) El análisis de los resultados para un período determinado muestra, asimismo, diferencias importantes entre los afloramientos estudiados. Este hecho puede ser relacionado con las características particulares de cada área de depósito (paleogeografía, topografía de los fondos, características hidrodinámicas, etc.). Algunos aspectos interesantes que pueden ser interpretados en este sentido son los siguientes:

- Los únicos resultados conseguidos en el perfil de Riogazas-Chorro corresponden, en general, a los tamaños de grano más elevados de todos los análisis realizados. Este hecho puede relacionarse con la situación comparativamente proximal y deprimida del área de depósito.

- A lo largo de toda la sucesión y con independencia del período analizado, las muestras pertenecientes a los perfiles de Puerto Lorente y Fuente Alamo son las que poseen los valores granulométricos más bajos. En orden creciente dentro del dominio prebético le siguen los perfiles de Segura de la Sierra y Navalperal, y por último las muestras más groseras corresponden, en general, al perfil de Elche-Férez.

Teniendo en cuenta el contexto paleogeográfico de los afloramientos, los bajos valores del perfil de Puerto Lorente son coherentes con la existencia de un área proximal y relativamente elevada dentro del Prebético Externo Central, que ofrecería dificultades al depósito del sedimento más grosero. Este material se depositaría, sin embargo, en áreas comparativamente más deprimidas y en este caso más distales, pertenecientes al Prebético Interno Central (perfiles de Segura de la Sierra y Navalperal).

En lo que respecta a los afloramientos del Prebético Externo Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez), habría que destacar en ambos los espesores comparativamente mayores de la Zona Platynota y, a escala macroscópica, el carácter siliciclástico claramente manifiesto en la sucesión. Estas características pueden interpretarse como propias de áreas comparativamente deprimidas. Además, las diferencias registradas en los valores granulométricos son indicativas de características deposicionales propias en cada una de las áreas. Este hecho puede estar relacionado con un gradiente proximal-distal respecto del área emergida que se reconoce durante el Kimmeridgiense inferior al Norte-Noreste del afloramiento de Elche-Férez (Fourcade, 1970 fig.19; Jerez-Mir, 1973 fig. 108). Este área emergida aportaría material siliciclástico comparativamente grosero en áreas proximales (perfil de Elche-Férez), y de menor tamaño en sectores comparativamente más alejados (perfil de Fuente Alamo).

- En lo que respecta al Sector Septentrional del Algarve merecen atención dos aspectos fundamentales:

Por un lado es interesante poner de manifiesto que el perfil de Rocha-Pozo es el único de los

estudiados en el que la proporción de partículas $< 2\mu\text{m}$ es mayor que la de $2\text{-}20\mu\text{m}$. Este hecho conlleva una desviación de la tendencia generalmente registrada, reconociéndose una distribución bimodal de las frecuencias de tamaños, con máximos registrados para partículas $< 2\mu\text{m}$ y $> 20\mu\text{m}$. Este hecho puede relacionarse con el carácter confinado de la cuenca, en la que se depositan sedimentos comparativamente groseros (arenas finas), transportados por tracción en condiciones de energía relativamente baja, condiciones en las que no es posible una buena dispersión de los sedimentos finos en suspensión, lo que provoca la concentración de ambos. Sin embargo, el otro aspecto interesante es que el perfil de Vale da Burra, cercano al anterior, no registra este hecho, sino que recoge en general un aumento en el carácter grosero de los clastos. Dada la proximidad entre las dos áreas de depósito, es posible que la diferenciación de tamaños registrada sea consecuencia de condiciones hidrodinámicas locales.

II.3. ESTUDIO MINERALOGICO

Antes de presentar el estudio realizado, es necesario comentar algunas consideraciones de interés:

1- El estudio mineralógico se ha llevado a cabo en aquellos niveles margosos y margocalizos que han resultado favorables para su análisis, bien por su desarrollo o por su exposición.

2- Aunque el análisis de arcillas se realizó inicialmente en la fracción $< 2\mu\text{m}$ (perfiles de Puerto Lorente, Segura de la Sierra y Navalperal), en sucesivos estudios se ha centrado en la fracción $< 20\mu\text{m}$ al comprobarse la ausencia de variaciones significativas entre la fracción de $2-20\mu\text{m}$ y $< 2\mu\text{m}$.

3- La metodología empleada ha sido la usual en este tipo de análisis. Para una información más detallada (desarrollo del análisis, características del equipo...), me remito a trabajos más específicos sobre el tema (López-Galindo, 1986; Palomo, 1987). El estudio se ha realizado en las instalaciones del Dpto. de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada.

4- Como algunos investigadores han puesto de manifiesto, cuando se realiza el análisis mineralógico semicuantitativo no deben de tenerse en cuenta fluctuaciones en torno al 5%, dado el margen de error inherente a la metodología aplicada.

5- En las figuras y tablas presentadas en este capítulo se han empleado símbolos en lugar de la denominación completa del mineral. La mayoría de ellos son de uso generalizado y se han tomado de Kretz (1983):

Mineralogía total

- Filossilicatos: CM
- Cuarzo: Qtz
- Calcita: Cal
- Dolomita: Dol
- Feldespatos: Fs

Mineralogía de arcillas

- Iilita: Ill
- Interestratificados iilita-esmectita: I/S
- Esmectita: Sm
- Interestratificados iilita-clorita: I/C
- Vermiculita: Vrm
- Caolinita: Kln

Otras abreviaturas empleadas han sido:

- Mineral representado como trazas: tr
- Índice de cristalinidad de la iilita: Ic

6- Aunque en las diferentes tablas se presentan los resultados obtenidos en cada muestra individual, el análisis comparativo se ha realizado teniendo en cuenta muestras agrupadas en tramos con características similares. Los tramos se han establecido de acuerdo con: la distribución estratigráfica de cada una de las muestras, su composición mineralógica y la cristalinidad de la iilita. Desde el punto de vista estratigráfico, los tramos reconocidos son:

- Tramo A: Representado en todos los perfiles excepto en el de Vale da Burra (VB), correspondería mayoritariamente a la parte inferior de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior).

Salvo en el perfil de Elche-Férez (EF), en el resto de los perfiles; Rocha-Pozo (RP), Puerto Lorente (PL), Segura de la Sierra (SS), Navalperal (NV) y Fuente Alamo (FA), la primera muestra pertenece al Oxfordiense tardío.

- Tramo B: Se ha diferenciado en todos los perfiles. En la mayoría de los casos corresponde al resto de la Zona Platynota, salvo el techo de esta. La única excepción se ha reconocido en los perfiles estudiados en el Sur de Portugal. En este caso su significación es difícil de precisar dado que esos niveles preceden a un importante cambio en el régimen ecológico y de depósito (bioconstrucciones). Asimismo, la bioestratigrafía de ambos perfiles (Rocha-Pozo y Vale da Burra) no permite precisar en qué medida está completa la parte superior de la Zona Platynota en facies de ritmita.

- Tramo C: Este tramo corresponde, aproximadamente, al techo de la Zona Platynota y/o la base de la Zona Hypselocyclum (Kimmeridgiense inferior). Se ha reconocido en todos los perfiles, menos en RP y VB en los que se localizaría en torno al intervalo de implantación de los biohermos.

- Tramo D: Representado en los perfiles de RP, VB, PL y NV. A grandes rasgos y según el perfil, este tramo abarca muestras desde la Zona Hypselocyclum (Kimmeridgiense inferior) hasta la Zona Acanthicum (Kimmeridgiense medio).

Al comparar un mismo tramo en diferentes perfiles es necesario tener en cuenta que pueden existir algunas variaciones composicionales producto de una cierta heterocronía entre los tramos. Es necesario recordar que aunque existe una calibración temporal detallada, incluso a escala subzonal, no es lo suficientemente precisa como para caracterizar bioestratigráficamente en detalle cada uno de los tramos diferenciados.

Con la intención de resaltar la relación siliciclásticos/carbonatos en el análisis de la mineralogía total por tramos, se estudian conjuntamente: calcita+dolomita, cuarzo+feldespatos y filosilicatos.

7- Algunos de los resultados que se presentan, han sido recogidos en anteriores publicaciones. Rodríguez-Tovar (1990) y López-Galindo et al. (1991) presentan datos procedentes del estudio de los perfiles pertenecientes al Prebético Central. Asimismo, López-Galindo et al. (1992) analizan la mineralogía de la Zona Platynota en el perfil de Fuente Alamo.

II.3-1. SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ALGARVE (SUR DE PORTUGAL)

II.3-1.a. Perfil de Rocha-Pozo

Como se presenta en la figura 26 y en la tabla I, se han analizado 9 muestras a lo largo de la columna estratigráfica.

La composición mineralógica es muy homogénea. En orden de abundancia la muestra total se compone de: calcita (22-87%), filosilicatos (6-53%), cuarzo (5-22%), dolomita (trazas-6%) y, ocasionalmente, trazas de feldespatos. En la figura 27, se representa el promedio de la mineralogía total del perfil.

Los minerales de la arcilla reconocidos son: illita (35-48%), interestratificados illita-esmectita (10-43%), esmectita (9-32%), caolinita (0-18%), trazas de interestratificados illita-clorita y, puntualmente, vermiculita (15%). En la figura 28, se representa el promedio de la mineralogía de arcillas.

La cristalinidad de la illita oscila entre 0.25 y 0.38, con un valor medio de $0.30^{\circ}2\theta$.

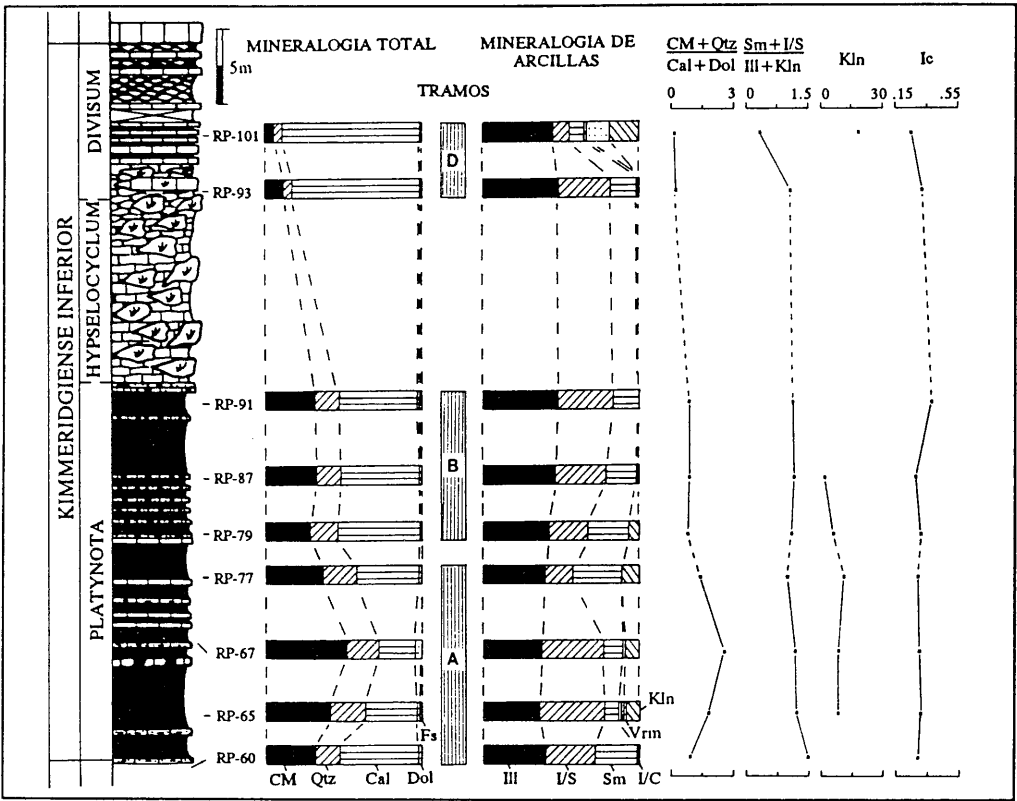


Fig. 26.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Rocha-Pozo.

RP	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCIÓN <20 μm						CRIST. ILITA
Muestra	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm	I-C	Vrm	Kln	°2θ
RP-101	6	5	87	tr	-	45	10	10	tr	15	18	0.25
RP-93	11	6	82	tr	-	48	34	17	tr	-	-	0.32
RP-91	32	15	51	tr	tr	47	36	17	-	-	-	0.38
RP-87	33	15	50	tr	-	45	33	21	-	-	tr	0.28
RP-79	29	17	53	tr	-	42	25	27	-	-	6	0.31
RP-77	37	21	40	tr	-	39	18	32	-	-	11	0.29
RP-67	53	19	22	6	-	37	40	13	tr	-	8	0.30
RP-65	42	22	33	<5	tr	35	43	9	<5	<5	8	0.31
RP-60	32	16	50	tr	-	40	32	27	tr	-	-	0.29

Tabla I.- Composición mineralógica y cristalinidad de la illita en el perfil de Rocha-Pozo.

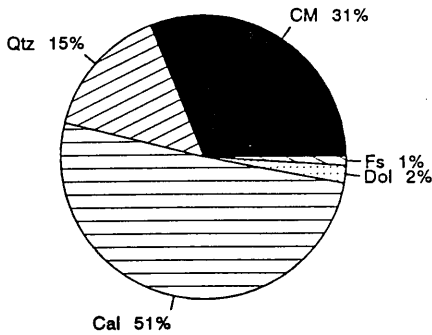


Fig. 27.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Rocha-Pozo.

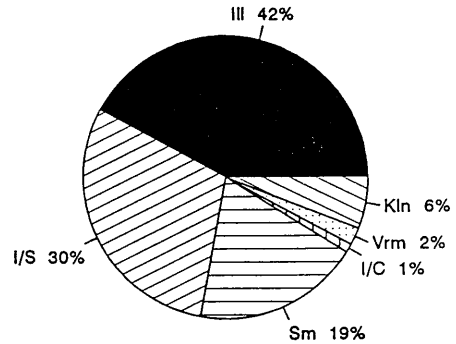


Fig. 28.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Rocha-Pozo.

II.3-1.a.1. Análisis mineralógico comparativo

Las muestras estudiadas se han agrupado en 3 tramos, cuya composición se presenta en las figuras 29 y 30. Como se observa en la figura 26, desde el punto de vista estratigráfico los tramos A y B pertenecerían a la Zona Platynota, salvo la primera muestra (RP-60) de edad oxfordiense tardío, y el tramo C a la Zona Divisum. Las características mineralógicas más significativas de cada tramo son:

- Tramo A:

Caracterizado por una alta razón siliciclásticos/carbonatos (0.94-2.57), en la que destaca una importante subida desde la muestra oxfordiense a las primeras kimmeridgienses. En el mismo intervalo disminuye bruscamente el contenido en illita y esmectita, para aumentar hacia el techo del tramo. El porcentaje promedio de caolinita es del 7%. La cristalinidad se mantiene constante dentro de unos valores altos (29-31°2θ).

- Tramo B:

Disminuye claramente la razón siliciclásticos/carbonatos (0.85-0.94). El contenido promedio en illita (45%) aumenta respecto al tramo anterior en detrimento de la caolinita (<5%), mientras la proporción de esmectita e interestratificados illita-esmectita se mantiene prácticamente constante. De muro a techo del tramo aumenta la illita y los interestratificados illita-esmectita, mientras que disminuye la caolinita y la esmectita. La cristalinidad de la illita aumenta ligeramente para volver a caer a techo del tramo (0.28-0.38 2θ).

- Tramo D:

La razón siliciclásticos/carbonatos presenta valores mínimos (0.12), al disminuir el porcentaje de filosilicatos, cuarzo y feldspatos. La illita alcanza los valores más altos (48%), mientras decrece el porcentaje en esmectita e interestratificados illita-esmectita. Es significativa la alta proporción de

vermiculita y caolinita en la muestra de techo (15% y 18% respectivamente). La cristalinidad de la illita aumenta hacia el techo (0.32-0.25 $^{\circ}$ 2 θ).

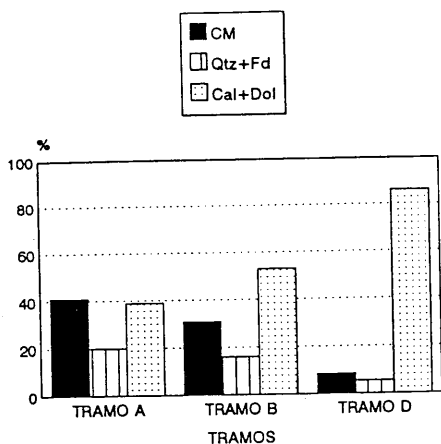


Fig. 29.- Mineralogía total en el perfil de Rocha-Pozo de acuerdo con los tramos reconocidos.

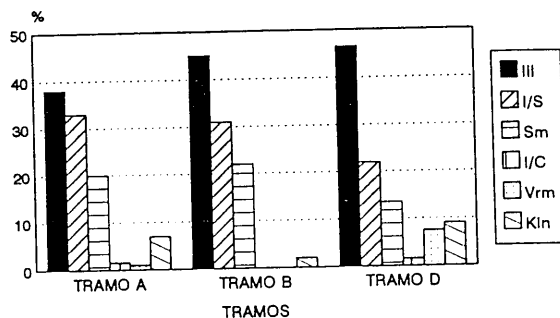


Fig. 30.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Rocha-Pozo de acuerdo con los tramos reconocidos.

En resumen, se puede destacar la disminución progresiva en el contenido de siliciclásticos de muro a techo de la sucesión y, consecuentemente, el aumento de los carbonatos en ese sentido. Hacia techo, asimismo, aumenta el porcentaje de illita y disminuye, en general, la proporción media de esmectita e interestratificados illita-esmectita. Los valores de caolinita y vermiculita fluctúan, con los más bajos en la parte media de la sucesión, y los más altos a techo. En general, respecto a los minerales de la arcilla, destaca el alto promedio de interestratificados illita-esmectita (30%). La cristalinidad de la illita, bastante alta en general, varía poco a lo largo del perfil y con los valores más altos a techo de este y los más bajos en la parte superior del tramo B.

II.3-1.b. Perfil de Vale da Burra

Se han analizado 5 muestras a lo largo de todo el perfil. Los resultados obtenidos se presentan en la figura 31 y en la tabla II.

La composición mineralógica es muy homogénea. En orden de abundancia, la mineralogía total está compuesta por: calcita (31-72%), filosilicatos (14-38%), cuarzo (12-20%), dolomita (trazas-11%) y trazas de feldespatos. La mineralogía promedio de toda la sucesión se representa en la figura 32.

La mineralogía de arcillas se compone de: esmectita (42-55%), illita (38-48%), interestratificados illita-esmectita (5%) y caolinita (trazas-7%). En la figura 33 se presenta la mineralogía promedio de todo el perfil.

Los valores de cristalinidad de la illita varían entre 0.31 y 0.42, con una media en torno a 0.37 $^{\circ}$ 2 θ .

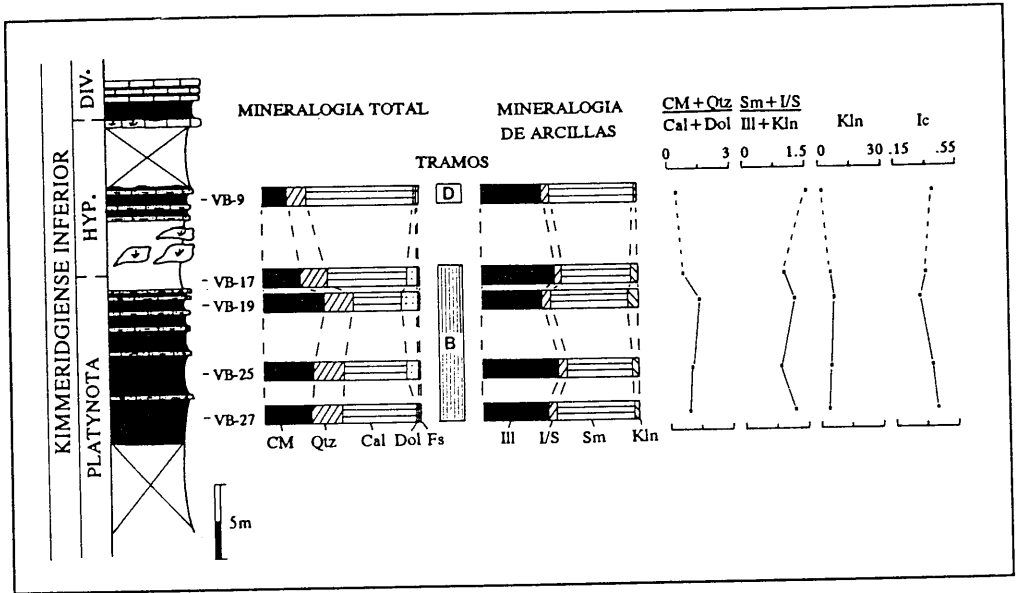


Fig. 31.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Vale da Barra.

VB	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCION < 20 μm				CRIST. ILITA °2θ	
	Muestra	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm		Kln
	VB-9	14	12	72	tr	tr	38	5	55	tr	0.40
	VB-17	23	17	52	7	tr	46	5	44	5	0.35
	VB-19	38	19	31	11	tr	38	5	50	7	0.31
	VB-25	31	20	41	6	tr	48	5	42	5	0.39
	VB-27	31	19	49	tr	tr	41	5	50	<5	0.42

Tabla II.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Vale da Barra.

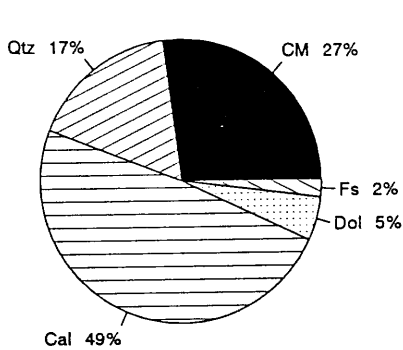


Fig. 32.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Vale da Burra.

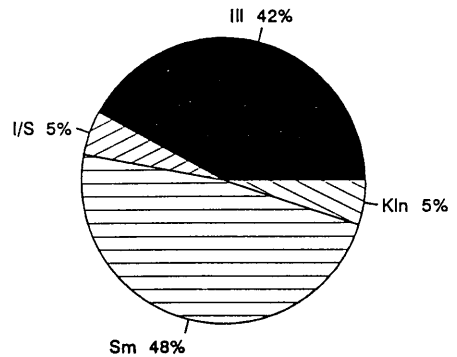


Fig. 33.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Vale da Burra.

II.3-1.b.1. Análisis mineralógico comparativo

La mala exposición de la sucesión ha condicionado el análisis mineralógico y el reconocimiento de 2 tramos exclusivamente; el tramo B, localizado en la Zona Platynota y cuya última muestra (VB-17) se ubica en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, y el tramo D, representado por la muestra de techo, que se localiza en el interior de la Zona Hypselocyclum. En las figuras 34 y 35 se representa la evolución mineralógica por tramos, cuyas características más significativas son:

- Tramo B:

Caracterizado por una alta razón siliciclásticos/carbonatos, entre 0.68 y 1.4, que aumenta hacia la parte superior del tramo y disminuye en la muestra de techo. El contenido promedio en esmectita es alto (46%), mientras el porcentaje de caolinita es bajo (5%). En general, la cristalinidad aumenta de muro a techo del tramo (0.42-0.35 θ).

- Tramo D:

Se produce una importante caída en siliciclásticos, fundamentalmente debido a la baja proporción de filosilicatos (14%). Mientras el porcentaje de esmectitas llega a ser el más alto del perfil (55%), el de illita disminuye respecto del tramo anterior (38%). La caolinita queda exclusivamente como trazas. La cristalinidad de la illita es una de las más bajas del perfil.

En resumen, se puede destacar la progresiva disminución en la razón siliciclásticos/carbonatos de muro a techo del perfil. En este mismo sentido aumenta el porcentaje de la esmectita y disminuye ligeramente el de la illita y caolinita. Es importante señalar la alta proporción media de esmectita (48%) y la baja de caolinita (5%). La cristalinidad de la illita posee sus valores más altos en la parte superior del tramo B.

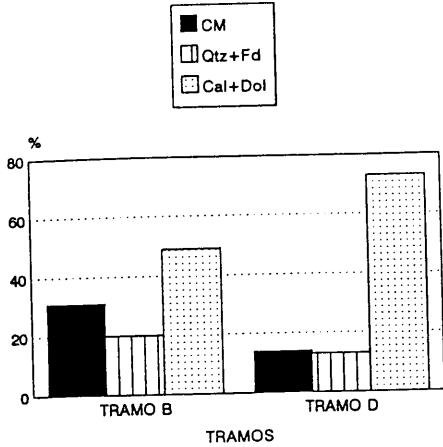


Fig. 34.- Mineralogía total en el perfil de Vale da Burra de acuerdo con los tramos reconocidos.

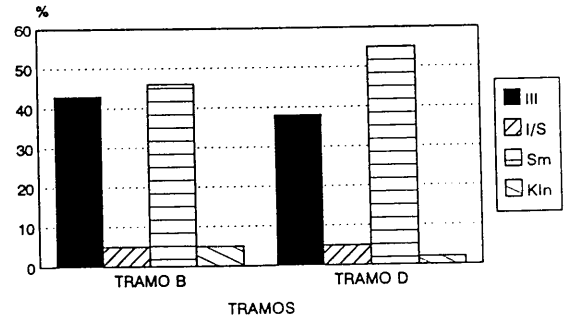


Fig. 35.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Vale da Burra de acuerdo con los tramos reconocidos.

II.3-2. PREBETICO CENTRAL

II.3-2.a. Perfil de Puerto Lorente

Se han analizado un total de 12 muestras a lo largo de todo el perfil. Los resultados obtenidos se presentan en la figura 36 y en la tabla III.

En general la mineralogía es bastante homogénea en toda la sucesión. Por orden de abundancia la muestra total se compone de: calcita (21-82%), filosilicatos (8-26%), cuarzo (<5-40%), dolomita (trazas-18%) y feldspatos (0-11%). La composición promedio se presenta en la figura 37.

Los minerales de la arcilla que se han registrado son: illita (53-75%), caolinita (11-32%), interestratificados illita-esmectita (7-13%), vermiculita (<5-8%) y esmectita, fundamentalmente como trazas. La composición media en todo el perfil se presenta en la figura 38.

La cristalinidad de la illita oscila entre 0.17 y 0.40, con un valor medio en torno a 0.24°2θ.

II.3-2.a.1. Análisis mineralógico comparativo

Como se observa en la figura 36, las doce muestras analizadas se han agrupado en 4 tramos. De acuerdo con su distribución estratigráfica; los tramos A y B pertenecen a la Zona Platynota (salvo la 1ª muestra, PL-Oxf, de edad oxfordiense tardío), el tramo C se localiza entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, y el tramo D pertenece al techo del Kimmeridgiense inferior-base del Kimmeridgiense medio (Zonas Divisum-Acanthicum). En las figuras 39 y 40, se presenta la composición en los diferentes tramos. En resumen, las características principales de cada uno de los tramos son las siguientes:

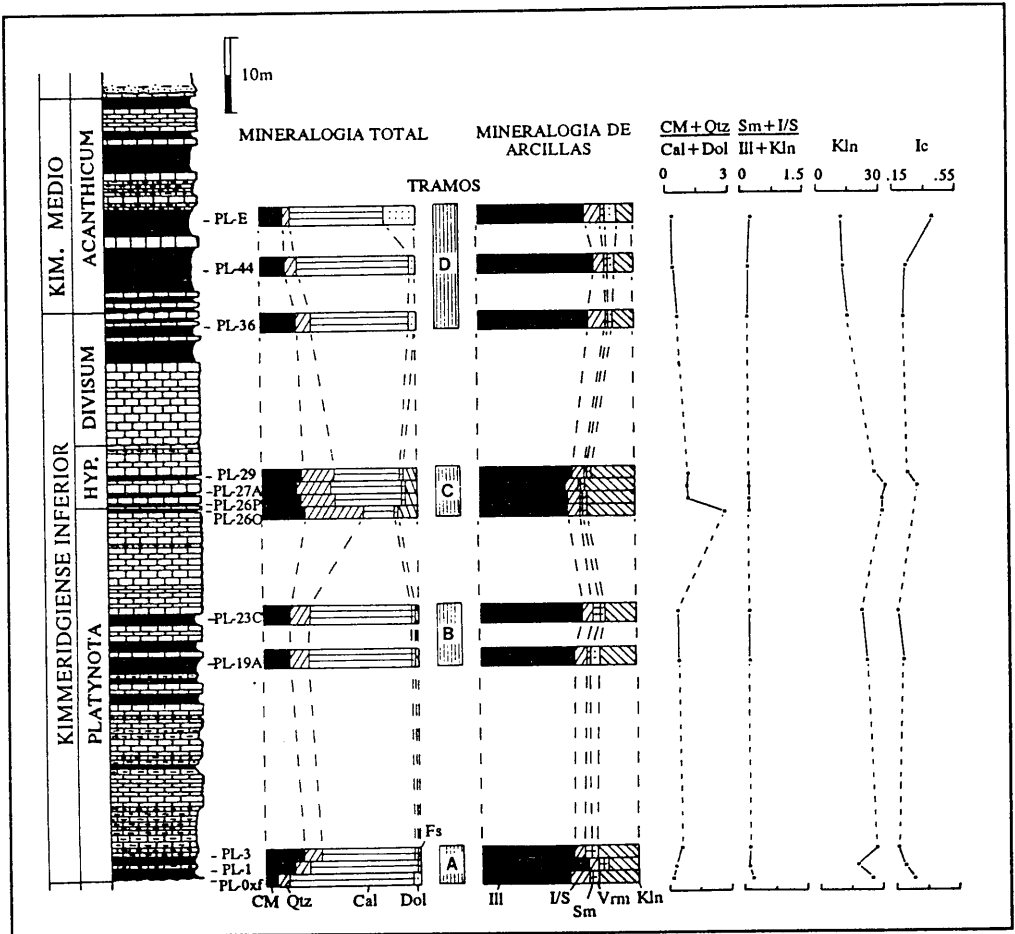


Fig. 36.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Puerto Lorente.

PL	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCION <2 μm					CRIST. ILITA °2θ
	Muestra	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm	Vrm	
PL-E	14	<5	63	18	-	67	13	tr	8	11	0.40
PL-44	15	8	74	<5	-	75	9	tr	<5	12	0.23
PL-36	22	9	65	<5	-	72	8	tr	<5	14	0.22
PL-29	24	23	42	<5	8	59	9	tr	5	26	0.24
PL-27A	21	24	47	<5	6	53	10	tr	5	32	0.30
PL-26P	23	25	43	<5	6	55	10	tr	5	30	-
PL-26O	26	40	21	<5	11	55	10	tr	5	30	-
PL-23C	17	13	66	<5	tr	66	8	<5	<5	20	0.17
PL-19A	16	13	66	<5	tr	61	9	tr	7	22	0.21
PL-3	24	13	61	tr	tr	59	8	<5	<5	27	0.17
PL-1	14	8	76	tr	-	68	7	<5	<5	18	0.22
PL-Oxf	8	5	82	<5	-	56	13	tr	<5	25	0.27

Tabla III.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Puerto Lorente.

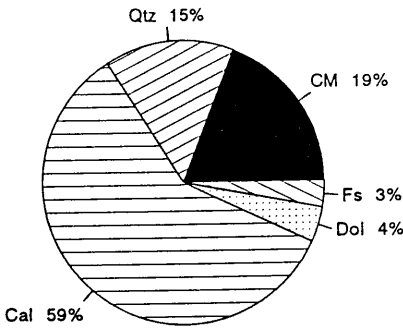


Fig. 37.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Puerto Lorente.

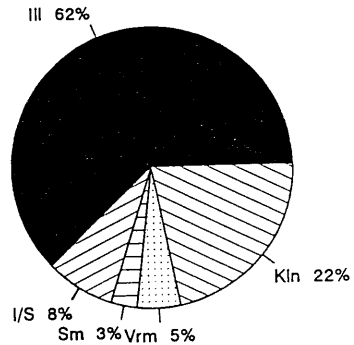


Fig. 38.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Puerto Lorente.

- Tramo A:

Se caracteriza por un incremento en el porcentaje de siliciclásticos (filosilicatos + cuarzo), desde la muestra oxfordiense a las primeras kimmeridgienses. La ilita aumenta en la primera muestra kimmeridgiense y disminuye a techo del tramo. En sentido inverso evoluciona la caolinita. La cristalinidad de la ilita aumenta hacia techo.

- Tramo B:

Disminuye la razón siliciclásticos/carbonatos respecto al techo del tramo anterior. En relación con los minerales de la arcilla no existen variaciones significativas, aumenta ligeramente el porcentaje

de illita y disminuye el de caolinita, pero en proporciones menores al 5%.

- Tramo C:

Se produce una subida en la proporción de siliciclásticos, lo que queda reflejado de manera brusca en la primera muestra del tramo. Hacia el techo del tramo disminuye el porcentaje de siliciclásticos. Es el único tramo del perfil en el que los feldspatos alcanzan valores > 5%. Respecto a la mineralogía de arcillas es destacable la caída en la proporción de illita y el incremento en el porcentaje de caolinita. La cristalinidad de la illita disminuye respecto del tramo anterior, fundamentalmente en la muestra con mayor porcentaje de caolinita.

- Tramo D:

Aumenta la proporción de carbonatos hasta un valor máximo a techo del tramo. Se incrementa el contenido en illita y disminuye la caolinita, alcanzando los contenidos más altos y más bajos respectivamente, entre los registrados en todo el perfil. La cristalinidad aumenta ligeramente a base del tramo y disminuye hacia techo, alcanzando los valores más bajos del perfil.

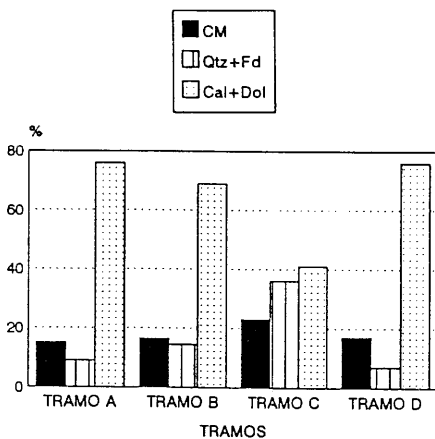


Fig. 39.- Mineralogía total en el perfil de Puerto Lorente de acuerdo con los tramos reconocidos.

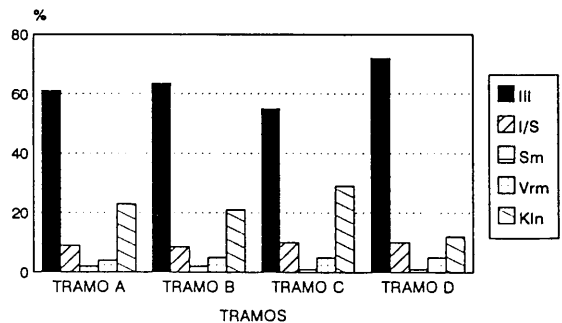


Fig. 40.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Puerto Lorente de acuerdo con los tramos reconocidos.

En general destaca el aumento en siliciclásticos desde el muro del perfil hasta el tramo C, y la posterior caída en el tramo D (desde la muestra PL-29 hacia techo). De manera semejante se comporta la caolinita, e inversamente la illita. Es significativo el tramo C, como un intervalo en el que se producen grandes cambios mineralógicos. Vermiculita e interestratificados illita-esmectita, poseen porcentajes prácticamente constantes en todo el perfil. La cristalinidad media de la illita es alta, registrando los valores más bajos a muro y techo de la sucesión y en el tramo C.

II.3-2.b. Perfil de Segura de la Sierra

Los resultados obtenidos en las nueve muestras analizadas se presentan en la figura 41 y en la tabla IV.

La composición mineralógica es bastante homogénea y su promedio en todo el perfil se presenta en las figuras 42 y 43. En orden de abundancia la muestra total se compone de; calcita (<5-67%), dolomita (18-77%), filosilicatos (5-13%), cuarzo (<5-11%) y trazas de feldespatos.

Los minerales de la arcilla que se han registrado son; illita (56-75%), caolinita (7-23%), interestratificados illita-esmectita (8-16%), vermiculita (trazas-13%) y trazas de esmectita. Puntualmente, a techo del perfil, se reconoce clorita (<5%).

La cristalinidad de la illita oscila entre 0.18 y 0.56, con un valor medio en torno a $0.41^{\circ}2\theta$.

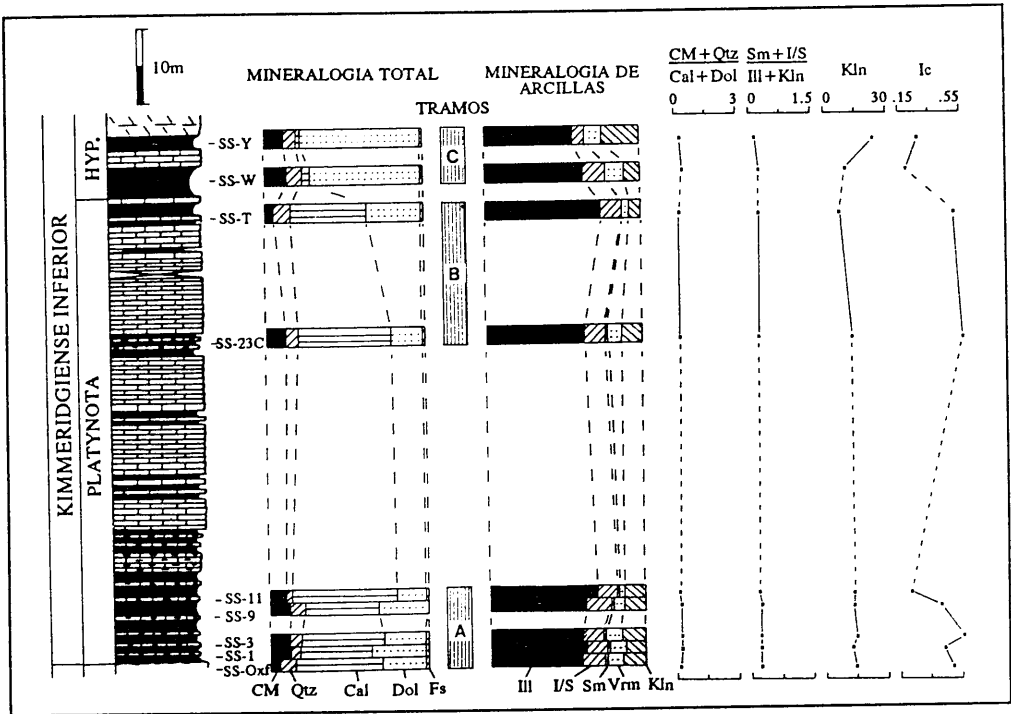


Fig. 41.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Segura de la Sierra.

SS	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCION <2 μm					CRIST. ILITA $^{\circ}\theta$
	Muestra	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm	Vrm	
SS-Y	12	8	<5	77	tr	56	8	-	11	23	0.27
SS-W	13	11	<5	71	tr	63	14	-	13	10	0.18
SS-T	5	11	48	34	tr	75	14	-	<5	7	0.50
SS-23C	12	8	58	21	tr	64	12	tr	10	13	0.56
SS-11	10	<5	67	18	tr	70	13	tr	tr	14	0.22
SS-9	12	7	48	32	-	62	16	tr	8	14	0.42
SS-3	12	8	52	26	tr	60	13	tr	12	15	0.56
SS-1	12	7	44	35	tr	62	13	tr	11	13	0.45
SS-Oxf	6	10	56	26	tr	59	14	tr	10	15	0.49

Tabla IV.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Segura de la Sierra.

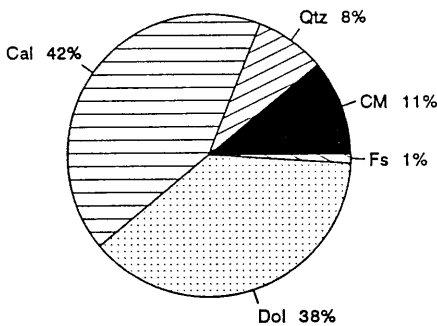


Fig. 42.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Segura de la Sierra.

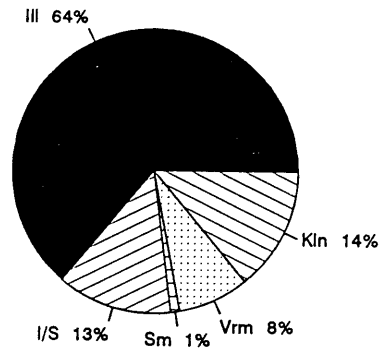


Fig. 43.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Segura de la Sierra.

II.3-2.b.1. Análisis mineralógico comparativo

Las muestras estudiadas se han agrupado en 3 tramos. Su distribución estratigráfica sería; tramos A y B reconocidos en la Zona Platynota, salvo la muestra SS-Oxf de edad oxfordiense tardío, y tramo C localizado en la parte basal de la Zona Hypselocyclum (quizás también parte alta de la Zona Platynota). El análisis comparativo por tramos se presenta en las figuras 44 y 45. Entre los aspectos más significativos cabe destacar:

- Tramo A:

Caracterizado por el ligero incremento en la razón siliciclásticos/carbonatos desde la muestra oxfordiense a las primeras kimmeridgienses. A techo del tramo esta razón vuelve a disminuir. Respecto a la mineralogía de arcillas, destaca el aumento de ilita y la disminución de vermiculita hacia el techo del tramo. La caolinita permanece prácticamente constante. Es importante la baja cristalinidad de la ilita en la mitad del tramo, y su aumento hacia la parte superior.

- Tramo B:

En relación con el tramo anterior, aumenta el porcentaje de illita, llegando a alcanzar los valores más altos del perfil. La caolinita disminuye, fundamentalmente a techo del tramo. La cristalinidad de la illita baja bruscamente respecto al techo del tramo anterior.

- Tramo C:

Disminuye ligeramente la proporción de carbonatos, caracterizados por poseer unos altos porcentajes de dolomita. Los valores de illita descienden, compensados por el aumento de la caolinita y la vermiculita (ambos con los valores más altos del perfil). La cristalinidad aumenta significativamente respecto al tramo anterior, con el valor más alto a base del tramo y el más bajo coincidiendo con el mayor porcentaje de caolinita.

En general, es significativa la composición semicuantitativa prácticamente constante en la mineralogía total, y la poca variación que se reconoce en la mineralogía de arcillas. Quizás conviene señalar la ligera caída en carbonatos hacia el techo del perfil (tramo C), en correlación con la caída en illita y el aumento de vermiculita y caolinita.

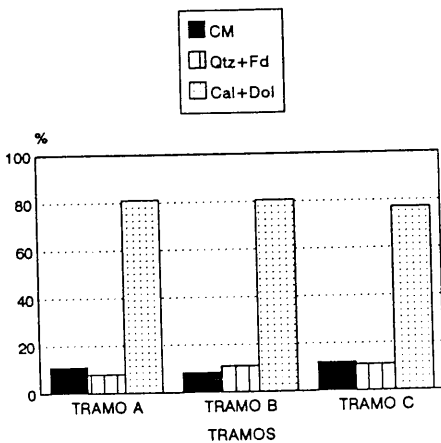


Fig. 44.- Mineralogía total en el perfil de Segura de la Sierra de acuerdo con los tramos reconocidos.

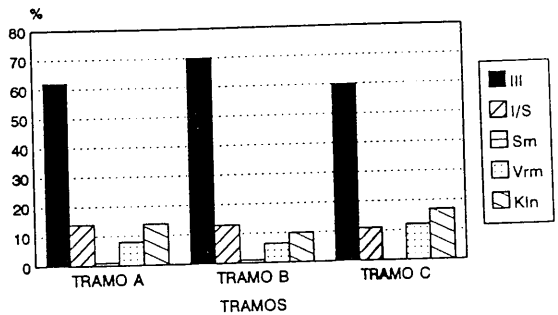


Fig. 45.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Segura de la Sierra de acuerdo con los tramos reconocidos.

II.3-2.c. Perfil de Navalperal

Como se presenta en la figura 46 y en la tabla V, se han analizado nueve muestras a lo largo de la columna estratigráfica.

En general, la mineralogía es bastante homogénea. En orden de abundancia, la muestra total se compone de; calcita (15-84%), dolomita (<5-62%), filosilicatos (5-16%), cuarzo (5-18%) y trazas de feldespatos. Su promedio en toda la sucesión se presenta en la figura 47.

Los minerales de la arcilla representados son; illita (50-82%), caolinita (7-32%), interestratificados illita-esmectita (6-14%), vermiculita (<5-8%) y, ocasionalmente, trazas de esmectita. La composición semicuantitativa promedio se presenta en la figura 48.

Los valores de cristalinidad de la illita oscilan entre 0.19 y 0.50, con un valor medio en torno a $0.31^{\circ}2\theta$.

II.3-2.c.1. Análisis mineralógico comparativo

Las muestras analizadas se han agrupado en 4 tramos (Fig. 46). Desde el punto de vista estratigráfico los tramos A y B pertenecerían a la Zona Platynota (salvo la primera muestra NV-Oxf, de edad oxfordiense tardío), el tramo C a la parte basal de la Zona Hypselocyclum (quizás también parte alta de la Zona Platynota), y el tramo D estaría en torno a la parte alta de la Zona Hypselocyclum-Zona Divisum. En las figuras 49 y 50 se presenta la composición mineralógica por tramos. Los aspectos más significativos son:

- Tramo A:

Caracterizado por el aumento en la razón siliciclásticos/carbonatos (0.14-0.47), desde la muestra oxfordiense a la primera kimmeridgiense. En este sentido se produce, asimismo, una caída en la proporción de illita y un aumento en los porcentajes de caolinita e interestratificados illita-esmectita, así como una disminución en la cristalinidad de la illita.

- Tramo B:

Se produce un incremento en carbonatos respecto al techo del tramo anterior. En relación con la mineralogía de arcillas, disminuye la proporción de illita y aumenta la de caolinita. La cristalinidad de la illita fluctúa a lo largo del tramo.

- Tramo C:

Aumenta el porcentaje de siliciclásticos, alcanzándose los valores más altos del perfil. Este hecho se acompaña de una caída en la proporción de illita y un aumento en la de caolinita, presentando el valor más alto justo encima del mayor porcentaje en siliciclásticos. Se obtienen los valores más bajos de cristalinidad de la illita, fundamentalmente en la muestra con mayor porcentaje de caolinita.

- Tramo D:

Vuelve a disminuir el porcentaje de siliciclásticos. En relación con los minerales de la arcilla y respecto al tramo anterior, se registran los valores más altos de illita y descienden los de caolinita, con una caída progresiva de muro a techo del tramo. La cristalinidad de la illita aumenta, para volver a descender a techo del perfil.

La evolución mineralógica es muy semejante a la comentada para el perfil de Puerto Lorente. A destacar el aumento en siliciclásticos desde la base del perfil hasta el tramo C, y su posterior descenso hacia techo del perfil (tramo D). De manera semejante se comporta la caolinita y de forma opuesta la illita. El resto de minerales de la arcilla prácticamente se mantienen constantes.

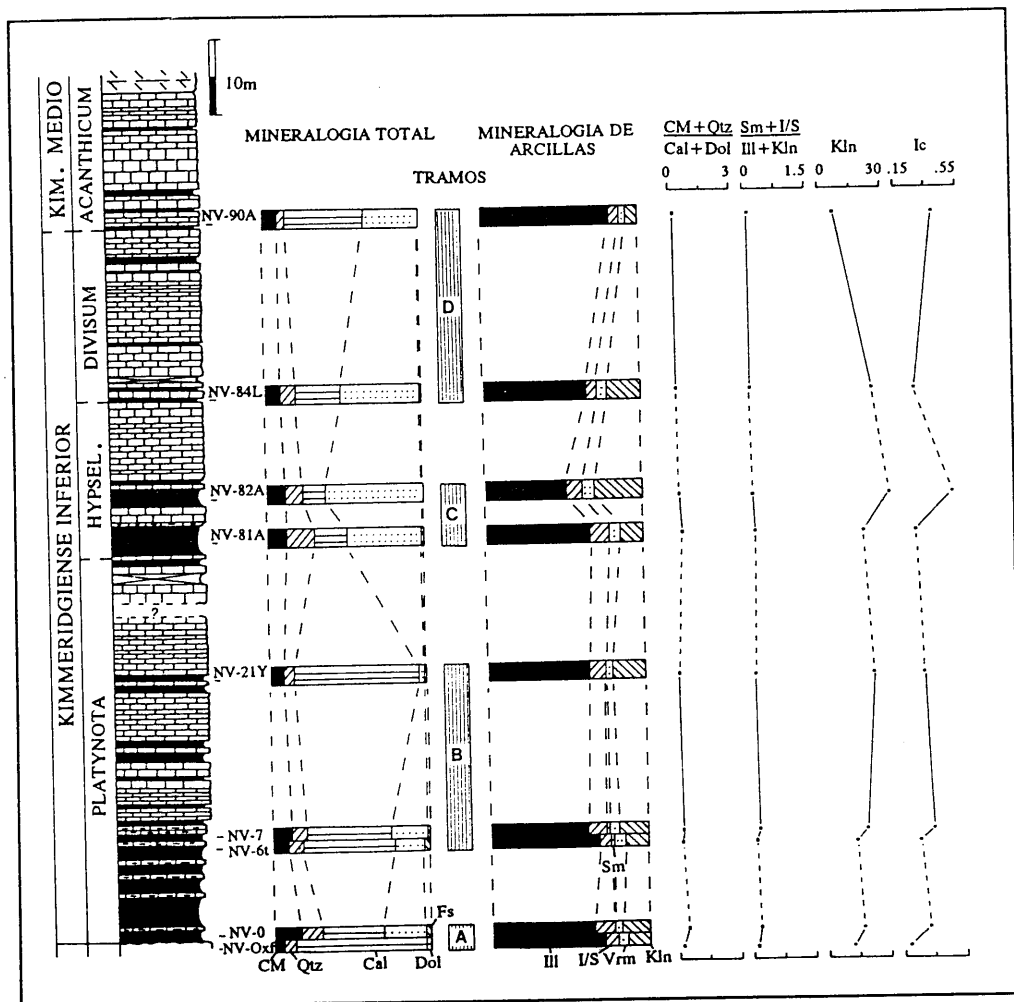


Fig. 46.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Navalperal.

NV	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCION <2 µm					CRIST. ILITA °2θ
	Muestra	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm	Vrm	
NV-90A	9	5	50	36	-	82	7	-	<5	7	0.39
NV-84L	8	10	28	52	tr	64	6	-	6	24	0.26
NV-82A	11	12	15	62	-	50	10	-	8	32	0.50
NV-81A	10	18	21	49	tr	63	12	-	6	19	0.26
NV-21Y	7	7	81	<5	tr	62	10	-	5	23	0.30
NV-7	11	9	57	21	tr	61	12	tr	6	19	0.35
NV-6t	10	8	60	19	<5	69	7	tr	8	14	0.26
NV-0	16	15	39	27	<5	64	14	-	5	17	0.32
NV-Oxf	5	8	84	<5	-	74	7	-	7	12	0.19

Tabla V.- Composición mineralógica y cristalinidad de la illita en el perfil de Navalperal.

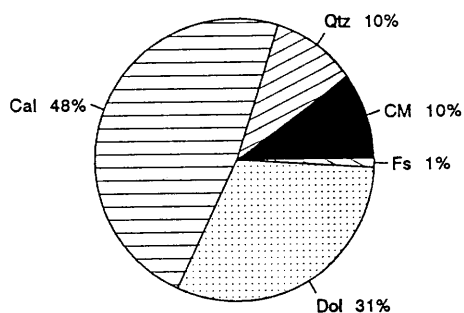


Fig. 47.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Navalperal.

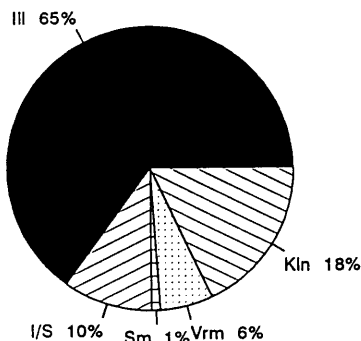


Fig. 48.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Navalperal.

II.3-3. PREBETICO ORIENTAL

II.3-3.a. Perfil de Elche-Férez

En la figura 51 y en la tabla VI se presentan los resultados obtenidos en las doce muestras analizadas a lo largo de la columna estratigráfica.

En general, tanto la mineralogía total como la de arcillas son bastante homogéneas. Su composición media se presenta en las figuras 52 y 53. En orden de abundancia, los minerales que componen la muestra total son; calcita (27-78%), filosilicatos (7-25%), dolomita (0-53%), cuarzo (5-16%) y trazas de feldespatos.

La mineralogía de las arcillas se compone de; illita (31-59%), caolinita (18-26%), interestratificados illita-esmectita (10-29%), esmectita (5-15%), y trazas de interestratificados illita-clorita.

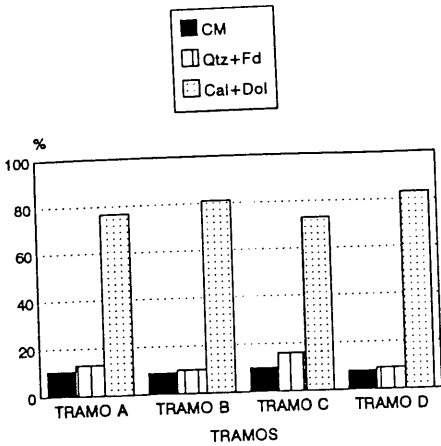


Fig. 49.- Mineralogía total en el perfil de Navalperal de acuerdo con los tramos reconocidos.

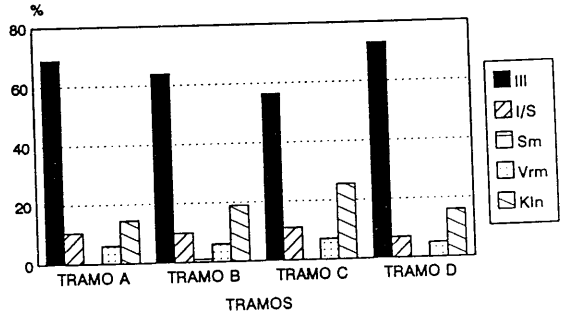


Fig. 50.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Navalperal de acuerdo con los tramos reconocidos.

Los valores de cristalinidad de la illita varían entre 0.14 y 0.35, con un valor medio de $0.24^{\circ}2\theta$.

II.3-3.a.1. Análisis mineralógico comparativo

Las muestras analizadas se han agrupado en 3 tramos que corresponden a la Zona Platynota (tramos A y B) y a las Zonas Platynota-Hypselocyclum (tramo C). En las figuras 54 y 55 se presenta la mineralogía según los tramos reconocidos. Las características más significativas son:

- Tramo A:

Posee los valores más altos en siliciclásticos de todo el perfil. El porcentaje de illita aumenta progresivamente hacia techo del tramo, mientras el del resto de minerales de la arcilla disminuye. En este mismo sentido aumenta la cristalinidad de la illita ($0.35-0.24^{\circ}2\theta$).

- Tramo B:

Disminuye ligeramente la proporción de siliciclásticos respecto al tramo anterior. Este descenso se produce, asimismo, de muro a techo del tramo. En este mismo sentido desciende el porcentaje de esmectita y de interstratificados illita-esmectita, mientras que aumenta el de illita (39-59%). La caolinita se mantiene prácticamente constante. La cristalinidad de la illita aumenta respecto al tramo anterior.

- Tramo C:

Se reconocen los valores más bajos en siliciclásticos de todo el perfil. Respecto de los carbonatos, la dolomita alcanza una alta proporción (53%). La illita aumenta hacia techo, mientras disminuye la proporción de interstratificados illita-esmectita. Esmectita y caolinita prácticamente permanecen constantes. Hacia techo del perfil la cristalinidad de la illita posee los valores más altos.

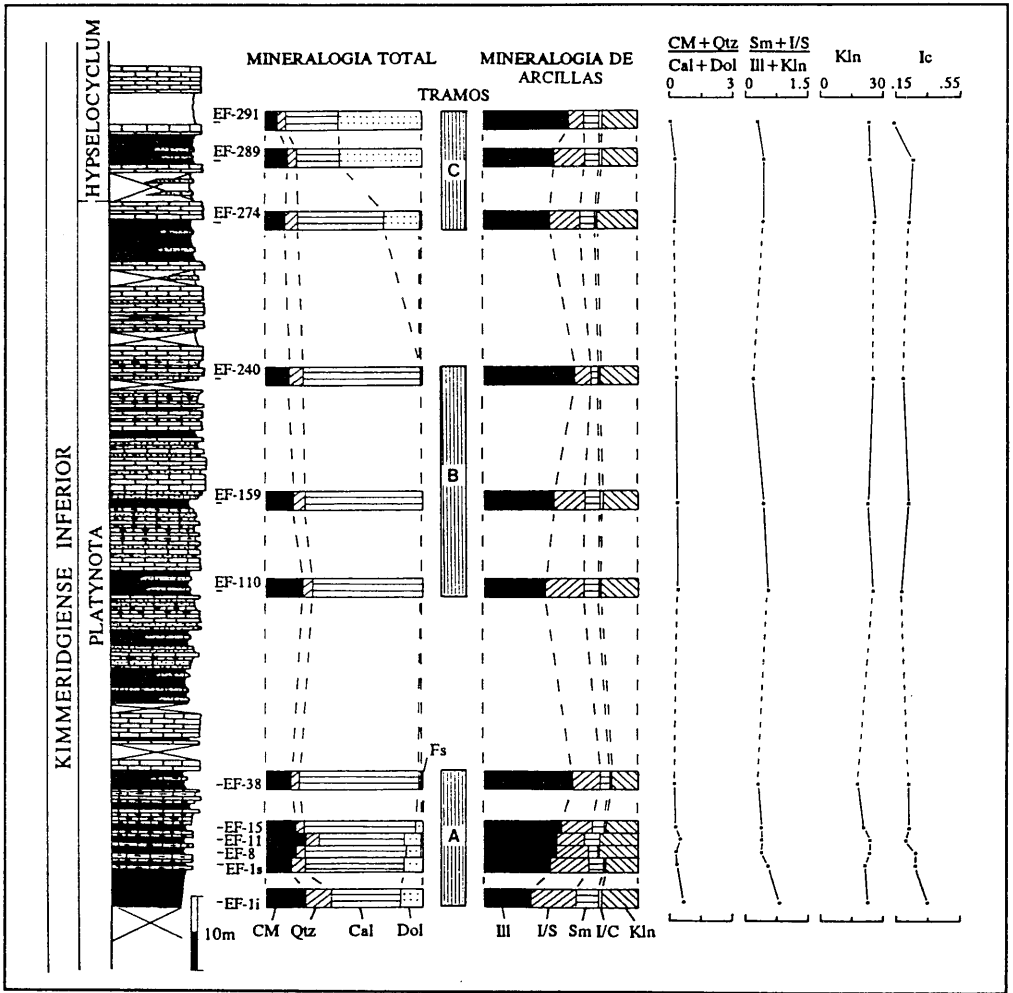


Fig. 51.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Elche-Férez.

EF	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCION <20 μm					CRIST. ILITA °2θ
	Muestra	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm	I-C	
EF-291	7	6	34	53	-	55	10	10	tr	23	0.14
EF-289	13	7	27	53	-	46	20	10	tr	23	0.26
EF-274	11	9	54	25	tr	43	20	10	tr	26	0.24
EF-240	15	8	76	tr	-	59	10	5	tr	25	0.20
EF-159	18	7	75	-	-	45	20	10	tr	23	0.23
EF-110	23	6	71	-	-	39	25	10	tr	25	0.19
EF-38	15	5	78	tr	tr	57	18	6	tr	18	0.24
EF-15	18	5	72	5	-	50	20	8	tr	21	0.24
EF-11	24	9	53	12	tr	48	18	10	-	24	0.22
EF-8	17	7	66	9	tr	47	20	8	tr	24	0.28
EF-1s	15	10	63	11	-	42	25	10	tr	22	0.28
EF-1i	25	16	45	13	-	31	29	15	tr	23	0.35

Tabla VI.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Elche-Férez.

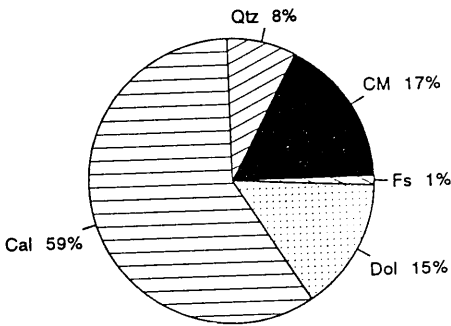


Fig. 52.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Elche-Férez.

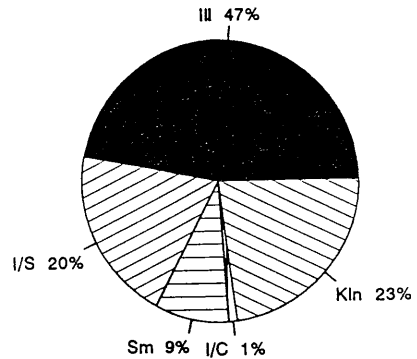


Fig. 53.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Elche-Férez.

En general se puede reconocer una mineralogía semicuantitativa promedio practicamente constante al comparar los distintos tramos. El hecho más significativo puede ser el aumento en carbonatos desde el tramo A al C (71-82%). En lo referente a la mineralogía de arcillas, la única variación es la disminución de los interestratificados ilita-esmectita, en torno al 5%, de muro a techo del perfil. El resto de minerales de la arcilla fluctuan en torno al 2%. A grandes rasgos, la cristalinidad de la ilita aumenta progresivamente de muro a techo de la sucesión.

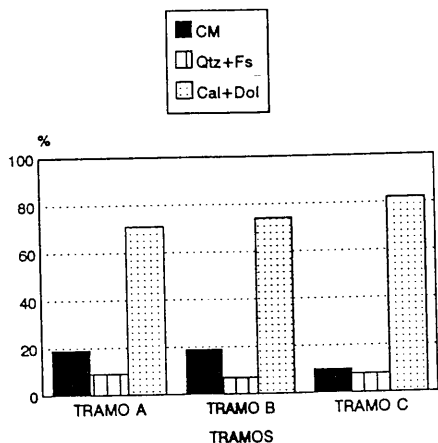


Fig. 54.- Mineralogía total en el perfil de Elche-Férez de acuerdo con los tramos reconocidos.

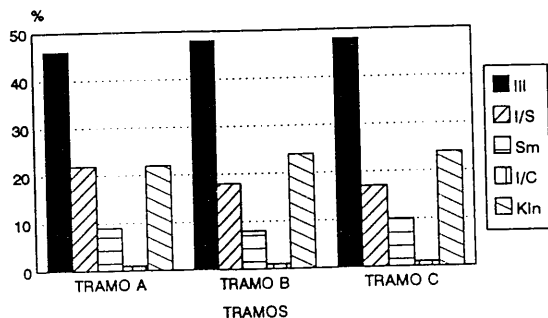


Fig. 55.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Elche-Férez de acuerdo con los tramos reconocidos.

II.3-3.b. Perfil de Fuente Alamo

En este perfil se han estudiado un total de catorce muestras. Los resultados obtenidos se presentan en la figura 56 y tabla VII.

La mineralogía es bastante homogénea a lo largo de la sucesión. Su composición promedio se presenta en las figuras 57 y 58. En orden de abundancia, la mineralogía total está compuesta de; calcita (28-85%), filosilicatos (8-38%), cuarzo (7-25%), dolomita (0-17%) y trazas de feldespatos.

La composición mineralógica de las arcillas está formada por; illita (48-58%), caolinita (18-33%), interestratificados irregulares illita-esmectita (5-20%), esmectita (trazas-8%), vermiculita (trazas-7%) e interestratificados illita-clorita (0-6%).

Los valores de cristalinidad de la illita varían entre 0.22 y 0.40, con un valor medio de 0.29°2θ.

II.3-3.b.1. Análisis mineralógico comparativo

Las muestras se han agrupado en 3 tramos. Como se observa en la figura 56, los tramos A y B pertenecerían a la Zona Platynota, salvo las muestras basales correspondientes al Oxfordiense, y el tramo C al techo de la Zona Platynota-base de la Zona Hypselocyclum. En las figuras 59 y 60 se presenta la evolución mineralógica por tramos. Las características más significativas son:

- Tramo A:

Se caracteriza por una alta razón siliciclásticos/carbonatos (1.75 a 0.5), en la que destaca el alto porcentaje en filosilicatos (24%). Esta razón, que aumenta desde las muestras oxfordienses a la primera kimmeridgiense, decrece hacia el techo del tramo. Se ha detectado un alto contenido en illita (56%) y bajo en esmectitas e interestratificados illita-esmectita. La proporción de caolinita es alta (29%), con tendencia decreciente de muro a techo del tramo. La cristalinidad de la illita empieza en

0.4°2θ y aumenta progresivamente.

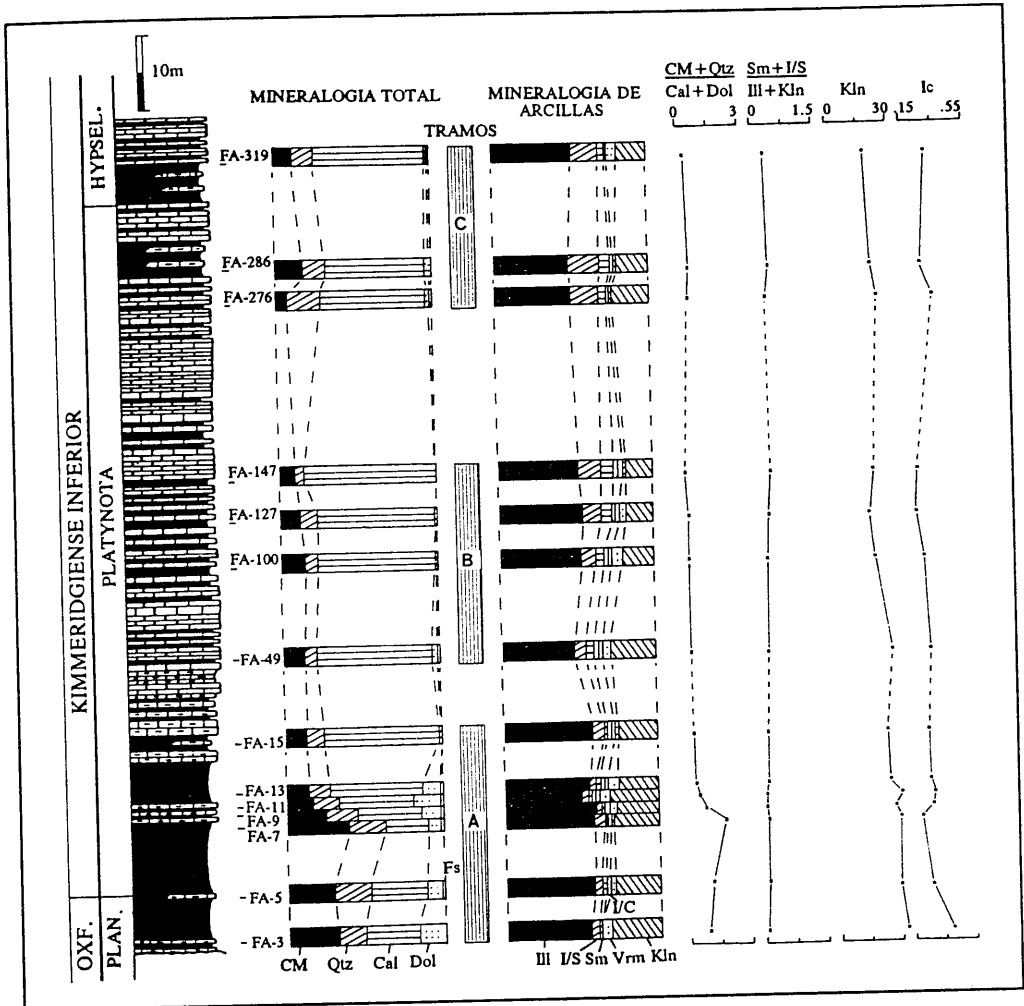


Fig. 56.- Litología, asociaciones mineralógicas y parámetros cristalográficos en el perfil de Fuente Alamo.

FA	MINERALOGIA TOTAL					MINERALOGIA FRACCION <20 μm						CRIST. ILITA °2θ
	CM	Qtz	Cal	Dol	Fs	Ill	I-S	Sm	I-C	Vrm	Kln	
FA-319	13	12	73	tr	tr	51	18	5	tr	6	19	0.32
FA-286	20	13	63	4	-	49	20	7	tr	tr	21	0.28
FA-276	8	22	69	tr	tr	50	18	5	tr	tr	24	0.35
FA-147	8	7	85	-	-	49	15	8	6	tr	20	0.23
FA-127	13	10	75	-	-	53	12	7	5	5	18	0.22
FA-100	14	8	77	tr	-	53	10	5	5	7	20	0.26
FA-49	14	8	74	3	tr	48	8	5	5	6	28	0.29
FA-15	14	10	75	tr	-	58	8	tr	5	tr	25	0.27
FA-13	14	14	60	11	tr	54	5	<5	5	7	26	0.28
FA-11	17	16	49	17	tr	49	5	tr	5	7	32	0.30
FA-9	25	20	42	12	tr	58	5	tr	<5	5	28	0.29
FA-7	38	25	28	8	tr	57	7	tr	tr	tr	30	0.22
FA-5	31	21	36	11	tr	57	5	<5	tr	5	29	0.28
FA-3	30	18	36	15	-	54	5	tr	-	6	33	0.40

Tabla VII.- Composición mineralógica y cristalinidad de la ilita en el perfil de Fuente Alamo.

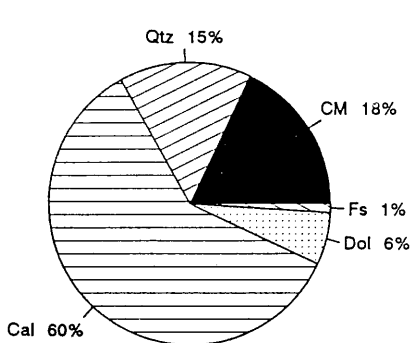


Fig. 57.- Promedio de la mineralogía total en el perfil de Fuente Alamo.

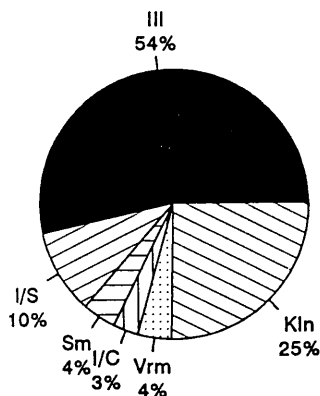


Fig. 58.- Promedio de la mineralogía de arcillas en el perfil de Fuente Alamo.

- Tramo B:

Baja claramente la razón siliciclásticos/carbonatos (0.4-0.3), con tendencia decreciente hacia el techo del tramo. En este sentido disminuye el contenido en ilita y caolinita, y aumenta el de esmectitas e interestratificados ilita-esmectita. La cristalinidad aumenta progresivamente de muro a techo del tramo (0.29 a 0.23°2θ).

- Tramo C:

Aumenta la razón siliciclásticos/carbonatos (0.5), como consecuencia del incremento en el porcentaje de cuarzo (hasta 22%). La ilita se mantiene practicamente constante, y aumenta la proporción de interestratificados ilita-esmectita (19%). El contenido medio en caolinita no varía, con

un aumento en la base (24%) y una progresiva caída hacia techo (19%). La cristalinidad de la illita disminuye, con el valor más bajo en la muestra con mayor porcentaje de caolinita.

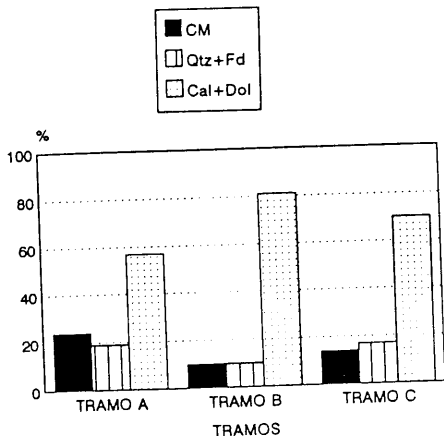


Fig. 59.- Mineralogía total en el perfil de Fuente Alamo de acuerdo con los tramos reconocidos.

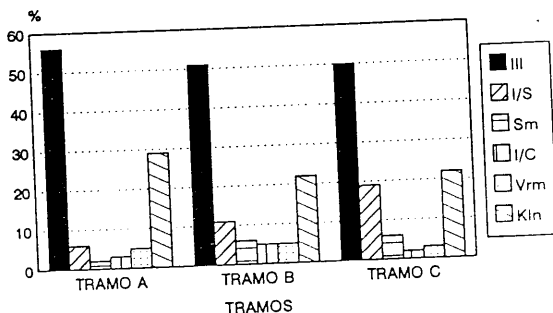


Fig. 60.- Mineralogía de arcillas en el perfil de Fuente Alamo de acuerdo con los tramos reconocidos.

En general, destacan las altas proporciones de siliciclásticos en los tramos A y C. Los interestratificados illita-esmectita aumentan de muro a techo del perfil, mientras la illita se comporta de manera inversa. Los porcentajes más altos de caolinita se registran en el tramo A. La cristalinidad de la illita crece hacia el tramo B y vuelve a disminuir en el C.

II.3-4. ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS PERFILES

Una vez analizados individualmente cada uno de los perfiles, es conveniente realizar un estudio comparativo que facilite una visión de conjunto de las características mineralógicas, así como un análisis de su evolución estratigráfica.

II.3-4.a. Mineralogía total

Desde el punto de vista cualitativo, la composición mineralógica de la muestra total es muy homogénea. En líneas generales, en todos los perfiles se reconocen: Calcita, dolomita, filosilicatos, cuarzo y feldespatos. Las diferencias, sin embargo, se establecen cuando se cuantifican estos minerales.

En todos los perfiles el componente más abundante es la calcita y el menos representado, prácticamente siempre como trazas, los feldespatos. Respecto al resto de minerales, el orden de abundancia suele ser; filosilicatos, cuarzo y dolomita, salvo en los perfiles de SS, NV y EF en los que el porcentaje promedio de dolomita es superior al del cuarzo e incluso al de los filosilicatos.

Si analizamos la razón siliciclásticos/carbonatos, el ordenamiento de los perfiles sería, de

mayor a menor: RP > VB > PL > FA > EF > NV > SS. Esta organización pone de manifiesto una clara diferenciación areal, con una mayor proporción de siliciclásticos en los perfiles del Algarve Septentrional, y una menor en los pertenecientes al Prebético Interno. Asimismo, habría que señalar la semejanza entre los porcentajes en siliciclásticos de Rocha-Pozo y Vale da Burra (47-46%), Puerto Lorente y Fuente Alamo (37-34%) y Elche-Férez, Navalperal y Segura de la Sierra (26-21 y 20%). Cuando se analiza por separado la proporción de filosilicatos, cuarzo y feldespatos, se observa como en EF se registra un porcentaje en filosilicatos similar a PL o FA, y un porcentaje en cuarzo semejante a NV o SS.

II.3-4.b. Mineralogía de arcillas

La mineralogía de arcillas presenta diferencias tanto a nivel cualitativo como a nivel semicuantitativo, siendo estas últimas especialmente significativas. Desde el punto de vista cualitativo; illita, interestratificados illita-esmectita, esmectita y caolinita se registran en todos los perfiles estudiados. Vermiculita está ausente en los perfiles de VB y EF. Interestratificados illita-clorita sólo están presentes en los perfiles de RP, FA y EF, y clorita sólo se reconoce en SS. Las variaciones semicuantitativas son, en general, más importantes que las reconocidas en la mineralogía de la muestra total.

El mineral más abundante en todos los perfiles es la illita (fluctuando entre el 42% y el 65%), salvo en VB donde es la esmectita. La ordenación según la abundancia de illita sería: NV > SS > PL > FA > EF > RP = VB. Este hecho refleja una clara diferenciación areal, con una mayor proporción en los perfiles del Prebético Central y una disminución en los del Prebético Oriental y Algarve. Asimismo, es conveniente señalar que no existen diferencias en el contenido en illita entre RP y VB, son de 2-3% entre NV, SS y PL, y del 7% entre EF y FA.

Cuando se analizan los porcentajes del resto de los minerales identificados se pueden reconocer diferencias bastante significativas. En los perfiles pertenecientes a la Zona Prebética el segundo mineral en abundancia es la caolinita. En este dominio, los perfiles de FA, EF y PL poseen valores en caolinita entre 25 y 22%, mientras en los perfiles de NV y SS la proporción está entre 18 y 14%. Además, en el Prebético los interestratificados illita-esmectita están en torno al 10% (salvo en EF con un 20%), y la esmectita sólo supera el 5% en EF. En Portugal, sin embargo, la caolinita está representada en torno al 5%, siendo la esmectita e interestratificados illita-esmectita los minerales más abundantes tras la illita (incluso en VB el porcentaje de esmectita es mayor).

El resto de minerales; vermiculita, interestratificados illita-clorita o clorita se registran, en general, en proporciones inferiores al 5%. En el Prebético Central se han reconocido valores de vermiculita entre el 5 y 8%.

II.3-4.c. Cristalinidad de la illita

En general, los valores obtenidos son indicativos de una cristalinidad alta en todos los perfiles. La ordenación, de mayor a menor cristalinidad media sería: PL > EF > FA > RP > NV > VB > SS. Esta sucesión muestra una mayor cristalinidad en los perfiles del Prebético Externo (PL, EF, FA), y una disminución en los correspondientes a Prebético Interno (NV, SS) y Algarve Septentrional (RP, VB).

II.3-4.d. Análisis mineralógico por tramos

El estudio de la evolución mineralógica en relación con los tramos diferenciados, va a ser de gran importancia para comparar el desarrollo en los distintos perfiles. Los rasgos más significativos en cada uno de los tramos son:

- Tramo A:

Caracterizado por una alta razón siliciclásticos/carbonatos (salvo en el perfil de PL), que puede llegar a ser, incluso, la mayor del perfil. Se reconoce una subida generalizada en esta razón desde las muestras oxfordienses a las primeras kimmeridgienses y, con frecuencia la posterior disminución hacia techo del tramo.

Respecto de la mineralogía de arcillas, aunque la proporción de ilita fluctúa a lo largo del tramo, en la mayoría de los casos adopta una tendencia de subida general hacia techo. El porcentaje de caolinita, bastante alto, suele disminuir en ese mismo sentido.

La cristalinidad de la ilita sube en casi todos los perfiles (salvo en NV) de muro a techo del tramo.

- Tramo B:

En general, salvo en PL, la proporción de siliciclásticos disminuye claramente respecto del tramo A.

En relación con la mineralogía de arcillas no se registran grandes variaciones, quizás una subida en el contenido de ilita compensada, en la mayoría de los casos, por una bajada en caolinita y vermiculita.

Aunque a grandes rasgos, excepto en SS, la cristalinidad sube respecto del tramo anterior. En algunos perfiles la cristalinidad vuelve a bajar a techo de este tramo (NV, RP).

- Tramo C:

Se trata de un tramo muy significativo en todos los perfiles. En general se caracteriza por el incremento en el porcentaje de siliciclásticos, fundamentalmente a base del tramo, excepto en el perfil de EF.

Respecto a la mineralogía de arcillas, se detecta una bajada en ilita compensada fundamentalmente por una subida en caolinita o vermiculita (Prebético Central). En el Prebético Oriental (EF y FA) los valores de ilita permanecen prácticamente constantes o suben ligeramente, compensados con pequeñas variaciones en caolinita o interestratificados ilita-esmectita.

En la mayoría de los perfiles, la cristalinidad de la ilita baja respecto del tramo anterior (PL, NV y FA). Sin embargo, en SS sube y en EF baja en las primeras muestras para recuperarse en la muestra de techo. Un hecho común es la disminución de la cristalinidad de la ilita en la muestra con mayor porcentaje de caolinita.

- Tramo D:

En este tramo disminuye la razón siliciclásticos/carbonatos, llegando incluso a ser la menor de la sucesión.

En relación con los minerales de la arcilla, y salvo en el perfil de VB, este tramo se caracteriza por la recuperación de la ilita. Con respecto al resto de minerales, baja la proporción de caolinita en el Prebético Central, o de esmectita e interestratificados ilita-esmectita en RP. En el perfil de VB sólo se registran trazas de caolinita.

Excepto en el perfil de VB, la cristalinidad de la ilita sube respecto del tramo anterior, con fluctuaciones hacia el techo del tramo (disminución en PL y NV o incremento en RP).

II.3-5. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Son numerosos los trabajos en los que se utiliza el análisis mineralógico, fundamentalmente de arcillas, para interpretar las características del medio. Un paso previo a esta valoración es comprobar que las arcillas son esencialmente detríticas, y que procesos de formación autigénica o de alteración diagenética no fueron importantes. En concreto, en los sedimentos estudiados en el margen Sudibérico se pone de manifiesto que:

a) Los efectos diagenéticos no han originado alteraciones significativas en la composición mineralógica. Esta afirmación está soportada por los siguientes hechos:

- Ausencia de relación sistemática entre la litología (como alusión macroscópica) y la composición mineralógica.

- Uniformidad composicional en la sucesión, sin reconocerse tendencias de muro a techo que pudieran relacionarse con alteraciones secundarias.

- Los valores de la cristalinidad de la illita fluctúan en cada perfil, sin reconocerse tendencias que pudieran relacionarse con procesos diagenéticos. Asimismo, las diferencias existentes entre las cristalinidades medias de los distintos perfiles son coherentes con su contexto paleogeográfico, como se verá posteriormente.

La relación reconocida entre el aumento de vermiculita y de dolomita en los perfiles localizados en el Prebético Central pudiera relacionarse con un origen secundario de la vermiculita, al igual que el de la dolomita. Posiblemente el Mg liberado durante la diagénesis temprana determinó tanto la presencia de dolomita, como de esmectita y/o interestratificados illita/esmectita, originando vermiculita por transformación. Sin embargo, no puede descartarse la presencia de vermiculita heredada. De hecho, en RP y FA existe vermiculita sin relación aparente con dolomita.

b) Dado el contexto regional, con la aparición de vulcanismo de edad kimmeridgiense en el Algarve Occidental (Ramalho & Ribeiro, 1985), no puede descartarse que la alta proporción de esmectita en los perfiles del Algarve Septentrional se relacione con fenómenos de formación autigénica (esmectitas volcánogenéticas). El origen autigénico de las esmectitas ha sido puesto de manifiesto en numerosos trabajos. Sin embargo, la diferenciación entre esmectitas detríticas y autigénicas no resulta fácil, siendo numerosos, pero no definitivos, los criterios utilizados en este sentido (ver Singer, 1984).

Este hecho condiciona que el posible origen detrítico que se les supone al realizar la interpretación del medio no sea del todo exclusivo y por tanto, las conclusiones obtenidas deban ser utilizadas con precaución.

c) Asimismo, es necesario tener en cuenta que la composición del área fuente no tiene porque ser homogénea en todo el área estudiada, desde el Sur de Portugal hasta Albacete. En este sentido, diferencias composicionales en el área madre ocasionarían variaciones en la composición final que podrían ser erróneamente interpretadas. La dificultad de cuantificar este factor determinante, condiciona que no sea tenido en cuenta a la hora de realizar la interpretación de los resultados, lo que significa una limitación más en el estudio.

Conocidas las precauciones que deben de tenerse en cuenta y la limitación de las interpretaciones, el análisis mineralógico puede considerarse como una información complementaria de gran utilidad en la caracterización del medio. Los principales aspectos que pueden ser interpretados a partir del estudio mineralógico son:

II.3-5.a. Contexto paleoclimático

La aplicación del estudio de la mineralogía de las arcillas a la interpretación paleoclimática del área fuente, es uno de los aspectos en los que más se ha utilizado este tipo de análisis. Sin embargo, esta aplicación está condicionada al cumplimiento de una serie de premisas básicas, que corroboren su utilidad en este tipo de estudios (Singer, 1980, 1984; Galán, 1986; Palomo, 1987; Chamley, 1989).

Algunas de estas premisas, como la de suponer que la génesis de los minerales de la arcilla está directamente relacionada con parámetros climáticos, merecen una reflexión previa. Se ha comprobado que existen otros parámetros ambientales que influyen en la formación de los minerales. En concreto, en el presente estudio se reconoce la relación entre la mineralogía y otro tipo de parámetros extraclimáticos (paleogeografía del área, contexto tectono-eustático, etc.). Este hecho determinará una interpretación más amplia del registro mineralógico, y no exclusivamente en relación con el paleoclima.

En el área estudiada existen algunos argumentos que apoyan la incidencia de factores paleoclimáticos, aunque esto no es excluyente de la interacción de otros factores:

- Ausencia de corrientes importantes que hayan originado una selección durante el transporte de los minerales. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, la posibilidad de que las esmectitas, dadas sus características hidrodinámicas, hayan sufrido un transporte selectivo hacia el interior del océano.

- Contexto tectónico de baja actividad. En general, la sucesión se desarrolla en un período de relajación tectónica relativa que favorece la homogeneidad composicional. Sin embargo, se reconocen variaciones mineralógicas cuantitativas que coinciden con pulsos en momentos de mayor actividad tectónica.

- Aunque la sedimentación se produce en un contexto global de subida eustática en la curva de *long term* (Haq et al., 1987, 1988), se reconocen desviaciones puntuales del registro mineralógico en relación con el nivel relativo del mar.

- Aunque en general no parecen existir unas diferencias topográficas extremadamente acusadas, la morfología del relieve y la topografía del fondo también influyen en la composición mineralógica registrada en los distintos sectores.

Como se ha comentado anteriormente, la asociación de minerales de la arcilla reconocida se caracteriza por la abundancia de illita, la ausencia de clorita y la proporción relativamente alta de caolinita (Zona Prebética) y esmectitas (Algarve).

De todos los minerales registrados, quizás sea la caolinita el que más información puede aportar a la interpretación paleoclimática. Este mineral refleja las condiciones paleoclimáticas originales, aunque estas hayan cambiado posteriormente. Suele relacionarse con condiciones de avanzado estado de meteorización química intensa, en la que existe un fuerte lavado iónico, un buen drenaje. Su presencia es indicativa de un clima cálido y húmedo, sin grandes cambios estacionales, en el que se desarrollan lateritas (Millot, 1979; Singer, 1980, 1984; Deconinck et al., 1982; Hallam, 1984, 1985; Andeol, 1985; Chamley & Deconinck, 1985; Galán, 1986; López-Galindo, 1986; Palomo, 1987; Robert, 1987; Tribouillard, 1988; Chamley, 1989; Wignall & Ruffel, 1990; Hallam et al., 1991).

Las esmectitas de carácter detrítico poseen un origen variable. Se registran en climas desde semi-áridos a subtropicales, aunque en general suelen relacionarse con ambientes en los que la meteorización química aunque dominante, es menos importante, y las áreas de aporte están pobremente drenadas. Su presencia es indicativa de un clima moderadamente cálido y húmedo, con fuertes cambios estacionales en las precipitaciones y una pronunciada estación seca (Chamley et al., 1977b en Singer, 1984; Chamley, 1979, 1989; Millot, 1979; Chamley et al., 1980; Singer, 1980; Deconinck et al.,

1982; Chamley & Debrabant, 1984; Andeol, 1985; Chamley & Deconinck, 1985; López-Galindo, 1986; Palomo, 1987; Robert, 1987; Chamley & Müller, 1991; Hallam et al., 1991).

Aunque la illita no es un mineral utilizado como indicador paleoclimático, se relaciona en la mayoría de las ocasiones con ambientes en los que existe una meteorización física intensa que domina sobre la química. Su asociación con clorita es interpretada como reflejo de un clima relativamente frío y seco (Millot, 1979; Singer, 1984; Galán, 1986; López-Galindo, 1986; Palomo, 1987; Robert, 1987; Chamley, 1989; Hallam et al., 1991).

La presencia de caolinita en todos los perfiles, con valores entre el 14 y el 25% en los pertenecientes a la Zona Prebética, puede interpretarse como consecuencia de la existencia de un clima cálido y húmedo, sin grandes cambios estacionales, y con una meteorización química importante. Sin embargo, junto con la caolinita existen otros minerales que pueden indicar variaciones respecto a este patrón climático.

La alta proporción de esmectita en el Algarve Septentrional pudiera relacionarse con un cambio climatológico longitudinal, hacia condiciones relativamente más áridas y con cambios estacionales. No podría descartarse, incluso, que estas condiciones paleoclimáticas existieran en el área correspondiente a la Zona Prebética, si se considera que la ausencia de esmectitas en este área fuera producto de la proximalidad del área de depósito y de las características hidrodinámicas de estos minerales. Sin embargo, la abundancia de restos vegetales en el Algarve parece alejar la posibilidad de un posible cambio a condiciones climáticas más secas, aunque no pueda descartarse una determinada estacionalidad climática. Los valores de cristalinidad de la illita altos, pero comparativamente menores que algunos de los registrados en la Zona Prebética, parecen ser coherentes con la ausencia de condiciones climáticas áridas en las que la cristalinidad sería comparativamente mayor. Como se verá posteriormente, existen otra serie de parámetros extraclimáticos que pueden determinar la formación de esmectitas y su alta concentración en ese área de depósito.

La abundancia de la illita pudiera interpretarse como reflejo de una meteorización física intensa en condiciones climáticas frías. Sin embargo, como se verá posteriormente, son muchos los factores que pueden influir en su formación. Además, es reconocido el carácter ubicuista de la illita y su abundancia en diferentes ambientes (López-Galindo, 1986), por lo que no parece que su presencia deba ser interpretada en términos estrictamente paleoclimáticos. No obstante, no se descarta la existencia de diferenciaciones en la meteorización física que, al menos arealmente, se añadirían a las puestas de manifiesto anteriormente para la meteorización química.

La escasez de clorita corrobora, asimismo, la ausencia de las bajas temperaturas con las que este mineral suele relacionarse.

En resumen, se propone la existencia de un clima subtropical, considerando tanto el contexto paleogeográfico que situaría el área estudiada en latitudes tropicales altas-subtropicales (Donn, 1982; Parrish et al., 1982; Hallam, 1984; Ziegler et al., 1984; Moore et al., 1992), como la distribución climática propuesta para los minerales de la arcilla (Millot, 1979; Singer, 1984; Galán, 1986; López-Galindo, 1986; Robert, 1987; Chamley, 1989). Este clima cálido y húmedo, tal vez estacional, se caracterizaría por la existencia de una meteorización química importante, aunque también existió meteorización física. No puede descartarse el desvío a condiciones más áridas y de peor drenaje hacia los sectores más occidentales de la región estudiada.

A este respecto, en numerosos trabajos se pone de manifiesto un cambio climático, de condiciones cálidas y húmedas reinantes durante el Jurásico inferior y medio, a condiciones más áridas iniciadas en diferentes momentos durante el Jurásico superior, desde el Oxfordiense hasta el límite con el Cretácico (Delfaud, 1983; Hallam, 1984, 1985; Wignall & Ruffel, 1990; Hallam et al., 1991).

II.3-5.b. Características paleogeográficas

Además de la información climática; intensidad de la meteorización y fundamentalmente grado de hidrólisis (Chamley, 1989), existen otros parámetros que pueden ser interpretados a partir de la caracterización mineralógica de los sedimentos:

II.3-5.b.1. Proximalidad/distalidad del área fuente

La asociación mineralógica de las arcillas, caracterizada por la presencia de caolinita en proporciones importantes, es interpretada como propia de las franjas proximales de las cuencas de depósito, reflejando una clara influencia continental. Este hecho, puesto de manifiesto en numerosos trabajos (Parham, 1966 en Chamley, 1989; Andeol, 1985; Hallam, 1985; Palomo-Delgado, 1987; Chamley, 1989; Vera et al., 1989a), fue reconocido por Rodríguez-Tovar (1990) y López-Galindo et al. (1991) para los sedimentos de edad kimmeridgiense inferior en el sector central de la Zona Prebética.

La elevada presencia de esmectitas en el Algarve pudiera relacionarse, por tanto, con las características hidrodinámicas de estos minerales, y evidenciar una mayor distalidad de este área de depósito. Sin embargo, ni la mineralogía total, ni la cristalinidad de la illita parecen apoyar este hecho, siendo otros factores, como se verá posteriormente, los que pudieron condicionar el depósito de esmectitas en ese área.

Así, la zonación reconocida en la composición mineralógica de la muestra total pudiera interpretarse en relación con la acción combinada de las diferencias en el gradiente de proximalidad/distalidad, y las características topográficas propias de cada área de depósito. A este respecto, el alto porcentaje de detríticos registrado en el Algarve (perfiles de RP y VB) pudiera ser interpretado como propio de una cuenca deprimida, próxima al área fuente y, como se verá posteriormente, relativamente confinada.

En lo que respecta al Prebético encontraríamos una clara diferenciación, con unas áreas más proximales y con fondos de topografía irregular (Prebético Externo; perfiles de PL y FA) que registran una proporción alta de siliciclásticos, frente a otras áreas con un porcentaje en siliciclásticos menor, más alejadas, y de carácter más deprimido (Prebético Interno; perfiles de SS y NV).

Para algunos autores la cristalinidad de la illita es reflejo de unas determinadas condiciones de hidrólisis, que pueden ser interpretadas en términos paleoclimáticos. Bajos valores de cristalinidad se relacionan con condiciones de hidrólisis creciente, mientras que cristalinidades elevadas se relacionan con una menor hidrólisis. Sin embargo, en este estudio se reconoce una relación directa entre las variaciones de cristalinidad y el gradiente de proximalidad/distalidad en las distintas áreas de depósito. Así, valores comparativamente altos de cristalinidad son asociados al poco transporte sufrido y consecuentemente son interpretados en relación con la proximalidad del área fuente. En concreto, en un mismo transecto se podrían diferenciar unas áreas relativamente proximales, correspondientes al Prebético Externo, de otras áreas comparativamente algo más alejadas, correspondientes al Prebético Interno. En lo que respecta al Algarve, como anteriormente ha sido comentado, la composición mineralógica de la muestra total pudiera relacionarse con un área relativamente proximal. En este caso, valores comparativamente menores en cristalinidad pudieran interpretarse en relación con otros factores, tales como la morfología del área fuente.

II.3-5.b.2. Distancia paleogeográfica entre las áreas de depósito

La homogeneidad reconocida en la composición mineralógica de arcillas, tanto en los perfiles de la Zona Prebética por un lado, como entre los correspondientes al Algarve Septentrional por otro, pone de manifiesto la poca distancia paleogeográfica existente entre ellos.

En concreto, Chamley (1989) alude a cientos de kilómetros, y como mínimo a unas pocas decenas de kilómetros, como la distancia necesaria para que se produzca una selección significativa durante el transporte de los minerales.

Según esto, y conocido el contexto paleogeográfico general, se puede interpretar que entre las áreas de depósito del Algarve por un lado, y del Prebético por otro, existiría una distancia que no superaría esas pocas decenas de kilómetros.

II.3-5.b.3. Morfología del área fuente

Junto con el gradiente de proximalidad/distalidad anteriormente comentado, la composición mineralógica también puede aproximarnos a la fisiografía del área como consecuencia de la estrecha relación existente entre la hidrólisis y la topografía de esta.

En principio, la caolinita es un mineral típico de áreas bien drenadas en las que se forman lateritas. En la mayoría de los trabajos este mineral se asocia a suelos en zonas maduradas, reconocidas en las partes altas de las cuencas de drenaje, donde el relieve es relativamente importante (Chamley, 1979, 1989; Chamley & Debrabant, 1984; Robert, 1987). Sin embargo, el relieve del área madre no puede ser demasiado abrupto, para no impedir el buen drenaje y el desarrollo de lateritas (Chamley, 1979). Algunos autores relacionan la formación de caolinita con zonas de pendientes suaves (Kantor & Schwertmann, 1974 en Galán, 1986; Singer, 1980).

Las esmectitas son interpretadas, en la mayoría de los casos, como originadas en las partes bajas de las cuencas de drenaje, en zonas peneplanizadas e incluso en depresiones, donde el drenaje es escaso (Kantor & Schwertmann, 1974 en Galán, 1986; Chamley, 1979, 1989; Chamley et al., 1980; Singer, 1980; Chamley & Debrabant, 1984; Andeol, 1985; Chamley & Deconinck, 1985; Robert, 1987). Así, en algunos trabajos se relaciona el progresivo incremento de esmectitas, junto con la disminución en el porcentaje de caolinita, con una peneplanización progresiva del relieve (Deconinck et al., 1982; Robert, 1987).

La alta proporción de illita es relacionada con la existencia de zonas abruptas, relieves jóvenes, que poseen suelos pobremente desarrollados, en los que no se ha formado ni caolinita ni esmectita (Chamley et al., 1980; Chamley & Debrabant, 1984; Singer, 1984; Andeol, 1985; Palomo, 1987; Chamley, 1989).

Conocida la composición mineralógica en los sedimentos estudiados, se puede interpretar que la alta proporción generalizada de illita es producto de la existencia de zonas abruptas, poco maduras y de fuerte pendiente, hacia el interior del continente. Estas áreas suministrarían fundamentalmente la illita. Hacia la costa, se desarrollarían áreas en las que la meteorización química fue dominante, así como mayor el grado de madurez.

A este respecto, la topografía dominante pudiera ser una de las causas de la diferenciación reconocida entre el Algarve Septentrional y el Prebético. Puede interpretarse que la mayor proporción de caolinita en la Zona Prebética fuera consecuencia de que en esta zona el área madre estuviera localizada, fundamentalmente, en las partes altas de la cuenca de drenaje. En el Algarve, sin embargo, se podría suponer que en general la topografía fuera más peneplanizada, más deprimida. Además,

parte del área madre en el Algarve estaría localizada en las partes bajas de la cuenca de drenaje, donde se producirían mayoritariamente esmectitas.

Las diferencias topográficas pueden incluso estar ligadas a ligeras variaciones climáticas entre las partes altas y bajas de las cuencas de drenaje (Chamley, 1989, pg.516).

II.3-5.b.4. Topografía de la cuenca de depósito

En lo que respecta al estudio aquí presentado, quizás el aspecto más interesante es la relación propuesta entre la topografía de la cuenca de depósito y la alta proporción de esmectitas en el Algarve Septentrional. Este elevado porcentaje, pudiera interpretarse como consecuencia del carácter confinado de esta cuenca. Recordemos que el Algarve Septentrional está limitado hacia el interior del océano por un área elevada, identificada en sondeos y asignada al Sector Meridional del Algarve por Marques & Olóriz (1989a). Este confinamiento impediría el transporte normal de las esmectitas hacia el interior del océano e induciría su concentración en áreas más proximales de lo que suele ser habitual.

En cuanto a las plataformas prebéticas, el análisis mineralógico no ofrece gran orientación en la identificación de las irregularidades del fondo. Sin duda, las escasas distancias paleogeográficas entre los perfiles fue un factor determinante. Como se ha comentado anteriormente, este tipo de análisis ha informado preferentemente sobre condiciones de proximalidad-distalidad.

Además de la interpretación y comparación global de los perfiles, el análisis según los tramos diferenciados va a permitir estudiar la evolución estratigráfica de la sucesión, fundamentalmente en respuesta a factores tectónicos y eustáticos.

II.3-5.c. Contexto tectónico y eustático en las áreas estudiadas

En general, como expuso Rodríguez-Tovar (1990) para el sector de Cazorla y Segura de la Sierra, la homogeneidad global de la mineralogía junto con la heterogeneidad litológica son reflejo de una actividad tectónica baja (Chamley, 1989, fig.8.11, pg.480). Sin embargo, existen determinados momentos a lo largo de la sucesión en los que se reconocen desviaciones mineralógicas que pueden interpretarse como producto de variaciones en la actividad tectónica (pulsos tectónicos) o en el nivel relativo del mar. Estos aspectos se ponen de manifiesto cuando se analiza la evolución según los tramos reconocidos en los perfiles:

- Tramo A:

La alta razón siliciclásticos/carbonatos registrada en este tramo, con un aumento desde las muestras oxfordienses a las primeras kimmeridgienses, puede ser interpretada como producto del pulso tectónico, acompañado del aumento en la subsidencia, reconocido en todo el sur de Iberia en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense (Marques et al., 1989, 1991). Este pulso ocasionaría el rejuvenecimiento del relieve, así como el desmantelamiento de los suelos formados en las partes altas de la cuenca de drenaje, lo que conduciría al incremento simultáneo de illita y caolinita.

El aumento de illita y clorita en relación con períodos de reactivación topográfica y rejuvenecimiento del relieve, ha sido puesto de manifiesto en numerosos trabajos (Chamley, 1979, 1989; Diester-Haass & Chamley, 1980; Froget, 1981 en Singer, 1986; Deconinck et al., 1982; Chamley & Deconinck, 1985; Robert, 1987). En algunos de ellos, incluso, se hace referencia a la reactivación tectónica producida en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense (Chamley et al., 1980; Chamley & Debrabant, 1984; Chamley & Müller, 1991).

La evolución registrada hacia techo del tramo; caída en el porcentaje de siliciclásticos, aumento en la proporción de illita y disminución en la de caolinita, junto con la subida en la cristalinidad de la illita, serían coherentes con los momentos posteriores al desequilibrio tectónico y con el inicio de la estabilización relativa en el área fuente.

- Tramo B:

Respecto al tramo anterior se caracteriza por la disminución en el contenido de siliciclásticos, así como el aumento en el porcentaje y cristalinidad de la illita. En general se detecta una gran homogeneidad, sin variaciones importantes en la mineralogía.

Este tramo puede ser relacionado con un período de estabilidad tectónica que se refleja en la disminución del aporte siliciclástico y en el aumento del carácter carbonatado. La homogeneización mineral, cualitativa y semicuantitativa, junto con el aumento de los carbonatos, han sido relacionados con períodos de equilibrio en numerosos trabajos (Chamley, 1979, 1989; Chamley et al., 1980; Chamley & Debrabant, 1984; Chamley & Deconinck, 1985).

El aumento del porcentaje de illita, junto con la caída en la proporción de caolinita y vermiculita, responde a la erosión de las áreas que previamente se habían rejuvenecido. En este período de relajación tectónica, la topografía se va haciendo cada vez más equilibrada, más suave, dando lugar a la formación, pero no erosión, de suelos ricos en caolinita o esmectita (Chamley, 1979, 1989; Chamley et al., 1980; Deconinck et al., 1982; Chamley & Debrabant, 1984; Chamley & Deconinck, 1985; Robert, 1987).

Aunque Marques et al. (1989, 1991) reconocen una fase de inestabilidad tectónica hacia las partes media y superior de la Zona Platynota, esta no queda reflejada por fluctuaciones en la mineralogía. Este hecho debe ser interpretado como reflejo de la escasa intensidad del mencionado intervalo de actividad tectónica, hasta el punto de que no se ocasionaron cambios bruscos en el relieve ni variaciones significativas en la composición mineral.

- Tramo C:

Como ha sido puesto de manifiesto anteriormente, este tramo únicamente ha sido diferenciado en los perfiles pertenecientes al dominio prebético.

Se trata de un tramo muy significativo, caracterizado por un cambio brusco en las características mineralógicas; aumenta el porcentaje de siliciclásticos, baja la proporción de illita y sube el porcentaje de vermiculita y caolinita. Respecto de la cristalinidad de la illita, quizás el hecho más significativo es su disminución en la muestra con mayor porcentaje de caolinita.

Conocido el contexto de caída del nivel relativo del mar en el margen Sudibérico durante este intervalo temporal (Marques et al., 1989, 1991), puede interpretarse que esta progradación deja al descubierto, y por tanto facilita la erosión de, aquellos suelos en los que se estaba formando, mayoritariamente, caolinita.

Esta bajada del nivel relativo del mar produciría un distanciamiento comparativo del área de aporte de la illita, un aumento de la distancia del transporte, y consecuentemente la caída en la cristalinidad.

El aumento en el porcentaje de caolinita y la caída en la cristalinidad de la illita también pudieran relacionarse, incluso, con un ligero desvío hacia condiciones climáticas más hidrolizantes.

El incremento de la proporción de caolinita en períodos de bajadas del nivel del mar, regresiones, progradaciones o períodos someros según los diferentes autores, ha sido puesto de manifiesto en numerosos trabajos (Singer, 1980; Andeol, 1985; Bassinot, 1989; Chamley, 1989; Deconinck et al., 1989; Wignall & Ruffel, 1990; Hallam et al., 1991). De manera inversa, períodos transgresivos o de mayor profundidad se han relacionado con caídas en la proporción de caolinita y, generalmente, con el aumento en el porcentaje de esmectita, en relación con un distanciamiento del

área fuente y una disminución de la influencia continental (Chamley et al., 1980; Chamley & Deconinck, 1985; Bassinot, 1989; Chamley, 1989; Deconinck et al., 1989; Vera et al., 1989a; Wignall & Ruffel, 1990). En diferentes trabajos ha sido utilizada la relación ilita/caolinita frente a esmectita, para interpretar episodios de somerización/regresión y profundización/transgresión (Chamley et al., 1983 y Deconinck et al., 1985 en Hallam et al., 1991).

Recientemente Deconinck et al. (1989), relacionan las bajadas del nivel relativo del mar en la curva eustática de *long-term* con asociaciones ricas en ilita y/o clorita y caolinita, y las subidas del nivel relativo del mar con un aumento en la proporción de esmectitas. Deconinck (1992), presenta un ejemplo relacionando los límites de secuencia con los porcentajes máximos de ilita y caolinita durante el bajo nivel del mar, y la proporción decreciente de ilita durante el nivel del mar alto (2º orden). En otro ejemplo el mismo autor (Deconinck, 1992), obtiene valores elevados en la relación caolinita/ilita durante los cortejos transgresivo y de alto nivel, con un máximo hacia la parte media del cortejo de alto nivel y una subida en los interestratificados ilita-esmectita hacia la parte alta de este cortejo.

- Tramo D:

El amplio rango temporal que abarca este tramo, dificulta la interpretación y correlación del mismo en los distintos perfiles. Sin embargo, se pueden obtener algunas conclusiones de carácter general.

En este tramo vuelve a disminuir la razón siliciclásticos/carbonatos, se recupera la proporción de ilita, y baja el porcentaje de caolinita o interestratificados ilita/esmectita. En general, la cristalinidad de la ilita sube respecto del tramo anterior, para volver a disminuir hacia techo.

Estas características parecen ser coherentes con el período de recuperación del nivel relativo del mar, detectado hacia techo del Kimmeridgiense temprano (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990). La subida del nivel relativo del mar, restringe la erosión a las partes más altas de la cuenca de drenaje, lo que condiciona la disminución en el aporte de caolinita. Esta caída en el porcentaje de caolinita también pudiera estar determinada, en parte, por una tendencia climática hacia condiciones más áridas, menos hidrolizantes, como ha sido puesto de manifiesto por algunos autores para el Jurásico superior (ver apartado de contexto paleoclimático en este capítulo).

La bajada en la cristalinidad de la ilita a techo del tramo quizás pudiera interpretarse como consecuencia del intervalo de ralentización eustática posterior, que se registra hasta la acentuación de la caída eustática que se produce durante el Kimmeridgiense medio (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990).

II.4. ESTUDIO GEOQUIMICO

Desde hace unos años, el análisis geoquímico de las rocas sedimentarias se ha reconocido como una metodología de interés creciente para la caracterización de las condiciones físico-químicas que actuaron durante el depósito de los sedimentos. La relación existente entre la composición química e isotópica de los materiales y los parámetros medioambientales, hacen del análisis geoquímico un tratamiento importante para complementar el estudio del medio de depósito.

En la sucesión analizada se ha realizado un estudio geoquímico preliminar en el que se pretendía caracterizar, a grandes rasgos, la concentración de ciertos elementos químicos en los sedimentos, así como la composición isotópica de los mismos. No se trata pues de un estudio exhaustivo de la sucesión, sino de un análisis de carácter general, que sirva de introducción para estudios posteriores más detallados. En este contexto deberán considerarse las interpretaciones que se presentan.

II.4-1. ANALISIS QUIMICO

La caracterización de los distintos elementos ha sido efectuada mediante la técnica de plasma por acoplamiento inducido (ICP), en un equipo Leemans Lab PS1000. Se han seleccionado muestras calizas y margocalizas, analizando el contenido en los distintos elementos en la muestra total, previamente secada en una estufa a 110°C durante 24 horas. Dichas muestras han sido atacadas con ácido clorhídrico, fluorhídrico y perclórico, según el procedimiento de Ottonello et al. (1986). Se ha analizado un total de 144 muestras: 12 en el perfil de Rocha-Pozo, 7 en Vale da Burra, 41 en Puerto Lorente, 30 en Segura de la Sierra, 19 en Navalperal, 17 en Elche-Férez y 18 en Fuente Alamo.

Antes de presentar los resultados obtenidos es necesario recordar el contexto paleogeográfico del área de estudio (Cap.V), dada su importancia en la composición de los sedimentos. Los materiales estudiados se depositaron en un medio de plataforma terrígeno-carbonatada cercana al continente. En este medio es esperada, por tanto, una gran concentración de elementos de carácter detrítico. Además de los anteriores, también se reconocen algunos elementos asociados a fases neoformadas, como los que se incorporan en la red de los carbonatos.

Asimismo, es necesario tener en cuenta la posible distorsión en la concentración primaria de algunos elementos, como consecuencia de procesos de alteración secundaria (cementación, litificación, diagénesis e incluso meteorización). Conocido esto y el carácter preliminar de la investigación, se ha optado por obtener dos gráficos en cada perfil:

a) En el primero se representan, agrupados, aquellos elementos de carácter detrítico que se encuentran fundamentalmente asociados a los filosilicatos. En concreto se han agrupado por un lado Al-K-Fe-Ti y por otro Co-Cr-Ni-V-Li. El Mg se ha representado aislado, aunque en la mayoría de los casos sigue la misma tendencia que los anteriores. Como se comentará posteriormente, la interpretación de estos resultados es coherente con los aumentos del carácter detrítico, en relación con procesos de erosión en el área madre.

b) En el segundo gráfico se representan tres elementos (Na, Sr, Mn) cuya evolución no obedece, en la mayoría de los casos, a las tendencias mostradas por los elementos anteriormente mencionados. En este caso se tratará de interpretar su concentración en relación con algunos parámetros ambientales. Renard (1987) pone de manifiesto la utilización del Sr, Mg, K y Na para obtener información, fundamentalmente, sobre la proximalidad y salinidad en medios neríticos.

Además de los distintos gráficos, en las tablas VIIIa y b, anexas al final del capítulo, se presentan los valores obtenidos para estos elementos (en ppm), y para otros cuya evolución no se representa en los gráficos. Es necesario tener en cuenta que, con la intención de que se pudieran

apreciar las tendencias en un mismo gráfico, en algunas ocasiones las concentraciones de ciertos elementos han sido divididas por un determinado valor. Quiere esto decir que la comparación entre gráficos o en el interior de ellos se referirá a valores relativos. De esta manera, las escalas verticales en los gráficos no siempre se corresponden con los valores absolutos de los elementos. En cualquier caso los valores absolutos se encuentran en las tablas VIIIa y b.

II.4-1.a. Algarve Septentrional (Sur de Portugal)

II.4-1.a.1. Perfil de Rocha-Pozo (Fig.61)

a) En este perfil, el contenido de elementos de carácter detrítico es muy elevado (la escala en el gráfico se ha multiplicado por dos respecto de los perfiles de la Zona Prebética). Aunque a grandes rasgos las tendencias son similares, existen algunas fluctuaciones que impiden una mejor correlación. En general, la Zona Platynota se caracteriza por las concentraciones más altas de elementos de carácter detrítico. Hacia el límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum (RP-93) estas concentraciones fluctúan. A lo largo de la Zona Divisum se recuperan ligeramente. Las concentraciones de Mg son muy bajas, posiblemente en relación con la escasa dolomitización y la ausencia de vermiculita.

b) El análisis del resto de elementos muestra las siguientes características:

- Los valores de Na son elevados, destacando los registros a techo de la Zona Divisum (> 13.000ppm). Son significativos los valores más pequeños registrados a base de la Zona Platynota y en la parte superior de la Zona Platynota-base de la Zona Hypselocyclum, al inicio de la implantación de los biohermos.

- El Sr posee concentraciones muy elevadas, normalmente superiores a los 400ppm. Destacan los 800ppm registrados en el intervalo de implantación de los biohermos.

- Los valores de Mn son muy elevados, superiores incluso a los 600ppm y comparativamente mayores a los que se registran en la Zona Prebética. Destaca la tendencia de bajada desde el límite Hypselocyclum-Divisum.

II.4-1.a.2. Perfil de Vale da Burra (Fig.62)

a) El porcentaje de elementos de carácter detrítico registrado en este perfil es bastante elevado (la escala ha sido multiplicada por dos). A techo de la Zona Platynota se registran los valores más altos. En Hypselocyclum disminuyen, mientras en la Zona Divisum, en líneas generales, aumentan al principio, en relación con una nueva intercalación margosa y posteriormente vuelven a disminuir.

b) Del resto de elementos analizados (Na, Sr, Mn), destaca la alta proporción de Na (la escala ha sido multiplicada por 120), cuyo máximo se registra en el interior de la Zona Hypselocyclum, durante el desarrollo de los biohermos, alcanzando valores de Na de 80.000 y 96.000ppm. El análisis de RX ha puesto de manifiesto la presencia de halita. En la Zona Divisum se registran los valores más bajos de este elemento.

- Los valores de Sr registrados son superiores a los 350ppm, con un máximo a los 600ppm, coincidiendo con la caída de elementos de carácter detrítico.

- La concentración de Mn es importante, los valores son superiores a los 300ppm, y ocasionalmente mayores a los 500ppm.

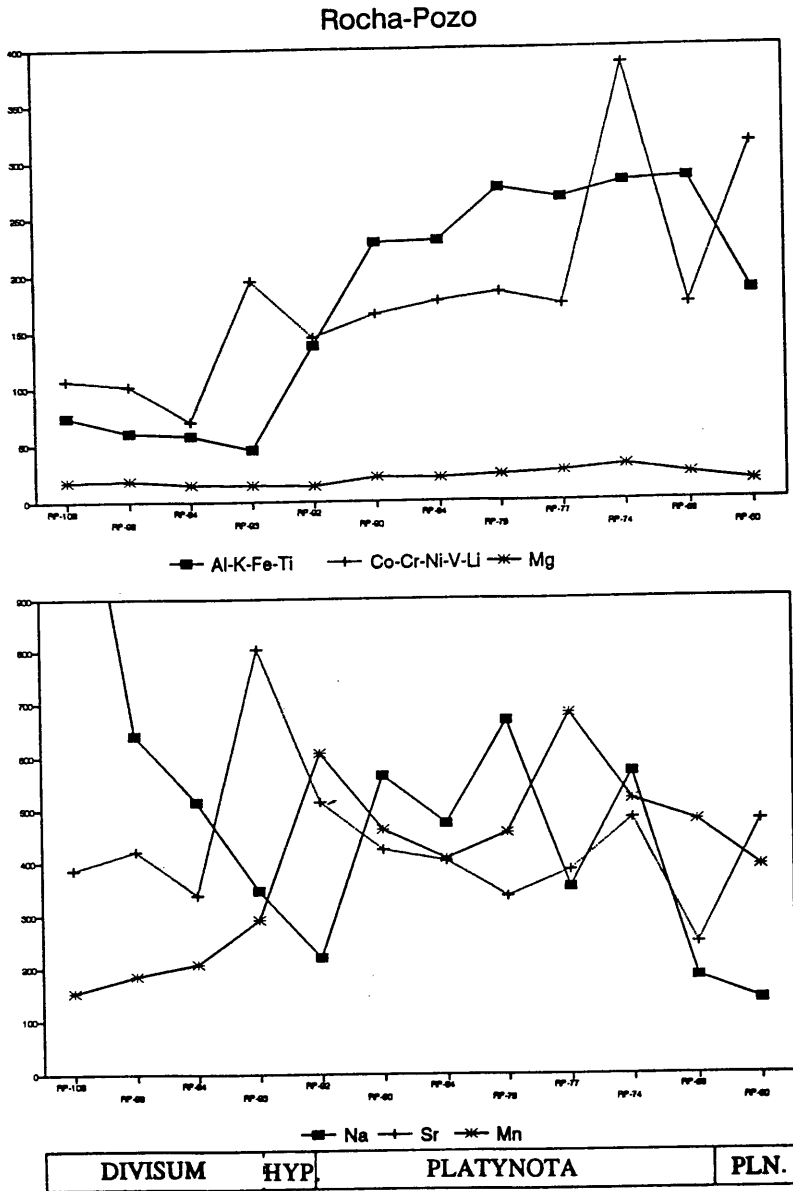


Fig. 61.- Evolución a lo largo del perfil de Rocha-Pozo, del contenido de los elementos químicos seleccionados. Nota.- En el gráfico superior la escala se ha multiplicado x2 respecto de la utilizada en los perfiles de la Zona Prebética.

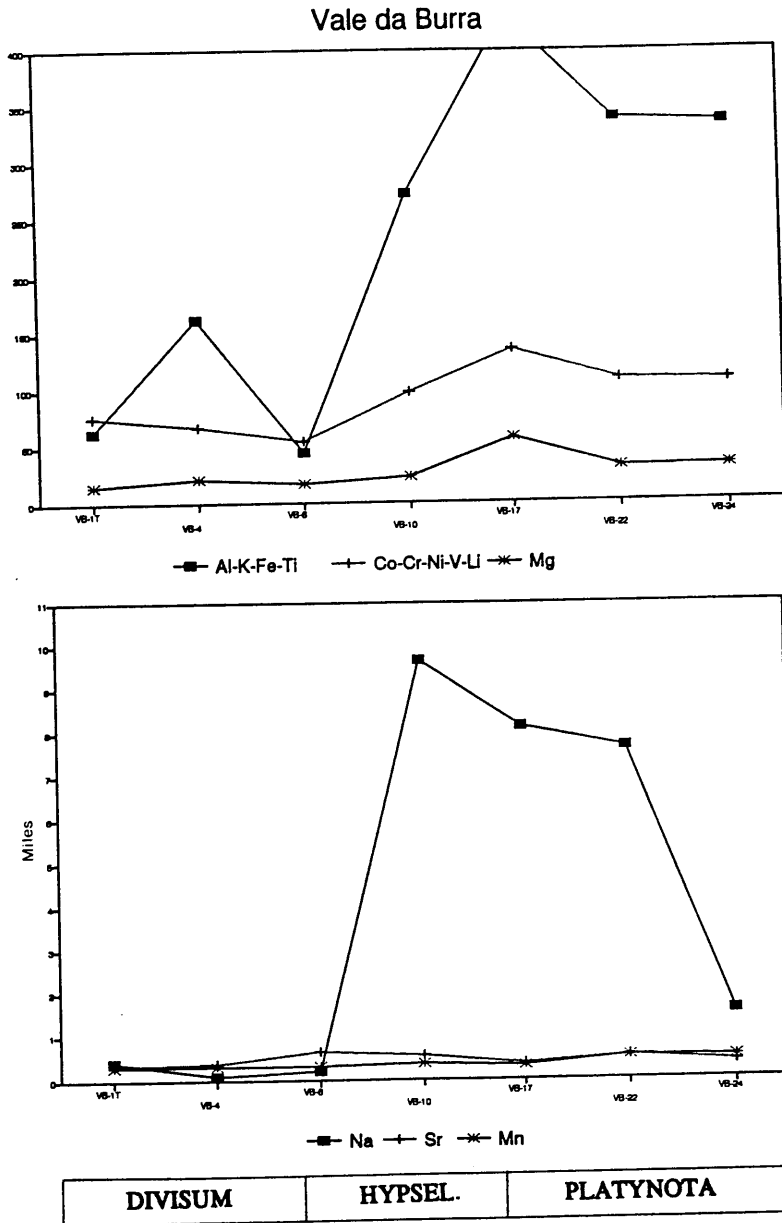


Fig. 62.- Evolución a lo largo del perfil de Vale da Burra, del contenido de los elementos químicos seleccionados. Nota.- En el gráfico superior la escala se ha multiplicado x2 y en el inferior x120 respecto de las utilizadas en los perfiles de la Zona Prebética.

II.4-1.b. Prebético Central

II.4-1.b.1. Perfil de Puerto Lorente (Fig.63)

a) Cuando se analiza el primer gráfico se observan las mismas tendencias en los tres componentes representados: AL-K-Fe-Ti, Co-Cr-Ni-V-Li y Mg. Asimismo el Ba, aunque no ha sido representado en el gráfico, también sigue la misma tendencia que los elementos de carácter más detrítico, lo cual pudiera poner de manifiesto su carácter heredado y la ausencia de procesos de neoformación.

Los aumentos en la concentración de estos elementos se registran hacia la parte inferior y media de la Zona Platynota, en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, y a techo de la sucesión; en la Zona Acanthicum. Estos aumentos se corresponden bastante bien con el incremento del carácter siliciclástico que se registra en la sucesión en torno a esos intervalos temporales.

b) Cuando se analiza el segundo gráfico (Na, Sr, Mn), se ponen de manifiesto los siguientes rasgos:

- Los valores de Na son menores, en la mayoría de los casos, a los 2.500ppm. Las concentraciones más altas se registran a base de la Zona Platynota, en la Zona Hypselocyclum y en la parte inferior de la Zona Acanthicum.

- El Sr presenta una ligera disminución desde la parte inferior a la superior de la Zona Platynota y una posterior recuperación hacia la parte superior del perfil. En general los valores son inferiores a los 400ppm.

- El Mn posee los valores más altos a base del perfil (PL-2; 400ppm). Posteriormente empieza a decrecer la concentración hasta mantenerse en una banda constante, aunque con ciertas fluctuaciones, desde la parte superior de la Zona Platynota hasta el techo del perfil.

II.4-1.b.2. Perfil de Segura de la Sierra (Fig.64)

a) Cuando se analiza la evolución de los elementos de carácter más detrítico, se reconoce una tendencia paralela en los distintos componentes estudiados. Destacan los valores más altos registrados a techo de la sucesión, en torno al intervalo en el que se reconocen unas potentes intercalaciones margosas.

La tendencia registrada en el Mg está en fase con el resto de elementos de carácter detrítico. Sin embargo, destaca la última muestra con valores comparativamente mayores. Este hecho puede relacionarse con la dolomitización registrada a techo de la sucesión (Cap.II.1) e incluso con el aumento de vermiculita (Cap.II.3) registrado en este tramo.

b) Si atendemos a la evolución del resto de elementos analizados (Na, Sr, Mn) podemos destacar los siguientes aspectos:

- Los valores de Na son significativamente más altos que en el perfil de PL, registrándose incluso cantidades cercanas a los 6.000ppm.

- El Sr, sin embargo, posee unos valores relativamente bajos, menores en la mayoría de los casos a los 200ppm. Las cantidades más elevadas se registran a base de la sucesión.

- Los valores del Mn, practicamente siempre menores a los 200ppm, poseen las concentraciones más altas a techo del perfil.

II.4-1.b.3. Perfil de Navalperal (Fig.65)

a) La evolución de los elementos de carácter detrítico muestra las mayores concentraciones hacia muro y techo de las Zonas Platynota e Hypselocyclum. En este perfil el Mg posee tendencias similares al resto de elementos considerados en esta representación.

b) Cuando se analiza la evolución del resto de elementos (Na, Sr, Mn) se ponen de manifiesto los siguientes aspectos:

- El Na posee concentraciones elevadas, con un considerable aumento a techo de la sucesión, en la Zona Divisum.

- El Sr y Mn parecen en fase con los elementos de carácter detrítico. Las concentraciones de Sr son normalmente inferiores a los 200ppm. Los altos valores de Mn parecen relacionarse con las mayores concentraciones de vermiculita (Cap. II.3).

II.4-1.c. Prebético Oriental

II.4-1.c.1. Perfil de Elche-Férez (Fig.66)

a) El análisis de los elementos de carácter detrítico muestra unos valores comparativamente menores a los registrados en el perfil de Fuente Alamo. La tendencia general es de bajada progresiva, con unos valores máximos en la parte basal de la Zona Platynota.

b) El análisis de las concentraciones del resto de elementos (Na, Sr, Mn) muestra rasgos similares a los registrados en Fuente Alamo.

- Se reconocen unas concentraciones en Na que oscilan entre unos 2.500ppm hacia la parte superior de la Zona Platynota y unos 10.000ppm a muro y techo de la sucesión.

- El Sr posee valores muy altos, coincidiendo con los valores más bajos de Na. Son frecuentes los valores superiores a los 500ppm.

- El Mn muestra una tendencia similar a las reconocidas en los elementos de carácter detrítico, con unos valores más bajos que los registrados en Fuente Alamo, generalmente menores a los 200ppm.

II.4-1.c.2. Perfil de Fuente Alamo (Fig.67)

a) En este perfil, salvo puntuales fluctuaciones, las tendencias registradas en los distintos elementos de carácter detrítico son similares. Los valores más altos se registran a techo de la Zona Planula y a muro y techo de la Zona Platynota. Las concentraciones de estos elementos son significativamente mayores a las que se registraban en los perfiles del Prebético Central.

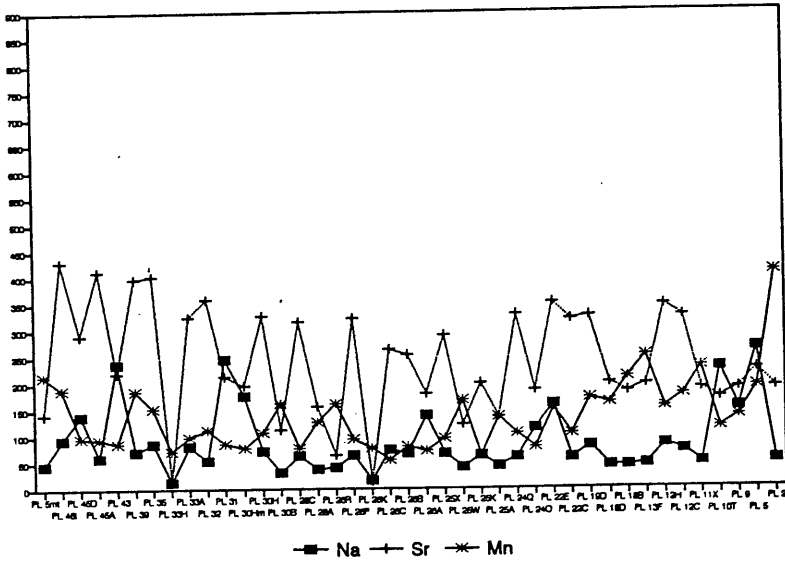
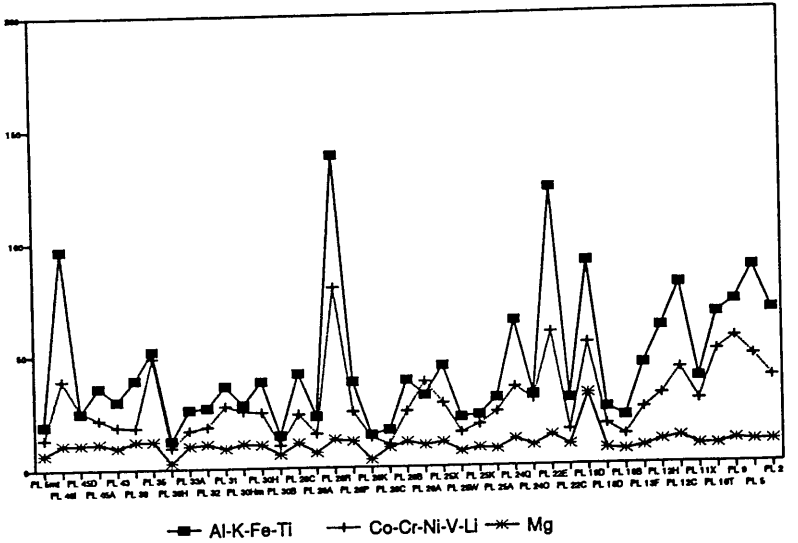
b) La evolución del resto de elementos representados (Na, Sr, Mn) muestra los siguientes rasgos:

- Los valores de Na son significativamente más elevados que los registrados en los perfiles del Prebético Central. Destacan valores superiores a los 10.000ppm registrados a muro y techo de la sucesión.

- El Sr es, asimismo, comparativamente elevado. Son frecuentes los valores superiores a los 400ppm.

- El Mn es también bastante más elevado que en el Prebético Central. La tendencia registrada está en fase con la reconocida en los elementos de carácter más detrítico.

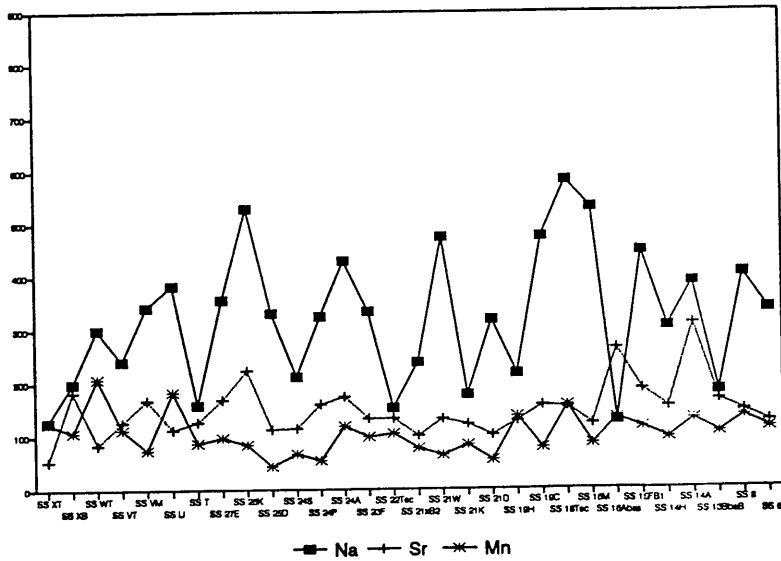
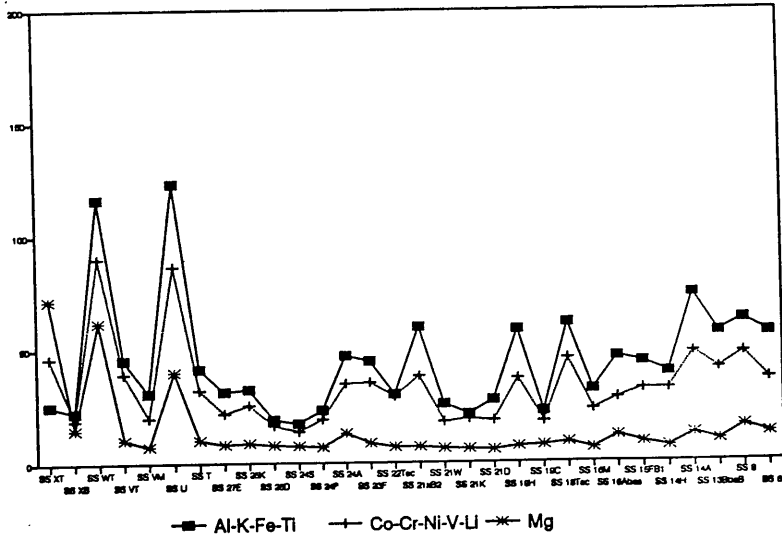
Puerto Lorente



ACANT.	DIV.	HYPSEL.	PLATYNOTA
--------	------	---------	-----------

Fig. 63.- Evolución a lo largo del perfil de Puerto Lorente, del contenido de los elementos químicos seleccionados.

Segura de la Sierra



PLATYNOTA

Fig. 64.- Evolución a lo largo del perfil de Segura de la Sierra, del contenido de los elementos químicos seleccionados.

II.4-1.d. Interpretación de los resultados

Como se comentó al principio del capítulo, antes de interpretar los datos obtenidos es necesario considerar que los análisis se han efectuado en sedimentos propios de plataforma, relativamente cercanos al continente. Por consiguiente, la composición química va a estar fuertemente influenciada por la erosión del área madre, reflejando además fluctuaciones que en intervalos de periodo corto evidencian la heterogeneidad e inestabilidad relativas que son características de masas de agua proximales.

Como hipótesis nula se considera que la composición del área madre es, a grandes rasgos, similar en las distintas partes analizadas del margen Sudibérico, aunque probablemente esta premisa necesita posteriores matizaciones. En este caso, por tanto, las diferencias reconocidas entre los distintos perfiles son interpretadas en relación con el contexto paleogeográfico o con variaciones en los parámetros que controlan las características físico-químicas del medio en el que se depositaron los sedimentos.

Es necesario tener en cuenta la presencia de procesos secundarios (cementación, litificación, diagénesis e incluso meteorización) que pudieran alterar la composición inicial y distorsionar, por tanto, los resultados.

II.4-1.d.1. Elementos de carácter detrítico

En primer lugar se considerarán los elementos de carácter marcadamente detrítico, y aquellos cuya evolución es similar a la de estos elementos.

Como se comentó anteriormente, existe una estrecha correlación entre los incrementos en la proporción de estos elementos y el aumento del carácter margoso en la sucesión, como consecuencia de su asociación a los filosilicatos.

Cuando se compara la proporción de estos elementos en los distintos perfiles, destaca su mayor abundancia en los pertenecientes al Algarve frente a los de la Zona Prebética. Este hecho es coherente con el carácter más detrítico de la sucesión en ese área.

Respecto de la Zona Prebética, la mayor abundancia se registra en el perfil de Fuente Alamo y, aunque menos acusado, en el perfil de Elche-Férez. Esto pudiera interpretarse en relación con el carácter proximal y deprimido de las áreas de depósito correspondientes a estos perfiles. En lo que respecta a los perfiles del Prebético Central las concentraciones son comparativamente menores, si bien destacan aumentos puntuales a lo largo de la sucesión.

Aunque en la mayoría de los casos el Mg sigue la misma tendencia que el resto de componentes de carácter detrítico, en algunas ocasiones el incremento en la proporción de Mg se relaciona con la existencia de dolomita e, incluso, con el aumento de vermiculita. Este hecho pudiera reflejar la existencia de procesos edáficos que dan lugar a la formación de vermiculita en el área madre y que inducen el aumento de Mg en el sedimento.

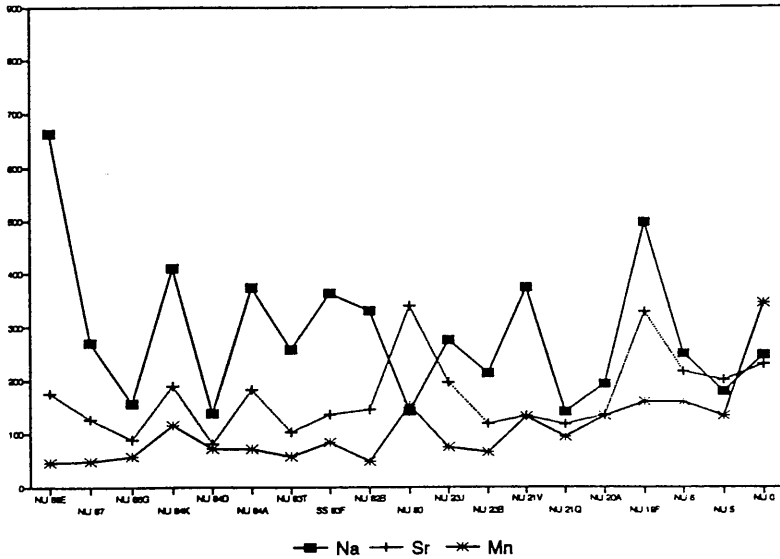
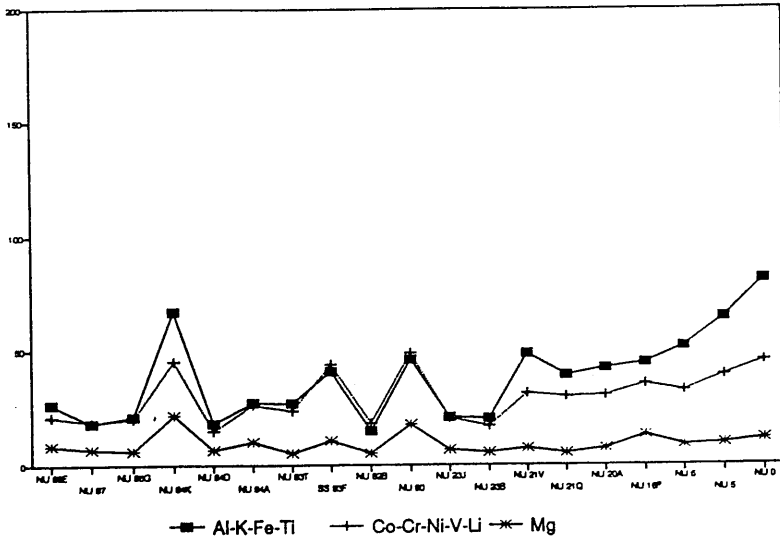
Cuando se analiza la evolución de estos elementos a lo largo de la sucesión, se pueden deducir procesos de mayor o menor erosión en el área madre que inducen la concentración, en el área de depósito, de elementos heredados. En concreto, la evolución en la concentración de estos elementos estará en gran medida influenciada por el contexto de cambios del nivel relativo del mar. En orden cronológico se puede reconocer:

a) Zona Platynota:

Tanto en el Algarve como en el Prebético las concentraciones registradas en la Zona Platynota

son las más altas de la sucesión, destacando generalmente los valores más elevados a base y/o a techo de la Zona. Este hecho es coherente con el aumento de filosilicatos que se registra en las entradas margosas reconocidas en estos intervalos.

Navalperal



DIVISUM	HYPSELOCYCLUM	PLATYNOTA
---------	---------------	-----------

Fig. 65.- Evolución a lo largo del perfil de Navalperal, del contenido de los elementos químicos seleccionados.

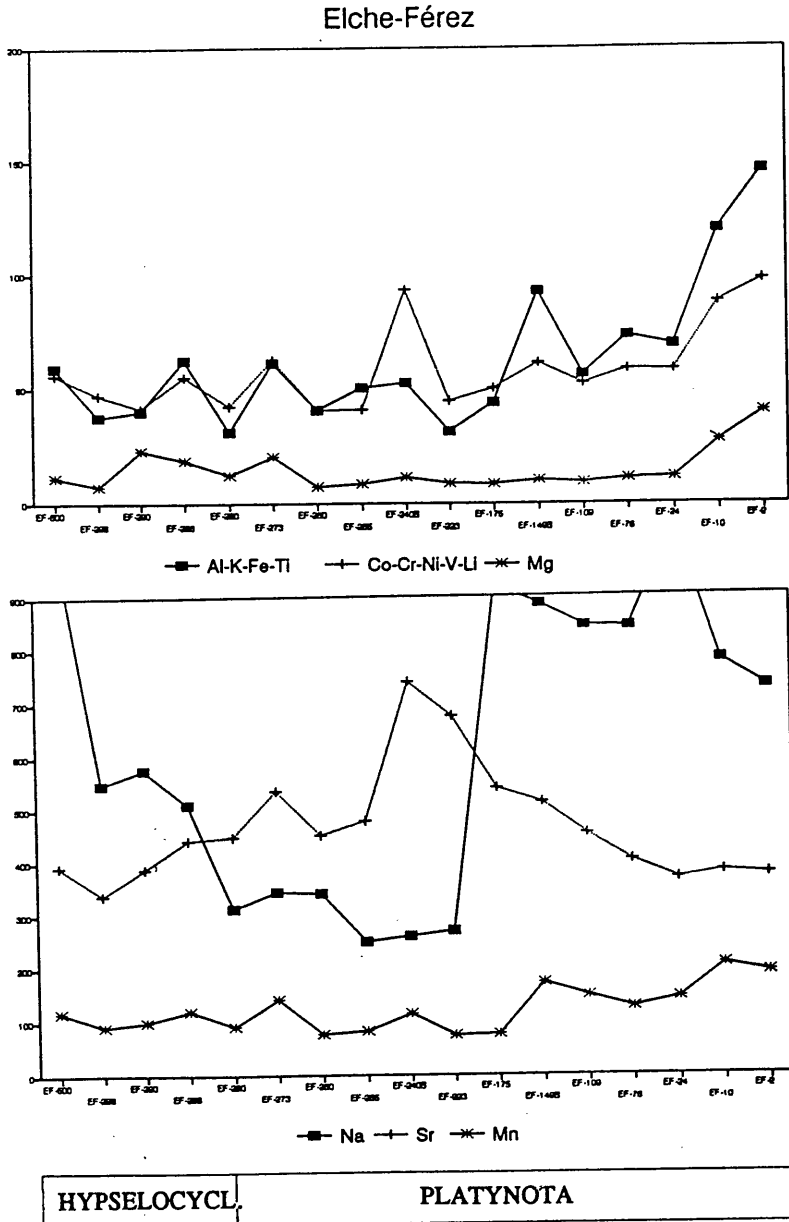


Fig. 66.- Evolución a lo largo del perfil de Elche-Férez, del contenido de los elementos químicos seleccionados.

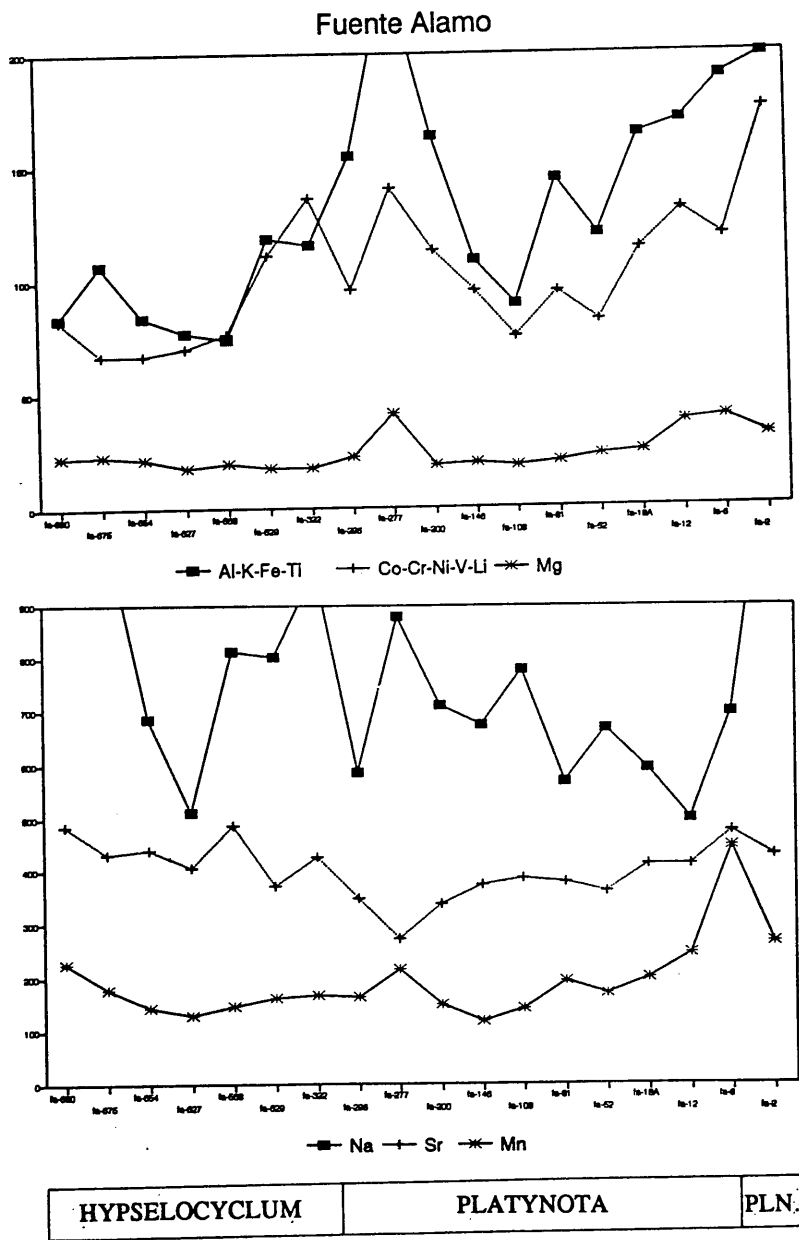


Fig. 67.- Evolución a lo largo del perfil de Fuente Alamo, del contenido de los elementos químicos seleccionados.

Ocasionalmente, perfil de Puerto Lorente, se reconocen valores significativos hacia la mitad de la Zona Platynota, siempre en torno a la presencia de intercalaciones margosas. En este perfil cabría destacar el alto porcentaje de elementos de carácter detrítico en las proximidades de la intercalación registrada en torno al límite Platynota-Hypselocyclum, con independencia del espesor comparativamente menor de esta intercalación.

Si analizamos el contexto de cambios del nivel relativo del mar en el margen Sudibérico durante este intervalo temporal (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria), se registran dos momentos de erosión importante a muro y techo de la Zona Platynota, lo cual es coherente con los datos obtenidos a partir del análisis químico de las muestras.

b) Zona Hypselocyclum:

En general las concentraciones de elementos de carácter detrítico son altas en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, o en la parte basal de la Zona Hypselocyclum (Puerto Lorente, Navalperal y Fuente Alamo).

En Vale da Burra la muestra registrada hacia la mitad de la Zona Hypselocyclum sigue mostrando unas altas concentraciones de elementos ligados a las fases detríticas.

En torno al límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum estos valores disminuyen en los perfiles de Vale da Burra y Puerto Lorente, mientras en Navalperal aumentan bruscamente y en Rocha-Pozo fluctúan los distintos componentes.

Si analizamos el contexto de cambios del nivel relativo del mar durante este intervalo en el margen Sudibérico (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria) se reconoce una bajada del nivel relativo del mar que tiende a disminuir a lo largo de la Zona Hypselocyclum. En relación con esto se reconocen unas entradas margosas bastante características en la base de esta Zona, las cuales poseen menor desarrollo posteriormente. Las tendencias registradas en la concentración de elementos de carácter detrítico parecen coherentes con esta evolución. Algunas fluctuaciones que se apartan de estas tendencias (ej. Navalperal en el límite Hypselocyclum-Divisum) pudieran ser consecuencia de procesos de erosión en el área madre producto de fenómenos de carácter local.

c) Zona Divisum:

A lo largo de la Zona Divisum se reconocen diferentes tendencias según los perfiles. En Rocha-Pozo y Navalperal se registra un ligero aumento en el porcentaje de elementos terrígenos. En Vale da Burra y Puerto Lorente se reconoce un aumento brusco, al menos en algunos componentes, y una bajada posterior.

Conocido el contexto de cambios del nivel relativo del mar (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria), se interpreta un período de subida del mismo. Las entradas margosas reconocidas y el aumento registrado en el contenido de elementos de carácter detrítico, a veces brusco, pudieran poner de manifiesto fenómenos de estructuración del medio que van a dar lugar a la erosión puntual en áreas próximas.

d) Zona Acanthicum:

Solamente se han podido realizar análisis pertenecientes a esta Zona en el perfil de Puerto Lorente. Destaca el significativo aumento en la proporción de elementos de carácter detrítico a techo de la sucesión, lo cual podría ser interpretado en un contexto de retirada del nivel relativo del mar tras un intervalo del nivel relativo del mar alto (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria).

II.4-1.d.2. Resto de elementos (Na, Sr, Mn)

La interpretación del resto de elementos analizados, fundamentalmente Na, Sr y Mn, se realiza en relación con otra serie de factores. Estos elementos pueden entrar en la red del carbonato y no poseen un origen marcadamente detrítico, sino que en su mayor parte pudieran ser elementos ligados a procesos de neoformación. En cualquier caso, su interpretación no debe relacionarse linealmente con una erosión diferencial del área madre sino más bien con determinadas características del medio (oxigenación, salinidad, etc.).

II.4-1.d.2a. Sodio

Algunos autores relacionan las concentraciones de Na en áreas de plataforma con la paleosalinidad del medio (Land & Houps, 1973; Veizer et al., 1978).

Cuando se analizan las cantidades de Na en los perfiles estudiados, el primer hecho que se pone de manifiesto es la alta concentración registrada en los perfiles del Algarve, fundamentalmente en Vale da Burra donde se alcanzan valores superiores a los 80.000ppm y donde se ha registrado, incluso, la presencia de halita. En este perfil (VB), las concentraciones son significativamente más elevadas en las Zonas Platynota e Hypselocyclum, incluso en el intervalo de implantación de los biohermos. En Rocha-Pozo estos valores son más elevados a techo de la sucesión, en las muestras posteriores al desarrollo de los biohermos.

La interpretación de la alta concentración de Na en este área y el aumento en el grado de salinidad pueden abordarse una vez conocida la evolución del medio de depósito. Como ha sido comentado anteriormente, el Algarve se caracteriza por registrar una gran acumulación de aportes procedentes de áreas próximas (altos porcentajes en detríticos, restos vegetales, etc.). Cabe pensar, por tanto, que los altos valores de Na están relacionados con la erosión, en sectores próximos, de sedimentos ricos en sales que aportaron Na a la cuenca.

Además de la erosión de sedimentos ricos en sales, es necesario considerar algún otro fenómeno más que pudiera incrementar las concentraciones de Na, e incluso ocasionar la precipitación de halita. Cuando se analiza la distribución de biohermos a lo largo de la cuenca del Algarve se reconoce una concentración de los mismos en zonas elevadas. Estas zonas de altos fondos pudieran estar controladas por la presencia de diapiros (Manupella et al., 1988). Si se analiza la distribución de diapiros en la cuenca (Manupella et al., 1988; Olóriz com. oral) se reconoce una alineación E-W bastante manifiesta. Puede considerarse, por tanto, que el enriquecimiento en Na tan acusado sea consecuencia del diapiroísmo que se alude como causa de la diferenciación estructural de los altos fondos. Las características hidrodinámicas particulares de cada área (Rocha-Pozo, Vale da Burra), determinarían una concentración diferencial en ambos perfiles.

La mayor concentración de Na registrada en Vale da Burra en el intervalo de desarrollo de los biohermos, hecho que no se reconoce en Rocha-Pozo, pudiera ser la causa del menor desarrollo de estos en el perfil de Vale da Burra frente al de Rocha-Pozo.

En lo que respecta a la Zona Prebética los valores son comparativamente menores a los registrados en el Algarve. Destaca, sin embargo, una mayor concentración de Na en los perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez en relación, quizás, con la elevada presencia de detríticos y la erosión puntual de sedimentos de carácter salino.

II.4-1.d.2b. Estroncio

Renard (1987) relaciona la razón Sr/Ca con la salinidad del medio, si bien las fluctuaciones de esta razón en áreas epicontinentales proximales tienen una lectura más compleja (Accarie et al., 1989). En nuestro caso, esta salinidad se pone de manifiesto cuando se analiza la concentración de Na en el sedimento.

En las áreas de plataforma el análisis de Sr es bastante delicado, teniendo en cuenta que procesos secundarios que afectan a la recristalización de la calcita expulsan el Sr de la red del carbonato (Renard, 1979; Baker et al., 1982, entre otros).

En algunos de los perfiles estudiados son frecuentes valores inferiores a los 400ppm, los cuales en medios como el analizado pueden reflejar la existencia de procesos secundarios (litificación, cementación, etc.) que han disminuido su concentración. Los valores más bajos de Sr (< 400ppm) se registran en los perfiles pertenecientes al Prebético Central (PL, SS y NV).

En el resto de perfiles el Sr posee valores significativamente más elevados, superiores a los 400ppm. Como ha sido comentado anteriormente estos perfiles se caracterizan por poseer, asimismo, las mayores concentraciones de Na, registrando quizás una superior salinidad del medio.

Conviene destacar el elevado registro de Sr en el perfil de Rocha-Pozo en relación con la implantación de los biohermos, lo cual puede estar determinado por la asimilación de este elemento por parte de los organismos que componen la bioconstrucciones (ej. estromatolitos).

En general pueden destacarse las caídas de Sr en la Zona Divisum, lo cual podría evidenciar el contexto tectono-eustático en fase de alto nivel del mar durante este intervalo. Otros mínimos en Sr parecen ajustarse bien a la acentuación de las fases regresivas.

II.4-1.d.2c. Manganeso

La concentración de Mn en el agua marina está influenciada mayoritariamente por procesos de aporte detrítico continental y de hidrotermalismo submarino (Klinkhamm, 1980; Andrianiazy & Renard, 1984, entre otros).

En algunos de los perfiles analizados el Mn posee tendencias similares a las registradas en el conjunto de elementos de carácter detrítico. En estos perfiles el Mn reflejaría el carácter heredado y su relación con los cambios del nivel relativo del mar. En otros casos, sin embargo, el Mn posee tendencias que se apartan de las propias de los elementos de carácter más detrítico. Además de los procesos de hidrotermalismo comentados anteriormente, existen otros factores que pueden influir en su concentración. Renard et al. (1979) reconocen que las variaciones en las concentraciones de Mn pueden ser interpretadas en relación con el grado de oxigenación del medio. En concreto, valores más altos en la proporción de Mn indican grados de oxigenación mayores.

Cuando se analizan las concentraciones de Mn en los distintos perfiles destacan los valores comparativamente más elevados registrados en los perfiles del Algarve, fundamentalmente en el perfil de Rocha-Pozo. Este hecho, que coincide con el carácter arenoso de la sucesión en estas áreas, puede ser interpretado en relación con un mayor grado de oxigenación del medio. No puede descartarse que el vulcanismo de edad kimmeridgiense reconocido en el Algarve Occidental (Ramalho & Ribeiro, 1985) influyera en la concentración del Mn.

En la Zona Prebética quizás puedan destacarse los valores comparativamente más elevados en el perfil de Fuente Alamo, lo cual puede estar relacionado con una mayor erosión del área madre y con el carácter más arenoso de la sucesión.

	Al	Fe	Mg	Mn	K	Na	Ti	Ba	Co	Cu	Cr	Br	Li	Ni	V	Y	Zn
Puerto Lorente																	
PL 6mk	1314	2913	3189	214	2215	452	124	8	1	3	7	143	1	8	4	2	97
PL 49f	15675	6870	5358	189	9385	832	682	120	3	10	17	430	12	10	18	5	22
PL 45D	2108	3288	5368	97	2297	1364	184	38	2	15	13	290	1	18	6	1	66
PL 45A	5074	5894	5640	83	3058	598	156	20	1	8	13	411	3	8	9	7	49
PL 43	3151	2189	4745	87	3120	2302	257	91	0	11	5	219	4	13	6	2	42
PL 39	6475	6464	5896	186	3896	706	145	31	1	7	12	398	4	8	4	12	42
PL 38f	8438	4584	5829	152	4580	859	336	30	2	7	38	403	7	15	11	4	31
PL 33H	1170	1120	1159	72	1423	118	98	34	1	2	2	11	1	8	0	0	85
PL 33A	3648	3039	4852	98	2701	811	141	18	1	6	12	325	3	6	4	3	51
PL 32	4091	2841	5279	112	2753	630	144	19	1	443	12	359	2	6	8	8	51
PL 31	4500	2084	4382	85	3459	2481	319	49	1	14	10	212	4	15	11	4	81
PL 30Hm	3328	2004	5183	77	3049	1759	218	28	0	15	20	195	3	9	6	3	142
PL 30H	4280	5210	5083	108	3849	718	223	13	2	4	14	326	4	7	11	0	57
PL 30B	833	1104	2809	183	2156	311	114	19	0	3	6	112	1	4	3	1	33
PL 29C	8902	3430	6304	78	4298	827	238	29	0	11	14	316	5	7	8	7	35
PL 28A	1129	2389	3131	127	2895	398	198	13	1	2	9	158	1	7	4	1	29
PL 28R	20781	7719	8048	190	15318	408	1003	7	8	15	38	83	23	17	36	0	51
PL 28P	6254	3531	6533	94	3834	837	209	34	1	6	16	322	5	7	7	11	333
PL 28K	1148	1420	1495	78	1642	142	115	1	1	5	4	11	2	10	2	0	88
PL 28C	2231	1278	4204	54	2184	733	95	12	1	6	8	283	2	3	3	0	52
PL 28B	8078	3058	5340	79	3524	872	251	15	1	8	14	253	3	11	8	2	29
PL 28A	3705	2874	4688	71	2989	1382	242	30	1	11	13	179	1	36	6	2	48
PL 25X	7485	3250	5200	95	4195	888	285	36	1	8	17	289	6	10	9	9	54
PL 28W	1144	1580	3205	167	2785	401	207	9	1	5	9	122	2	8	5	1	86
PL 28V	2507	1854	3970	82	2244	823	182	11	0	9	14	198	1	7	4	0	175
PL 28A	1802	2745	3513	68	3794	422	283	12	1	5	13	136	4	9	8	2	17
PL 24Q	11088	4873	5847	104	8025	582	403	46	2	9	20	328	9	9	12	11	58
PL 24O	2128	2821	4335	78	3041	1137	308	39	1	14	14	188	3	17	8	3	88
PL 22E	19006	18637	6417	151	8015	1566	710	98	4	21	27	351	14	21	22	13	515
PL 22C	4177	3214	4388	102	3074	573	184	20	1	5	11	319	2	4	5	7	124
PL 18D	18088	7281	15491	170	7501	798	587	72	3	1216	34	325	12	12	18	12	125
PL 18D	1951	1925	3379	181	2898	413	242	15	0	4	11	198	3	6	5	3	34
PL 18B	1342	1892	3080	209	2428	421	194	12	1	8	7	182	1	7	4	2	51
PL 13F	3891	2910	3754	250	4125	446	439	16	2	7	12	195	3	9	12	2	26
PL 12H	10304	4586	5051	154	5389	822	383	315	1	6	16	346	7	8	13	0	25
PL 12C	15878	8239	8728	178	8138	720	458	82	1	16	20	324	11	10	20	9	33
PL 11K	2578	3547	3982	228	3428	478	370	11	2	4	17	187	3	9	11	2	100
PL 10T	8988	4147	3804	113	5487	2271	587	27	3	19	22	171	4	28	17	3	33
PL 8	8380	5841	5105	135	5548	1519	850	79	3	18	27	187	6	28	19	3	51
PL 5	10240	5682	4710	190	6315	2830	844	198	3	18	28	224	6	20	15	5	51
PL 2	5488	7985	4758	407	4885	517	821	18	1	7	22	189	5	13	15	3	48
Segura de la Sierra																	
SS XT	1250	6458	35884	125	2210	1257	108	7	4	13	22	53	3	37	5	3	579
SS XB	2182	1418	7143	108	3088	1977	175	264	0	9	8	182	5	14	3	3	72
SS WT	9518	8186	30830	208	14090	3002	1058	64	8	15	54	83	8	40	27	6	89
SS VT	4257	3114	5007	111	5070	2411	410	381	2	14	20	127	4	21	11	2	140
SS VM	3198	1898	3614	72	4158	3428	242	231	1	10	9	168	2	11	6	3	38
SS U	9752	9284	19620	182	12989	3829	1190	83	5	17	45	112	14	36	29	5	54
SS T	2913	2448	4773	88	4450	1578	433	20	2	11	13	126	5	19	9	3	58
SS 27E	3757	1883	4021	98	3807	3570	258	23	1	12	12	169	1	13	8	2	52
SS 26K	4447	1855	4182	84	3843	5273	231	88	0	14	11	224	5	14	8	3	51
SS 26D	1801	915	3784	43	2281	3310	167	12	1	10	5	112	0	14	4	2	80
SS 24S	1271	801	3507	67	2559	2103	153	13	2	12	3	113	0	11	4	1	85
SS 24P	2091	897	3309	54	3088	3251	214	58	2	10	6	159	4	11	5	1	55
SS 24A	5909	3293	6283	119	4995	4286	371	294	0	13	16	174	6	18	12	2	34
SS 23F	4827	2876	4080	98	4717	3342	412	487	3	15	17	132	4	17	11	2	33
SS 22T ^{ec}	2725	1487	3308	104	3728	1518	278	126	2	11	9	133	2	22	7	2	20
SS 21xB2	8803	2710	3427	78	5471	2372	583	281	3	17	18	100	4	18	13	3	188
SS 21W	2904	1123	2887	63	3390	4735	214	80	1	14	8	130	2	13	5	3	82
SS 21K	1789	1188	2929	82	2724	1782	197	14	1	11	8	121	3	14	5	2	50
SS 21D	2535	1456	2821	54	3000	3175	287	253	1	13	8	101	0	13	7	2	37
SS 19H	8521	2790	3444	136	5278	2183	584	38	3	11	17	127	6	16	14	3	37
SS 19C	2959	1330	3522	77	2504	4741	174	585	0	12	7	156	-3	11	5	2	30
SS 18T ^{ec}	9724	4265	4185	156	5777	5812	434	32	4	20	19	153	9	18	18	4	23
SS 18M	3119	1838	2912	84	3897	5298	285	835	1	12	8	121	5	12	7	1	68
SS 18A ^{bas}	5551	5913	5585	131	3080	1277	345	98	2	12	11	283	3	18	8	5	30
SS 15F ^{B1}	8158	3312	4187	115	4837	4458	317	482	2	14	14	188	6	14	12	2	40
SS 14H	5012	2881	3223	94	4008	3048	320	33	4	16	11	152	6	18	11	3	98
SS 14A	13817	5915	8015	129	6082	3887	481	419	4	21	21	309	8	20	19	6	41
SS 13B ^{bas}	7808	4289	4448	104	8270	1811	440	227	4	11	18	185	8	15	17	3	34
SS 8	7539	5482	7583	133	5382	4031	818	31	3	17	24	148	5	21	17	3	40
SS 6	8318	4488	5874	112	8108	3388	487	480	2	18	15	124	6	17	14	2	36

Tabla VIIIa.- Concentración de los elementos químicos analizados.

	Al	Fe	Mg	Mn	K	Na	Ti	Ba	Co	Cu	Cr	Sr	U	Ni	V	Y	Zn
Navalperal																	
NV 86E	4841	1115	4127	46	3001	6642	171	972	1	10	6	174	4	15	5	7	97
NV 87	2374	1292	3363	48	2675	2701	112	202	0	13	5	127	1	17	4	4	16
NV 88G	1714	1178	3108	58	3049	1561	182	216	1	12	6	84	3	15	5	2	81
NV 84K	10715	4564	10914	116	6807	4108	472	572	2	14	24	169	4	23	16	5	20
NV 84D	1018	1071	3242	71	3027	1367	151	14	1	13	3	81	0	14	4	1	10
NV 84A	3653	2209	4972	71	3306	3739	186	619	0	13	16	182	0	18	5	3	11
NV 83T	2790	1915	2421	58	3373	2583	214	360	1	13	10	103	1	18	5	2	58
NV 83F	4482	2224	5223	84	5471	3624	332	68	3	11	35	136	5	15	8	4	32
NV 82B	1477	695	2367	48	2452	3296	115	19	1	13	6	145	3	15	2	2	170
NV 80	8297	5696	8917	152	4619	1413	170	33	1	13	21	339	5	33	13	8	30
NV 23J	2133	1230	3164	75	2920	2750	162	13	1	11	11	195	0	14	8	2	29
NV 20B	1457	1089	2567	65	2696	2132	199	14	1	14	8	118	1	12	8	2	17
NV 21V	4419	3635	3645	131	4849	3746	458	472	2	11	15	133	2	16	12	2	16
NV 21Q	3436	2175	2498	94	4364	1408	381	17	2	13	14	117	2	16	12	2	24
NV 20A	3774	3478	3609	133	4691	1914	399	126	2	13	10	136	6	15	12	5	35
NV 18P	7698	3375	6532	159	4615	4959	264	45	2	13	15	329	7	19	11	3	37
NV 8	8220	3318	4312	180	4778	2508	385	320	2	16	18	215	4	14	11	3	31
NV 5	8374	4808	4645	132	5153	1787	513	206	2	16	18	199	4	18	16	4	36
NV 0	8235	9196	5671	344	8193	2466	676	27	3	14	25	230	4	19	18	4	36
Fuente Alamo																	
FA-880	15060	5585	11278	227	5682	10299	615	230	0	11	57	485	17	26	23	3	4
FA-67E	18278	7998	11361	178	8615	10670	738	227	0	14	48	432	4	18	20	4	23
FA-66A	13699	5956	10710	143	5647	6953	648	184	6	22	44	440	0	23	27	6	67
FA-627	11403	5237	9874	129	5836	5116	638	187	1	15	40	407	16	14	33	6	51
FA-608	12901	5230	9796	147	4848	8136	567	231	0	13	56	486	9	30	20	3	60
FA-629	18514	6994	8818	182	8310	8028	1019	272	0	9	74	372	23	30	30	7	96
FA-322	20374	6842	8628	167	7821	9709	908	397	1	21	87	427	76	30	30	6	27
FA-298	22552	8990	11258	165	12787	5854	1334	267	0	13	95	348	17	26	38	6	27
FA-277	34986	13708	20865	218	17272	8796	2150	282	7	12	71	273	44	29	60	10	44
FA-200	26891	11863	9253	149	10033	7116	1325	236	3	12	60	330	21	36	40	9	77
FA-146	17447	7301	9783	118	7896	6756	868	167	5	20	64	374	14	27	32	6	67
FA-108	15994	5907	8081	142	6471	7790	896	181	0	9	40	387	27	16	27	7	68
FA-81	24639	8810	10008	194	9042	5691	1181	225	0	16	42	382	21	24	44	4	19
FA-62	18032	9096	11521	170	7050	6673	948	215	0	16	53	379	21	24	44	4	19
FA-18A	29113	10806	12177	200	9078	5601	1329	221	1	20	56	414	33	21	58	5	28
FA-12	27783	13613	18650	245	10368	4989	1329	218	10	18	56	413	47	25	58	9	30
FA-9	29679	19148	19636	447	11400	6964	1368	297	0	15	57	475	26	30	56	16	87
FA-2	34246	14718	15628	295	10889	6864	1368	297	0	15	57	475	26	30	56	16	87
FA-008-ma	5249	6256	9327	254	4077	11186	630	12	3	19	91	115	14	56	67	1	197
FA-008-me	16237	14789	11387	857	6051	7982	891	210	11	16	63	342	18	44	139	22	84
Vale da Burra																	
VB-1T	10367	7017	7981	302	1180	4103	504	242	3	8	43	336	12	28	29	4	1161
VB-4	21590	16200	10280	325	6588	8968	1472	208	5	11	38	390	10	24	23	4	98
VB-8	6317	5312	8302	318	814	1968	321	388	3	4	36	648	9	22	13	7	60
VB-10	64250	21830	11300	369	6960	98500	2140	362	4	8	48	540	28	42	28	7	163
VB-17	85140	32670	28390	324	14420	81290	3342	392	10	19	61	348	45	39	48	11	173
VB-22	62800	28920	15090	514	10410	78470	2795	637	7	11	54	533	29	39	34	10	164
VB-24	46740	26700	15430	482	13890	15430	3213	333	10	23	48	366	10	45	39	8	326
Rocha-Pozo																	
RP-108	14053	6192	8431	163	3688	13427	521	200	5	13	67	386	17	46	25	5	82
RP-98	9877	6581	8990	194	3231	8409	427	198	8	16	72	421	13	41	18	8	165
RP-84	8623	7110	7843	208	3482	5151	401	201	3	14	41	339	7	38	19	0	46
RP-83	6258	5643	7141	293	2906	3498	327	115	4	19	170	803	5	97	17	11	28
RP-82	15304	20876	8911	608	7046	2201	1014	128	12	23	78	423	29	60	71	12	88
RP-80	30822	18037	10270	482	10848	6841	2137	180	12	23	94	402	27	64	78	8	90
RP-84	29914	17672	8940	406	10874	4724	2391	128	12	23	78	423	29	60	71	12	88
RP-78	38956	21889	11391	465	12048	9678	2812	360	17	23	70	337	34	67	88	9	162
RP-77	35231	19441	13181	681	10313	6678	2748	249	19	20	78	385	25	60	91	12	108
RP-74	36734	23887	16313	618	13235	5697	2895	344	21	38	290	482	27	162	88	22	108
RP-68	36995	21427	11131	477	12364	1830	2856	180	18	28	79	247	30	63	81	12	41
RP-60	23640	17416	7907	392	9206	1383	1671	129	11	28	236	477	24	136	84	9	91
Elche-Férez																	
EF-600	12295	3510	5953	118	3877	10185	399	299	4	21	26	393	6	27	21	8	181
EF-298	9889	2224	3488	90	3214	5483	258	178	1	17	20	338	17	13	20	5	65
EF-290	9899	2908	11424	100	3215	6739	284	141	1	14	27	387	4	17	13	8	39
EF-286	10482	4310	9339	119	4807	6084	472	124	6	14	25	441	12	21	20	7	39
EF-280	4328	4103	8183	92	2566	3127	182	91	1	12	22	448	5	22	14	6	78
EF-273	9884	4279	10256	142	4647	3436	478	128	2	26	28	534	21	22	24	8	117
EF-280	6484	2934	3818	78	3297	3412	316	112	5	17	18	451	8	16	14	6	21
EF-266	7560	3225	4078	82	4021	2802	407	107	1	16	87	739	21	36	22	7	166
EF-240B	8543	3674	6969	118	3941	2495	2748	249	19	20	78	385	25	60	91	12	108
EF-223	4736	1899	4272	76	2752	2712	251	115	2	18	16	674	12	22	15	6	108
EF-176	9134	2306	4056	76	3464	9208	276	202	1	21	22	538	15	21	16	5	144
EF-149B	19851	6854	5070	171	5830	8856	681	202	1	40	22	513	16	19	34	12	140
EF-78	11149	3674	4526	148	3884	8423	383	183	2	22	19	452	16	20	21	6	118
EF-24	14443	5212	6362	128	4824	8418	484	208	2	22	17	402	23	20	28	8	189
EF-24	14909	4897	6537	144	3937	10427	443	230	6	17	18	368	16	28	19	7	138
EF-10	21132	9101	13813	208	7400	7779	880	1075	8	23	36	381	20	38	34	9	161
EF-2	23734	14418	10878	191	8448	7284	1069	283	2	24	40	376	27	42	36	8	125

Tabla VIIIb.- Concentración de los elementos químicos analizados.

II.4-2. ANALISIS ISOTOPICO

En algunas de las muestras analizadas químicamente se ha estudiado también la composición isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en los carbonatos. El análisis isotópico se ha realizado en el Stable Isotope Laboratory (Geological Institut-ETH Zentrum, Zürich, Suiza) sobre un total de 71 muestras: 11 pertenecientes a Rocha-Pozo, 5 a Vale da Burra, 19 a Puerto Lorente, 11 a Segura de la Sierra, 14 a Elche-Férez y 11 a Fuente Alamo. Problemas ajenos a la propia investigación han impedido el tratamiento de muestras pertenecientes al perfil de Navalperal.

A grandes rasgos la metodología empleada ha sido la siguiente. Una vez desgasificada la muestra se ataca con H_3PO_4 ultrapuro. El CO_2 producido se separa en una línea de vacío mediante dos trampas: Una primera con una mezcla de alcohol-metanol y CO_2 helado que retiene el vapor de agua, y una segunda con N_2 líquido que retiene el CO_2 . El CO_2 obtenido y separado se lleva a una cámara que conecta directamente con el espectrómetro de masas (VG Micromass 903). Los resultados obtenidos se expresan respecto del PDB.

Con el análisis realizado no se ha pretendido una caracterización isotópica detallada de la sucesión. El objetivo es la obtención de una primera aproximación, de carácter general, a la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) para intentar reconocer e interpretar las tendencias básicas y las variaciones más significativas. Como se ha comentado respecto al estudio geoquímico, el análisis isotópico realizado ha pretendido ser el inicio de posteriores investigaciones más detalladas. En este contexto el estudio se ha llevado a cabo directamente en la muestra de roca total. Posteriores tratamientos más específicos sobre foraminíferos u otro tipo de organismos (ej. braquiópodos) permitirán mayores precisiones.

II.4-2.a. Isótopos de carbono

Son varios los factores que van a condicionar la composición isotópica del CO_2 disuelto en el agua, y por lo tanto la composición isotópica de los carbonatos (Berger & Vincent, 1986; Renard, 1987). Entre ellos cabría destacar: a) intercambios de carbono entre el océano y la atmósfera, biosfera, suelos y sedimentos, b) modificaciones en la estructura y circulación de las masas de agua, c) efecto vital y razones ecológicas de rango limitado, y d) cambios globales en la productividad orgánica. La escasa alteración que sufren los valores isotópicos del carbono en relación con procesos diagenéticos (Renard, 1987), al menos en medio oceánico, incrementa su potencial para interpretar las condiciones de su concentración. No obstante, conviene precisar que el registro más estable se encuentra en restos esqueletales (ej. braquiópodos).

De los factores anteriormente mencionados, en el caso estudiado puede destacarse la importancia de los cambios en la productividad orgánica. Renard (1986, 1987) generaliza el modelo de Broecker (1982) al ambiente marino, relacionando los cambios registrados en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del sedimento con procesos transgresivos/regresivos. A grandes rasgos, los intervalos transgresivos se caracterizan por la disminución de la cantidad de fósforo disuelto en el océano, que quedaría retenido en las plataformas, y por la caída en el aporte de nutrientes al océano. En este contexto disminuyen tanto la productividad orgánica, como la descomposición de materia orgánica en el océano, por lo que se reduce la cantidad de CO_2 disuelto que es rico en $\delta^{12}\text{C}$. Como consecuencia aumenta la relación $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ en el océano. En periodos regresivos el efecto sería contrario. Este modelo, ampliamente aceptado para ambientes oceánicos, debe ser valorado en el contexto de la dinámica de las plataformas epicontinentales, como es el caso que aquí nos ocupa. Estos medios de plataforma, comparativamente más heterogéneos que los oceánicos, están afectados por una serie de factores físico-químicos que pueden distorsionar la respuesta esperada durante procesos transgresivos o regresivos.

En concreto, en estos ambientes es necesario tener en cuenta la existencia de procesos que puedan modificar los cambios de productividad y por tanto afectar al registro de $\delta^{13}\text{C}$, el cual podría desviarse del comportamiento standard (oceánico) aún sin violar la relación determinante *productividad vs. $\delta^{13}\text{C}$* .

Conocidas estas premisas y el contexto tectono-eustático general del área estudiada (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria), puede valorarse la relación existente entre las variaciones registradas y el contexto de cambios relativos del nivel del mar que se ha considerado en esta investigación. Sin embargo, ni se puede generalizar, ni interpretar que este ha sido el único factor que ha condicionado el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ registrado en la sucesión estudiada. Las variaciones más significativas registradas en cada uno de los perfiles estudiados han sido las siguientes (Fig. 68):

II.4-2.a.1. Sector Septentrional del Algarve (Sur de Portugal)

En los dos perfiles seleccionados en este sector es significativa la presencia de valores negativos en la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$, hecho que no se registra en el resto de perfiles. Asimismo, habría que destacar que estos valores negativos se registran, exclusivamente, en las muestras pertenecientes a la Zona Platynota. Es decir, desde RP-68 a RP-92 en el perfil de Rocha-Pozo, y en VB-24 y VB-17 en el perfil de Vale da Burra. Entre estos valores destacan los más negativos registrados en la parte inferior de la Zona.

Los análisis pertenecientes a las Zonas Hypselocyclum y Divisum son claramente positivos en los dos perfiles, salvo la muestra la muestra VB-10 cuyo valor es aproximadamente 0.

II.4-2.a.2. Prebético Central

En los dos perfiles analizados en el Prebético Central; Puerto Lorente y Segura de la Sierra, los valores son comparativamente más altos, positivos.

A grandes rasgos, en lo que respecta a la Zona Platynota, en ambos perfiles se registran los valores más bajos en las partes inferior y superior de esta Zona. En Segura de la Sierra se recuperan ligeramente en la última muestra (SS-VT), mientras en Puerto Lorente esta caída se reconoce claramente en la parte basal de la Zona Hypselocyclum (PL-26R). Aunque en general la parte central de la Zona Platynota registra valores comparativamente más altos, en Puerto Lorente se detecta una ligera inflexión en la parte central de la misma (PL-18D, PL-24Q).

En lo referente al resto de Zonas (Hypselocyclum, Divisum y Acanthicum), sólo han podido ser estudiadas en el perfil de Puerto Lorente. Desde la muestra PL-26R, que posea los valores más bajos de la sucesión, se inicia una subida en la proporción de $\delta^{13}\text{C}$ que culmina en la muestra PL-33H (Zona Divisum). A partir de esta muestra vuelven a bajar los valores, con un mínimo en la muestra PL-39B (límite Kimmeridgiense inferior-medio). Una nueva recuperación se reconoce en las muestras pertenecientes a la Zona Acanthicum.

II.4-2.a.3. Prebético Oriental

Al igual que en el Prebético Central, las muestras analizadas en los dos perfiles pertenecientes al Prebético Oriental poseen valores positivos y equivalentes. En ambos se han analizado muestras distribuidas en la Zona Platynota y en la parte basal de la Zona Hypselocyclum.

En el perfil de Elche-Férez se reconoce una disminución en la parte central de la sucesión

(muestras EF-76, 109, 175 y 240B), e incluso una caída más significativa hacia techo de la Zona Platynota-base de la Zona Hypselocyclum.

En el perfil de Fuente Alamo destacan los valores más bajos registrados en la parte basal de la Zona Platynota y la ligera disminución a techo de esta Zona.

II.4-2.a.4. Interpretación de los resultados

La representación gráfica de los resultados obtenidos pone de manifiesto dos rasgos significativos: a) La presencia de valores negativos en los perfiles pertenecientes al Algarve Septentrional y b) la variación estratigráfica del contenido en $\delta^{13}\text{C}$.

a) Como se ha comentado anteriormente, un aspecto a destacar es la presencia de valores isotópicos negativos en las muestras pertenecientes a la Zona Platynota en los perfiles de Rocha-Pozo y Vale da Burra.

Si se analizan las características de la sucesión en estos perfiles (Cap.II.1), es significativo su carácter comparativamente arenoso, así como la abundancia de restos vegetales. Cabe interpretar que la oxidación de esta materia orgánica produciría un aumento del $\delta^{13}\text{C}$ en el medio y consecuentemente un enriquecimiento de este en el sedimento. En consecuencia cabría esperar que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ fueran bastante pequeños e incluso, como es el caso, negativos. Asimismo, como ha sido puesto de manifiesto por diferentes autores (Hoffman et al., 1992, entre otros), valores tan bajos de $\delta^{13}\text{C}$ permiten interpretar la influencia de aguas con salinidad comparativamente menor, lo que en nuestro caso podría relacionarse con el carácter arenoso y el aporte de restos vegetales hacia la cuenca.

b) Cuando se analiza la evolución estratigráfica del registro de $\delta^{13}\text{C}$, las tendencias reconocidas han sido las siguientes:

- En la mayoría de los perfiles los valores isotópicos más bajos se registran en la Zona Platynota, concretamente en las partes inferior y superior de la misma, o incluso en la parte basal de la Zona Hypselocyclum. En algunos perfiles (ej. PL y EF) se reconocen, asimismo, ligeras disminuciones en las partes centrales de la Zona Platynota. En cualquier caso, los valores más bajos se registran siempre en torno a las intercalaciones margosas reconocidas en afloramiento (Cap.II.1).

Si se considera el modelo de Broecker (1982) o el generalizado de Renard (1986, 1987), con las premisas anteriormente comentadas, se reconoce la relación propuesta por estos autores entre las regresiones y la disminución de los valores del $\delta^{13}\text{C}$. Si se analiza el contexto de cambios del nivel relativo del mar en el margen Sudibérico en el intervalo estudiado (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria), se constatan dos bajadas significativas del nivel relativo del mar a base y techo de la Zona Platynota o incluso entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum. Este hecho concuerda bastante bien con los resultados isotópicos obtenidos. Las bajadas puntuales en los valores isotópicos registradas hacia la mitad de la Zona, pudieran relacionarse con pequeñas fluctuaciones en el nivel relativo del mar. En cualquier caso, las tendencias regresivas aludidas supondrían mayor continentalización de las plataformas, con las consiguientes caídas del $\delta^{13}\text{C}$ en condiciones normales.

- En el resto de la sucesión se reconoce, en general, una recuperación del $\delta^{13}\text{C}$ cuyo máximo es registrado mayoritariamente durante la Zona Divisum (Kimmeridgiense inferior).

En el Algarve se produce un cambio hacia valores positivos en las Zonas Hypselocyclum y Divisum. La sucesión durante este intervalo se caracteriza por la disminución en la frecuencia de restos vegetales y por la implantación y desarrollo de biohermos, fundamentalmente en la Zona Hypselocyclum (Cap. II.1). Por tanto, parece factible pensar que una oxidación de materia orgánica

comparativamente menor y/o una menor productividad condicionarán un registro más elevado de $\delta^{13}\text{C}$. Este hecho podría incluso estar acentuado por una asimilación selectiva del carbono por parte de los organismos que constituyen las bioconstrucciones, lo que redundaría en un posterior enriquecimiento relativo de $\delta^{13}\text{C}$ en el sedimento.

Cuando se analiza el contexto de cambios del nivel relativo del mar (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria) este intervalo coincide con un período de nivel relativo bajo durante la Zona Hypselocyclum, y una progresiva recuperación que culmina durante la Zona Divisum. Según Broecker (1982) y Renard (1986, 1987), en condiciones normales disminuye el $\delta^{13}\text{C}$ durante los periodos regresivos, mientras en los transgresivos aumenta el $\delta^{13}\text{C}$ en relación con variaciones en la productividad. En este sentido, por tanto, los datos obtenidos para la Zona Divisum serían coherentes con esta interpretación. Sin embargo, los valores altos registrados en la Zona Hypselocyclum (durante el desarrollo de lo biohermos) ponen de manifiesto la existencia de otra serie de parámetros (hidrodinamismo, cambios ecológicos, etc.) que disminuirían la productividad en períodos de bajo nivel relativo del mar.

En lo que respecta al perfil de Puerto Lorente, también se registra una subida significativa del $\delta^{13}\text{C}$ que culmina en la Zona Divisum. Este hecho sería coherente con el contexto de cambios del nivel relativo del mar anteriormente comentado. Sin embargo, hacia la parte superior de la Zona Divisum y en la parte inferior de la Zona Acanthicum se registran unas fluctuaciones que no parecen interpretarse en este sentido. Entre ellas destacan los valores significativamente más bajos a techo de la Zona Divisum, en donde se ha interpretado un nivel del mar comparativamente más elevado (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo IV.2 en esta memoria). En este contexto, estas fluctuaciones quizás pudieran relacionarse con variaciones del nivel del mar en un intervalo generalizado de subida, cuyo nivel determinara un incremento de la productividad por la llegada de aguas más profundas y más ricas en nutrientes. No obstante no se puede obviar el control que podrían ejercer unas condiciones hidrodinámicas particulares del área durante este periodo.

II.4-2.b. Isótopos de oxígeno

Cuando se realizan análisis isotópicos, fundamentalmente en sedimentos pelágicos, otro elemento frecuentemente estudiado es el oxígeno. La relación existente entre las variaciones del contenido en $\delta^{18}\text{O}$ y algunos parámetros del medio, ha aumentado el interés por su caracterización en análisis de cuencas. Entre los factores que normalmente condicionan la composición isotópica del oxígeno en los carbonatos cabría destacar: temperatura, salinidad, efecto global, efecto vital y composición de las masas de agua oceánicas (ver Martínez-Ruiz, 1993 para una revisión más detallada). Recientemente, Emmanuel & Renard (1992) han interpretado el contenido en isótopos de oxígeno en relación con los distintos cortejos sedimentarios diferenciados dentro de una secuencia deposicional.

Aunque Renard (1986) califica el análisis de isótopos de oxígeno como clásico para caracterizar paleotemperaturas en geología sedimentaria, su importancia queda oscurecida por la facilidad con que se producen alteraciones en este parámetro por procesos secundarios (litificación, cementación o incluso existencia de aguas meteóricas, ver Renard, 1986). Este hecho, comparativamente menos importante en sedimentos pelágicos, debe ser clarificado cuando se intenta caracterizar el medio sedimentario en dominios neríticos (Renard, 1987). En general, la estabilidad del registro de los isótopos de oxígeno es menor que la de los del carbono.

Por tanto, antes de analizar la evolución de los datos obtenidos en la sucesión, es necesario poner de manifiesto la validez de los mismos. Como ha sido reconocido al estudiar la sucesión (ver capítulos II.1, III.5 y IV.1 en esta memoria) es evidente que ha existido una cierta cementación y

movilización diferencial de los carbonatos, aunque sin llegar a registrarse una superposición diagenética de importancia. Habría que poner de manifiesto si estos procesos han alterado la composición isotópica original, dado que los isótopos de oxígeno son más fácilmente alterados por procesos secundarios que los isótopos de carbono. De hecho, si se analiza la evolución isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) en los distintos perfiles (Fig.68), se reconoce una mayor fluctuación en el registro correspondiente al $\delta^{18}\text{O}$, lo cual pudiera relacionarse con esa distorsión secundaria.

Como se observa en la figura 68, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre -2.5‰ (en Vale da Burra) y -6.23‰ PDB (en Fuente Alamo), siendo bastante frecuentes valores en torno a -4 ó -4.5‰ PDB. Dickson (1990, pg. 310) pone de manifiesto que "si fuera posible precipitar calcita marina en equilibrio con el agua del océano ($\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ SMOW) con un rango de temperaturas de $0-30^\circ\text{C}$, el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita variaría de $+3\text{‰}$ a -3‰ PDB respectivamente". Si extrapolamos, con el error que esto puede llevar consigo ya que no conocemos la composición isotópica original del agua del mar en la cuenca estudiada, los valores tan negativos que se han obtenido podrían interpretarse en relación con: a) una temperatura demasiado elevada que podría afectar incluso a la síntesis de las proteínas, b) una alteración del registro por procesos secundarios, o c) la influencia de aguas continentales. A este respecto, aunque muchos autores reconocen un cambio climático hacia condiciones más áridas en torno al límite Jurásico-Cretácico (Delfaud, 1983; Hallam, 1984, 1985; Wignall & Ruffell, 1990; Hallam et al., 1991), e incluso Renard (1986, pg. 150) para carbonatos pelágicos pone de manifiesto el desvío de los datos isotópicos hacia valores más negativos durante este periodo, conocidas las características de la sucesión parece más coherente pensar en una cierta alteración secundaria de los registros.

Otro hecho que puede poner de manifiesto la alteración secundaria de la razón isotópica del oxígeno es la escasa relación existente entre la salinidad (caracterizada por el contenido en Na) y los valores isotópicos registrados. Renard (1987) considera que un incremento de la salinidad de las aguas es registrado por un aumento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$. En la sucesión estudiada el análisis químico (contenido en Na) pone de manifiesto un aumento de la salinidad, incluso presencia de halita, en el perfil de Vale da Burra desde la muestra VB-22 a VB-10, así como una disminución en las muestras VB-6 y VB-1T (Fig.62). Sin embargo, el análisis isotópico del oxígeno muestra el valor más alto (menos negativo) en la muestra VB-1T donde, en teoría, los valores deberían ser los más bajos. Este hecho permitiría corroborar la supuesta alteración de los datos isotópicos originales.

Por este motivo, y aunque a grandes rasgos las tendencias reconocidas pudieran interpretarse en relación con determinados parámetros o factores ambientales, parece más correcto optar por una posición más conservadora, dadas las características de la sucesión y la fase del estudio isotópico en que nos encontramos. Posteriores y más detalladas investigaciones permitirán poner de manifiesto la fiabilidad del registro obtenido. En cualquier caso, aquellos rasgos que podrían interpretarse a partir del análisis de isótopos de oxígeno han sido en parte considerados en otros estudios. En concreto, la salinidad del medio es interpretada a partir del análisis químico (contenido en Na), mientras que de la temperatura se posee una idea general sobre el clima reinante a partir del análisis mineralógico, aunque esta no ha podido ser caracterizada isotópicamente de manera fiable.

Sin embargo, aunque los valores se encuentren afectados por una determinada superposición secundaria, son significativos los bajos contenidos registrados, con independencia del perfil analizado, tanto en el $\delta^{18}\text{O}$ como en el $\delta^{13}\text{C}$. La relación existente entre la influencia de aguas comparativamente menos salinas y la disminución en los valores isotópicos, nos induce a considerar la posible influencia de aguas continentales. Este hecho permite interpretar el carácter en general proximal de las áreas de estudio, especialmente acentuado en el sector del Algarve. El carácter comparativamente más proximal y en parte confinado del Algarve condicionará que fenómenos de subidas del nivel relativo del mar, registrados a lo largo de todo el margen Sudibérico (ej. subida acaecida durante la Zona Divisum), pudieran ser mejor caracterizados en esta región.

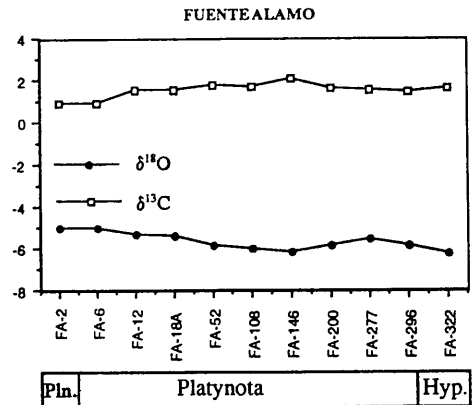
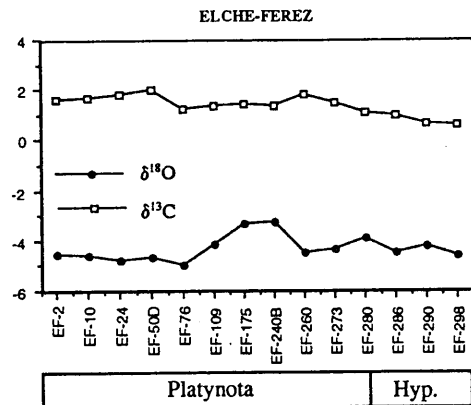
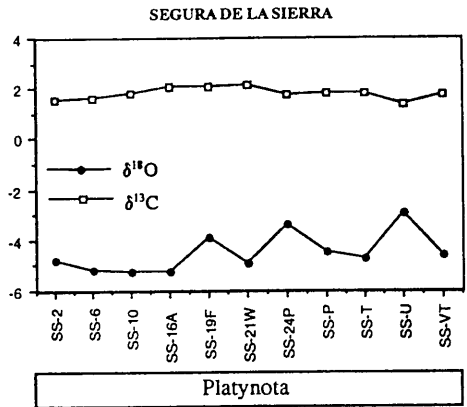
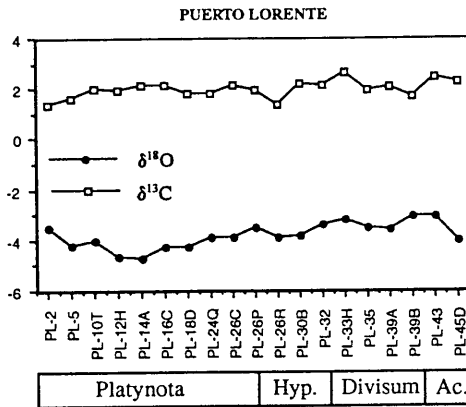
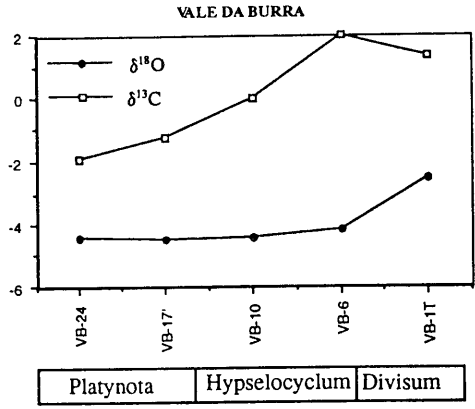
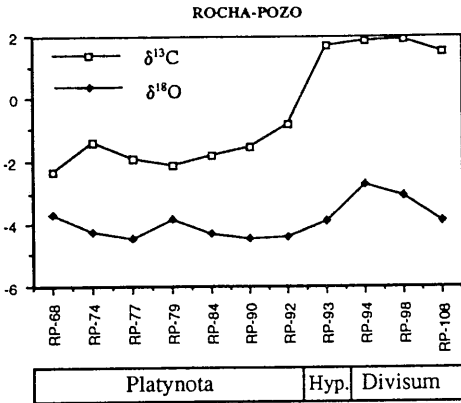
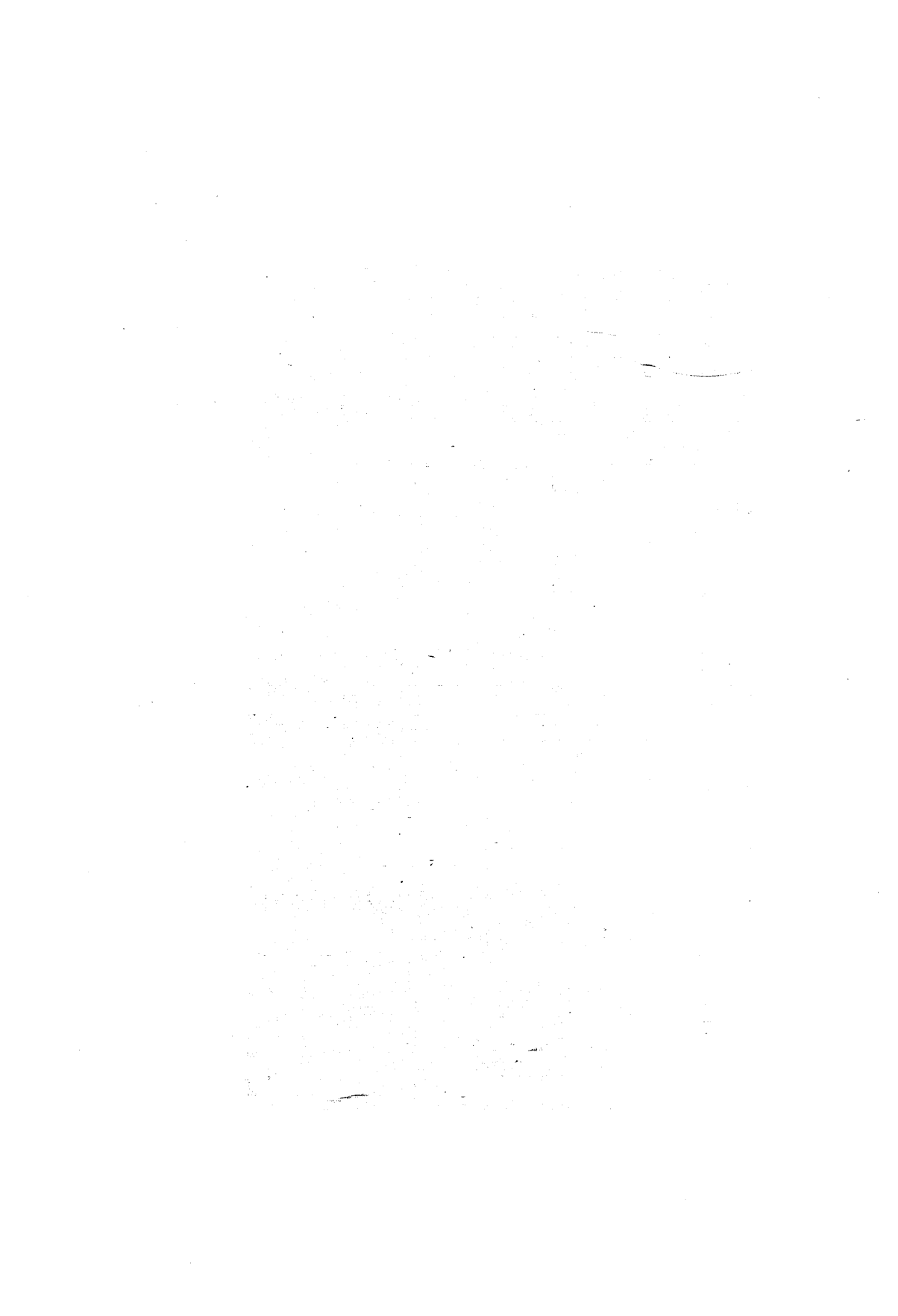


Fig. 68.- Variación del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los perfiles estudiados.

III. ASPECTOS PALEONTOLOGICOS



III. ASPECTOS PALEONTOLOGICOS

III.1. CONSIDERACIONES GENERALES

El estudio realizado se ha orientado hacia la resolución de problemas relacionados con la reconstrucción de las condiciones ecosedimentarias y la interpretación ecoestratigráfica. Con estos objetivos, y sobre la base proporcionada por el conocimiento previo del registro fósil en las áreas investigadas, se ha prestado una atención especial al estudio de la fauna de ammonites, así como a los análisis tafonómicos e icnológicos.

El análisis de los ammonites se ha realizado con dos objetivos esenciales: a) obtener la temporización necesaria para el ordenamiento de la información, y b) conocer la evolución estratigráfica de las asociaciones. El obligado estudio sistemático ha posibilitado la obtención de un esquema bioestratigráfico utilizable en el área estudiada y que permitiera la correlación de las observaciones. Además, este estudio ha permitido reconocer la composición de las asociaciones, su distribución areal y su evolución temporal. Para ello se han utilizado síntesis actualizadas, obras que siguen teniendo vigencia y datos recientemente publicados. Como cabe esperar, se ha procedido a la adecuación de las interpretaciones sistemáticas y/o bioestratigráficas en los casos en los que se ha considerado oportuno. Este procedimiento, que es el usual en toda investigación paleontológica, resulta especialmente adecuado cuando la investigación se dirige hacia aspectos sistemáticos y bioestratigráficos de un grupo, como el de los ammonites del Jurásico superior, cuya investigación es muy activa en la actualidad por su alto rendimiento en la temporización y la creciente demanda que de ella se hace en un contexto de gran interés tanto para el análisis de cuencas, siguiendo las metodologías más actuales, como para la investigación de las trazas de la influencia ambiental sobre las asociaciones faunísticas registradas. El estudio realizado ha tenido limitaciones inherentes a las características propias del registro obtenido, tales como la escasez relativa (abundancia diferencial, a veces fuertemente expresada) y las condiciones de conservación de los ammonites. Aún sin que se pueda catalogar como un registro rico en ammonites, o especialmente favorable para su estudio, se puede concluir en que el material recolectado ha supuesto un decisivo avance para el conocimiento de estas faunas en el margen Sudibérico. Lejos de considerarse definitivos, los datos obtenidos y las conclusiones alcanzadas deben interpretarse como la base para investigaciones que previsiblemente ofrecerán importantes avances en un futuro inmediato.

Otros restos esqueléticos de macroinvertebrados no han podido ser sometidos a un tratamiento similar. El bentos, sobre todo los bivalvos, es relativamente frecuente en algunos perfiles, pero el material obtenido no ha sido suficientemente favorable, por su abundancia y/o por su conservación, como para posibilitar un estudio fiable de la composición taxonómica de las asociaciones. En consecuencia, la utilización de los datos correspondientes a las faunas bentónicas se ha centrado preferentemente en el cálculo de la razón "ammonites vs. otros macroinvertebrados" y en cuestiones relacionadas con la tafonomía o con las condiciones ecosedimentarias del substrato.

Los aspectos tafonómicos han recibido una atención especial de cara a realizar una interpretación ponderada de las asociaciones registradas, así como para aportar datos sobre las

condiciones de depósito en intervalos de periodo muy corto. Así, este tipo de observaciones ha sido de gran ayuda en la interpretación de las discontinuidades. Entre otros datos se controló la presencia/ausencia de epizooos, el tipo o modalidad en que se registraron los restos orgánicos en general, su distribución, y la presencia/ausencia de horizontes enriquecidos en restos fósiles.

El análisis icnológico ha proporcionado una información valiosa para la interpretación de las condiciones ecosedimentarias del sustrato. Se han analizado los tipos de icnitas registradas, su distribución y relaciones. Con este análisis se pretende justificar la interpretación de las condiciones del sustrato y su evolución en relación con eventos deposicionales de periodo variable.

III.2. SISTEMÁTICA DE AMMONITES

III.2-1. ABREVIATURAS

D	Diámetro (mm)	TU	Número de tubérculos
O	Omblijo (mm)	TU/D	Relación tubérculos/diámetro
H	Altura (mm)	*, ≈	Medidas aproximadas
O/D	Relación omblijo/diámetro	VI	Vueltas internas
H/D	Relación altura/diámetro	VE	Vueltas externas
CU	Número de costillas primarias	RV	Región ventral
CE	Número de costillas externas	RU	Región umbilical
CU₂	Número de costillas primarias a media vuelta	BE	Borde externo
CE₂	Número de costillas externas a media vuelta	BU	Borde umbilical
IC	Índice de costulación	CH	Cámara de habitación
		LS	Línea de sutura
		C	Número de constricciones

La mala conservación generalizada de los ejemplares ha determinado en gran medida el análisis de estos. El cálculo de los distintos parámetros, necesario para la clasificación taxonómica de los ejemplares, se ha restringido en la mayoría de las ocasiones a media vuelta o a 1/4 de vuelta, solamente algunas veces ha sido posible su cálculo en una vuelta completa.

Fundamentalmente se han medido el D, O y H, consecuentemente se han podido calcular las relaciones O/D y H/D. Debido a que la mayoría de los ejemplares están deformados, no se ha podido medir el espesor (E).

Cuando ha sido posible, en los ejemplares de Ataxioceratinae, se ha medido la variación de la costulación a lo largo de la ontogenia, a partir del cálculo del número de costillas primarias y externas por media vuelta. Asimismo, se ha calculado el IC, representando el número de costillas externas por cada diez primarias.

Para la diferenciación entre los distintos morfotipos de la especie *Sutneria platynota* (REINECKE), se han aplicado los parámetros utilizados por Schairer (1970), relacionando el diámetro de los ejemplares con la tuberculación de estos.

III.2-2. CARACTERES ORNAMENTALES DE INTERES EN EL ESTUDIO SISTEMATICO

De acuerdo con la fauna registrada, las características ornamentales que fundamentalmente se han tenido en cuenta para la diferenciación de los distintos taxones han sido las siguientes:

a) Costulación: La costulación ha sido uno de los caracteres más importantes para la identificación taxonómica, fundamentalmente en los Ataxioceratinae. Cuando ha sido posible se han obtenido las curvas de costulación para caracterizar el desarrollo ontogenético y facilitar las comparaciones. Se han reconocido:

- . Costillas simples.
- . Costillas bifurcadas.
- . Costillas trifurcadas.
- . Costillas poligiradas.
- . Costillas ataxioceratoides.
 - Verdaderas o altas (**polyplocoides**, Atrops, 1982).
 - Bajas (**subpolyplocoides**, Atrops, 1982).
- . Costillas virgatosomas.
- . Costillas fasciculadas.
- . Costillas externas residuales.

b) Tuberculación: Su estudio ha sido de gran importancia para la clasificación de los Aspidoceratinos, aunque el mayor interés se ha reconocido en la sistematización del género *Sutneria*. En este último caso los tubérculos, su configuración y desarrollo fueron utilizados para diferenciar los morfotipos propuestos por Schairer (1970).

c) Peristomas: Se trata de un carácter ornamental cuya presencia es irregular en los ejemplares recolectados. Su reconocimiento y estudio se ha utilizado fundamentalmente para la clasificación taxonómica en el interior de la superfamilia Haplocerataceae y en la subfamilia Ataxioceratinae.

SUPERFAMILIA HAPLOCERATACEAE ZITTEL, 1884
 FAMILIA HAPLOCERATIDAE ZITTEL, 1884 sensu ZIEGLER, 1974
 SUBFAMILIA STREBLITINAE SPATH, 1925 sensu ZIEGLER, 1974

GENERO STREBLITES HYATT, 1900

Especie tipo: *Ammonites tenuilobatus* OPPEL, 1863.

Formas oxyconas de tamaño pequeño a medio. Se caracterizan por poseer una región ventral provista de carena hueca a partir de las vueltas internas, que hacia el final del fragmocono y principio de la cámara de habitación se va aplastando dando lugar al desarrollo de una hilada de pequeñísimos tubérculos muy próximos entre sí que incluso llegan a ser posteriormente sustituidos, ya en la cámara de habitación, por una depresión o a veces un verdadero surco. Poseen una sección ovalada alta con una región ventral aguda.

La costulación suele ser tipo falcoide, aunque también puede ser rígida y radial o incluso estar desvanecida desde las vueltas internas. Es característico el desarrollo de una costulación falcoide con tubérculos a medio flanco y un desvanecimiento de esta en la cámara de habitación.

Hacia el final del fragmocono o comienzo de la cámara de habitación puede aparecer un surco a medio flanco.

Poseen una compleja línea de sutura. Para observaciones sobre ésta ver Olóriz (1978).

Streblites tenuilobatus (OPPEL)

Lám.I/fig.11

Sinonimia:

- 1846 *Ammonites pictus costatus* QUENSTEDT, p.132, lám.9/fig.16.
 1857 *Ammonites tenuilobatus* OPPEL, p.388.
 1858 *Ammonites pictus costatus* QUENSTEDT, p.620, lám.76/fig.18.
 1863 *Ammonites tenuilobatus* OPPEL, p.160, lám.50/fig.1.
 1876 *Ammonites tenuilobatus* OPPEL in DUMORTIER & FONTANNES, p.52, lám.7/figs.1,2.
 1876-78 *Oppelia tenuilobata* OPPEL in LORIOLO, p.29, lám.2/fig.5.
 ? 1877 *Ammonites (Oppelia) tenuilobatus* OPPEL in FAVRE, p.26, lám.2/fig.5.
 ? 1879 *Oppelia tenuilobata* OPPEL in FONTANNES, p.22, lám.3/fig.5.
 1929-30 *Streblites tenuilobatus* OPPEL in WEGELE, p.11(105), lám.25(1)/figs.8,9.
 1974 *Streblites tenuilobatus* OPPEL in ZIEGLER, p.13-18, lám.2/figs.1-3.
 1978 *Streblites tenuilobatus* (OPPEL) in OLORIZ, p.44, lám.4/figs.2,3.

Material: 1 ejemplar: PL-39(X).

Medidas:

	D	O	O/D
PL-39(X)	36	4	0.11

Descripción: Individuo probablemente juvenil dado que no supera los 45mm. El ombligo no presenta borde diferenciado, pero la verticalizada muralla umbilical está bien desarrollada. La sección es ojival, con el máximo espesor por debajo de la mitad del flanco. Las costillas primarias resaltan especialmente en la zona periumbilical y recorren proversas la mitad inferior de los flancos. Algo por encima de la mitad del flanco se inflexionan dando un suave codo crestiforme. En la parte externa del flanco la ornamentación está desvanecida y sólo se observan cortas costillas periféricas sin que sean aparentes las tuberculaciones marginales. La carena es crenulada pero no está bien conservada.

Distribución geográfica: Esta especie está ampliamente distribuida por Europa. Tanto en Africa como en regiones más distales (México, Madagascar, India) se ha reconocido el género *Streblites* con especies más o menos próximas a *tenuilobatus* OPPEL y formas europeas próximas. El ejemplar estudiado procede del Prebético Central (sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: *Streblites tenuilobatus* (OPPEL) ha sido citado en el Kimmeridgiense inferior y medio. El ejemplar descrito proviene del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

Streblites sp. ind.

Material: 20 ejemplares.

Medidas:

	D	O	O/D
PL-39(IX)	37	3.6	0.10

Descripción: Se trata de un conjunto de fragmentos. Son formas involutas de tamaño pequeño y medio, con la sección ovalada-aguda. La ornamentación es variable. Los ejemplares PL-6m(7) y PL-39(IX) desarrollan una costulación primaria simple y algo arqueada. Hacia la mitad del flanco existe una tuberculación más o menos marcada, con la instalación incluso de una aparente depresión espiral directamente por debajo de los tubérculos (PL-6m(7)). En la parte externa del flanco la costulación llega a desvanecerse, y sólo en el borde externo se desarrolla una fina y densa costulación que llega hasta la RV: VB-5(226), VB-6(138), VB-12(17), PL-39(IX). En la RV puede observarse una carena dentada como en VB-3(25), VB-4(22), VB-5(17) y PL-6m(7). En algunos ejemplares la tendencia al desvanecimiento de la ornamentación es acusada como en VB-4(21), VB-4(45), VB-5(205) y VB-5(233). Casos extremos son VB-5(19) y VB-9(15).

El ejemplar PL-10T(12) posee una ornamentación más robusta, con gruesas costillas primarias prácticamente radiales, acabadas en gruesos tubérculos redondeados en los que se conectan finas costillas externas radiales que localmente presentan tuberculaciones.

Discusión y afinidades: Se han asignado al género *Streblites* HYATT por el grado de involución, la sección y la ornamentación compuesta por costillas falcoides y tubérculos. Asimismo es muy característica la existencia de una carena dentada. No se han podido determinar a nivel específico a causa del mal estado de conservación. Solamente el ejemplar PL-10T(12) podría referirse a las VI de ejemplares fuertemente ornamentados de *Streblites tenuilobatus* (OPPEL), o incluso de *Streblites frotho* (OPPEL) por el desvanecimiento de la ornamentación y el ensanchamiento de la RV.

Las formas más lisas son difíciles de interpretar dada la convergencia entre distintas "especies" de este género. VB-5(19) y VB-9(15) podrían representar variedades extremadamente lisas del género; *weinlandi* OPPEL-*levipictus* FONTANNES tal como han sido ilustradas por Quenstedt (1987-88).

Distribución geográfica: Género ampliamente distribuido en Europa y otras partes del mundo en materiales del Jurásico superior. Los ejemplares descritos proceden del Prebético central (sector de Cazorla) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Los ejemplares recolectados pertenecen al Kimmeridgiense inferior: Zona Platynota y mayoritariamente Zonas Hypselocyclum-Divisum.

SUBFAMILIA TAMELLICERATINAE SPATH, 1927-31 emend. ZIEGLER, 1974

GENERO TAMELLICERAS DEL CAMPANA, 1904

Especie tipo: *Ammonites trachinotus* OPPEL, 1863.

Conchas discoidales con un grado de involución variable. Ornamentalmente se componen de costillas falciformes cuyo número aumenta hacia los bordes externos de los flancos debido a la presencia de costillas bifurcadas a partir de la mitad del flanco, o incluso a la existencia de externas residuales. La costulación forma un codo muy característico a medio flanco.

Además, poseen una tuberculación en los extremos de las costillas, que puede situarse tanto en la parte externa del flanco como hacia la mitad de este. Estos tubérculos varían de forma a través de la ontogenia. En la región ventral puede desarrollarse tuberculación o incluso una auténtica carena. Poseen una línea de sutura compleja, con una línea envolvente simple o quebrada por el desarrollo de la silla lateral 1.

Subgénero T. (*Tamelliceras*) DEL CAMPANA in HÖLDER, 1955

Especie tipo: *Ammonites trachinotus* OPPEL, 1863.

Formas involutas cuya ornamentación varía durante la ontogenia; con un primer estadio liso, seguido de otro intermedio con débiles tubérculos y a continuación el adulto con tuberculación bien desarrollada. Las formas sin tuberculación en el borde externo son relativamente excepcionales.

Para observaciones sobre la línea de sutura ver Olóriz (1978).

***Tamelliceras* (*Tamelliceras*) sp. gr. *compsum* (OPPEL)**

Lám.I/fig.1

Sinonimia:

- 1848-49 *Ammonites flexuosus gigas* QUENSTEDT, lám.9/fig.2.
 1863 *Ammonites compsus* OPPEL, p.215, lám.57/fig.1.
 1872 *Oppelia compsa* OPPEL in GEMMELLARO, p.37, lám.6/fig.3.
 1873 *Oppelia holbeini* OPPEL in NEUMAYR, p.166, lám.33/fig.1.
 1876-78 *Ammonites (Oppelia) holbeini* OPPEL in LORIOL, p.37, lám.3/figs.6,7.
 1877 *Ammonites (Oppelia) holbeini* OPPEL in FAVRE, p.31, lám.2/figs.11,12.
 1878 *Oppelia compsa* OPPEL in HERBICH, p.150, lám.5.
 1878 *Oppelia kochi* HERBICH, p.151, lám.6-7/fig.1.
 1879 *Oppelia franciscana* FONTANNES, p.41, lám.6/figs.1,2.
 1887-88 *Ammonites flexuosus gigas* QUENSTEDT, p.901-911, lám.98/figs.9-12.
 1887-88 *Ammonites flexuosus crassatus* QUENSTEDT, p.913, lám.99/fig.2.
 1896 *Oppelia compsa* OPPEL in CANAVARI, p.44, lám.5/fig.2.
 1906 *Neumayria (Oppelia) flexuosa costata* QUENSTEDT in BURCKHARDT, p.18, lám.2/figs.14-17.
 1955 *Tamelliceras (Tamelliceras) compsus* (OPPEL) in HÖLDER, p.110, lám.19/fig.22, pars.

- 1966 *Taramelliceras (Taramelliceras) compsum* (OPPEL) in ANDELKOVICK, p.27, lám.6/figs.1,2, lám.7/fig.4, lám.10/figs.3,7, lám.24/fig.1, lám.26/fig.1.
- 1970 *Taramelliceras compsum* (OPPEL) in BANTZ, p.28, lám.1/fig.2.
- 1978 *Taramelliceras (Taramelliceras) compsum* (OPPEL) in OLÓRIZ, p.83, lám.6/figs.1-4.
- 1983 *Taramelliceras (Taramelliceras) cf. compsum* (OPPEL) in MARQUES, p.197, lám.2/fig.9.

Material: 1 ejemplar: PL-45B(X).

Diagnosís: Formas involutas de tamaño medio a grande, sección ovalada y RV ligeramente arqueada. Las costillas son flexuosas y hacia la mitad del flanco se engrosan y adquieren forma de codo. Las costillas secundarias alcanzan el borde externo del flanco donde se instalan tubérculos redondeados que hacia VE se disponen tangencialmente. Existen también RES. Ni las RES, ni las costillas secundarias atraviesan la RV. En esta se instala una fila de tubérculos longitudinales, aunque también existen formas sin tuberculación ventral. En la CH se desvanece la ornamentación. Para observaciones sobre la línea de sutura ver Olóriz (1978).

Descripción: Se ha estudiado un fragmento de un fragmocono correspondiente a un organismo involuto de tamaño medio. La sección es ovalada, con la RV algo arqueada que presenta reducidos abultamientos en la línea sifonal.

La región periumbilical está limonitizada localmente impidiendo la observación detallada del ombligo. La ornamentación se compone de costillas flexuosas, espaciadas y bien marcadas en la parte inferior del flanco, que adquieren forma de codo y se bifurcan hacia la mitad de este dando lugar a costillas secundarias también bien marcadas. Algunas de estas poseen tubérculos redondeados bien desarrollados en sus extremos lateroventrales. Entre estas costillas secundarias hay RES en un número aproximadamente de 4. Probablemente se conserva la parte inicial de la cámara de habitación.

Discusión y afinidades: Dentro de la variabilidad admitida por Olóriz (1978) para esta especie, el ejemplar descrito formaría parte de aquellas formas con ornamentación bien desarrollada, salvo en lo que respecta a la tuberculación sifonal (variedades *compsum* OPPEL-*holbeini* OPPEL-*kochi* HERBICH). *Taramelliceras (Taramelliceras) compsum franciscanum* (FONTANNES) tiene ornamentación débil. *Taramelliceras (Taramelliceras) compsum hemipleurum* (FONTANNES) desarrolla menos tuberculación. *Taramelliceras (Taramelliceras) trachinotum* (OPPEL) posee una espira más ancha con costillas y tubérculos prominentes.

Distribución geográfica: S España (Cordillera Bética), Portugal (región de Sintra y Algarve oriental), SE de Francia, S de Alemania, Yugoslavia, Bulgaria, Hungría, Italia, Austria, Polonia y Prerif. El ejemplar descrito procede del Prebético Central (sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Existen numerosas citas distribuidas entre el Oxfordiense superior y el Kimmeridgiense superior. En áreas próximas, Subbético, se ha registrado en el Kimmeridgiense-Tithónico inferior (parte inferior de Hybonotum). Kimmeridgiense superior (Zona Acanthicum) en la región de Sintra (W Portugal). Kimmeridgiense inferior, Zona Hypselocyclum (Subzona Lothari) en el Algarve oriental (S Portugal). Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum) en el Prerif y SE de Francia. El ejemplar estudiado pertenece a la parte inferior del Kimmeridgiense medio (Zona Compsum o su equivalente parcial Zona Acanthicum).

Taramelliceras sp. ind.

Material: 45 ejemplares.

Descripción: Formas más o menos incompletas, involutas, de tamaño pequeño y medio.

La ornamentación se compone de costillas flexuosas gruesas (PL-39(XIV)) y bien marcadas que hacia la mitad del flanco adquieren forma de codo y bifurcan dando lugar a costillas secundarias entre las que pueden existir RES en número variable (VB-4(12), VB-5(1), VB-5(209), VB-5(231), VB-5(236), PL-46I(4)). En el borde externo del flanco se pueden instalar tubérculos con distinto desarrollo y densidad; a los ejemplares antes citados se añaden otros densamente tuberculados (PL-39(XIV)) o con tubérculos espaciados (PL-46I(4)). Asimismo, la forma de estos tubérculos varía desde redondeados (PL-39(XIII)), radiales (PL-46I(4)) o incluso espiniformes (PL-33F(6)). No faltan individuos con escaso o nulo desarrollo de tubérculos lateroventrales como VB-4(54), VB-5(51), VB-5(311). La RV suele estar ocupada por una fila de tubérculos poco espaciados entre sí.

Discusión y afinidades: La inclusión en este subgénero se ha establecido a partir de la ornamentación. No se han podido clasificar a nivel específico a causa del estado fragmentario. En el conjunto analizado hay individuos que por su costulación y tuberculación podrían pertenecer a las vueltas internas de *T. (T.) trachinotum* (OPPEL), *T. (T.) compsum* (OPPEL) y formas próximas como *T. (T.) pseudoflexuosum* (FAVRE). El pequeño tamaño junto con las características ornamentales permiten interpretar que están presentes estadios juveniles de *T. (T.) compsum* (OPPEL) y *T. (T.) trachinotum* (OPPEL), tal como han sido ilustradas por Hölder (1955, esquemas 9 y 12) y Fontannes (1879, lám.5, figs. 1-2).

Distribución geográfica: Subgénero de amplia distribución en el Tethys y áreas adyacentes durante el Jurásico superior. Los ejemplares descritos proceden del Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Los ejemplares recolectados pertenecen mayoritariamente a la parte alta del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum) y baja del medio (Zona Compsum o su equivalente parcial Zona Acanthicum).

Subgénero T. (Metahaploceras) SPATH, 1925

Especie tipo: *Ammonites lingulatus nudus* QUENSTEDT, 1848-49 = *Ammonites strombecki* OPPEL, 1856-58.

Formas pertenecientes al género *Taramelliceras* caracterizadas por no poseer tubérculos en la RV. Tamaño, involución y ornamentación variables. No poseen peristoma pedunculado. La línea de sutura induce una envolvente que suele presentar una doble inflexión.

Taramelliceras (Metahaploceras) litocerus (OPPEL)

Lám.I/fig.4

Sinonimia:

1863

Ammonites litocerus OPPEL, p.206, lám.53/fig.8.

- 1887-88 *Ammonites flexuosus falcatus* QUENSTEDT, p.915, lám.99/figs.10,12.
 1887-88 *Ammonites flexuosus* QUENSTEDT, p.916, lám.99/fig.15.
 1929-30 *Oppelia litocera* OPPEL in WEGELE, p.22(116), lám.27(3)/figs.4,5.
 1966 *Taramelliceras (Metahaploceras?) wenzeli* (OPPEL) in KARVE-CORVINUS, lám.26/fig.4.
 1972 *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL) in SCHAIRER, p.37, lám.2.
 1974 *Taramelliceras (Metahaploceras) exopleurum n.sp.* NITZOPOULUS, p.60, lám.9/figs.7,8.
 1978 *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL) in WIERZBOWSKI, p.318, lám.2/figs.5-7.
 1978 *Taramelliceras (Metahaploceras) cf. ausfeldi* (WÜRT.) sensu WEGELE (1929) in WIERZBOWSKI, p.318, lám.2/fig.8.
 1979 *Metahaploceras litocerum* (OPPEL) in SAPUNOV, p.57, lám.12/fig.4.
 1983 *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL) in SCHAIRER, p.36, lám.1/figs.1-9.

Material: 84 ejemplares: RP-64(6), RP-64(19), RP-82(9), VB-10(37), VB-10(47), VB-17(200), VB-20(39), VB-20(49), VB-20(209), PL-4m(25), PL-5t(2), PL-5t(5), PL-5t(18), PL-8t(38), PL-8(X), PL-8(XI), SS-6(7), SS-6(14), SS-8(2), SS-12(33), NV-0(VI), NV-1(4), NV-1(11), FA-6(1), FA-6(9), FA-6(39), FA-6(53), FA-6(63), FA-10(7), FA-10(19), FA-10(23), FA-10(200), FA-10(205), FA-10(207), FA-10(209), FA-10(210), FA-10(213), FA-10(216), FA-10(218), FA-10(219), FA-10(222), FA-10(224), FA-10(226), FA-10(228), FA-10(232), FA-10(235), FA-10(236), FA-12A(6), FA-12A(7), FA-12B(18), FA-12B(X), FA-12(202), FA-12(207), FA-12(210), FA-12(212), FA-12(213), FA-12(218), FA-14(33), FA-14(38), FA-14(60), FA-21-22(17), FA-21-22(19), FA-41-42(14), FA-41-42(16), FA-41-42(35), FA-53(17), FA-53(23), FA-53(26), FA-53(29), FA-53(32), FA-75(55), FA-75(57), FA-116(20), FA-169(8), EF-2(31), EF-2(34), EF-6(11), EF-6(13), EF-7(12), EF-7(14), EF-7(18), EF-7(27), EF-7(33), EF-7(45).

Medidas:

	D	O	O/D		D	O	O/D
FA-10(219)	21	3	0.142	FA-6(63)	33	6	0.181
VB-20(49)	24	4	0.166	FA-10(200)	28	6	0.214
PL-4m(25)	21.4?	3.4?	0.16?	FA-10(207)	22	5	0.227
PL-5t(2)	25	4.2	0.17	FA-10(213)	20	4	0.200
PL-5t(5)	18.7	3.3	0.18	FA-10(226)	24	3	0.125
PL-5t(18)	13.6	2.5	0.18	FA-10(236)	20	4	0.200
PL-8t(38)	22.4	4.1	0.18	FA-12(210)	14	3	0.214
PL-8(X)	25.5	4.1?	0.16	FA-41-42(14)	20	4	0.200
SS-6(14)	21?	2.3	0.11	FA-75(57)	21	5	0.238
SS-8(2)	19.4?	3.3	0.17	EF-2(31)	32	9	0.281
NV-0(VI)	23.8	4.4	0.18	EF-6(11)	21	4	0.190

NV-1(4)	27.8	4.6	0.17	EF-6(13)	22	4	0.166
NV-1(11)	18.5	2.3	0.12	EF-7(12)	30	5	0.166
FA-10(200)	26	5	0.192	EF-7(18)	17	3	0.176
FA-6(53)	22	5	0.227	EF-7(27)	19	2	0.105

Diagnosis: Formas involutas de pequeño tamaño y sección ovalada. Ornamentalmente se componen de costillas sinuosas debilitadas.

Descripción: Se ha estudiado un amplio espectro de formas todas involutas (10.5-28%), de pequeño tamaño (máximo 30mm) y sección ovalada. Algunos ejemplares poseen un peristoma poco desarrollado que consiste en una pequeña convexidad, amplia y roma, que coincide con la inflexión de las costillas: PL-5t(2), SS-6(7), NV-1(4), NV-1(11), FA-10(200), EF-7(12).

Aunque en general se pueden caracterizar por su fina costulación, desde el punto de vista ornamental se pueden distinguir varios grupos:

- Formas densamente costilladas en todo el flanco; PL-4m(25), PL-5t(5), PL-8(X), PL-8(XI), SS-6(7), SS-6(14), NV-1(4), FA-6(39), FA-10(209), FA-10(219), FA-12(207), FA-14(60), EF-2(34), EF-7(27). Dentro de estos ejemplares existen algunos que poseen una especie de depresión periumbilical (PL-4m(25), PL-5t(5)).

- Formas cuya costulación solamente se observa o en el tercio superior del flanco (PL-8t(38)), o cerca de la región umbilical (PL-5t(18), NV-0(VI)). Dentro de estas últimas es de destacar el ejemplar NV-0(VI), con una densa costulación periumbilical y engrosamientos a modo de pellizcos que coinciden con la zona de inflexión de las costillas cerca de la abertura. Entre ellos el ejemplar PL-5t(18) posee depresión periumbilical.

- Por último se encuentran las variantes poco o nada ornamentadas (alguna de ellas a causa de la mala conservación). Se trata de formas cuya ornamentación es prácticamente inexistente. Algunos de ellos poseen depresión periumbilical (PL-5t(2), NV-1(11), FA-10(200), FA-12A(6), FA-12B(18), FA-41-42(16), FA-75(57), EF-7(12)).

Discusión y afinidades: Se han podido diferenciar del género *Glochiceras* HYATT por la ausencia de peristoma pedunculado. En el espectro morfológico admitido para *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) *litocerum* (OPPEL), tal como lo muestra Schairer (1972, 1983), los subgrupos costulados reconocidos en el material estudiado revelan morfologías que pueden hacer difícil la separación respecto a *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) *falcula* (QUENSTEDT).

Distribución geográfica: Península ibérica (C. Ibérica y C. Bética), Bulgaria, Polonia, S de Alemania, Francia (SE y Jura), Argelia (formas próximas). El material estudiado pertenece al Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: En general esta especie se distribuye entre el Oxfordiense superior (Z. Bimammatum y Planula) y el Kimmeridgiense inferior, incluida la Zona Hypselocyclum. En la Cordillera Ibérica su distribución es Oxfordiense superior (Zona Bimammatum superior)-Kimmeridgiense inferior, base de la Zona Platynota (Subzona Orthosphinctes). En el Prebético Central se ha reconocido en el Oxfordiense terminal (Z. Planula). En Argelia en el Oxfordiense superior (Z. Planula). Todos los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota). Sólo dos ejemplares, recolectados en el Algarve, parecen alcanzar la Zona Hypselocyclum (o su

equivalente Zona Strombecki) como también ha sido citado en el S Alemania y SE Francia, en donde esta especie se registra desde el Oxfordiense superior (Zona Bimammatum).

Taramelliceras (Metahaploceras) subnereus (WEGELE)

Lám.I/fig.2

Sinonimia:

- 1879 *Oppelia Nereus* FONTANNES, p.39, lám.5/fig.5.
- 1929-30 *Oppelia sub-Nereus* n.sp. WEGELE, p.251(119), lám.27(3)/fig.12.
- 1929-30 *Oppelia streblitoides* n.sp. WEGELE, p.271(121), lám.28(4)/fig.1.
- 1972 *Taramelliceras (Metahaploceras) subnereus* (WEGELE) in SCHAIRER, p.40, lám.2/fig.1.
- 1983 *Taramelliceras (Metahaploceras) cf. subnereus* (WEGELE) in MARQUES, p.221, lám.3/figs.3,5.

Material: 28 ejemplares: RP-74(111), RP-74(113), RP-77(113), RP-92(139), RP-92(202), VB-17(98), VB-17(305), VB-18(1), VB-20(2), VB-20(55), VB-20(61), VB-20(66), VB-20(82), VB-20(91), VB-20(200), VB-20(203), VB-20(205), VB-20(207), VB-20(211), VB-22(204), VB-22(205), VB-24(25), VB-24(43), VB-24(82), VB-24(200), VB-24(202), PL-6m(21), NV-6(25).

Medidas:

	D	O	O/D
RP-74(113)	29	6	0.206
RP-92(202)	27	4	0.148
VB-17(98)	35	4	0.114
VB-17(305)	22	6	0.272
VB-20(61)	33	5	0.151
VB-20(207)	20	5	0.250
VB-20(211)	23	5	0.217
VB-22(204)	29	6	0.206
VB-24(200)	41	7	0.170

Diagnosis: Formas involutas de tamaño pequeño a medio. Ornamentalmente se componen de costillas finas y flexuosas que hacia la CH tienden a debilitarse. Asimismo, poseen tubérculos radiales en el extremo latero-ventral de las costillas.

Descripción: Algunos ejemplares poseen una costulación muy debilitada, practicamente inapreciable en la región umbilical, que hacia la mitad superior del flanco se compone de costillas arqueadas, densamente agrupadas, también muy debilitadas, algunas de las cuales presentan en sus extremos tubérculos radiales poco marcados.

En el material recolectado en Vale da Burra (S Portugal) se conserva bien la ornamentación de costillas flexuosas principales, entre las que se intercalan finas costillas externas. A medio flanco se produce una inflexión muy llamativa. Los tubérculos latero-ventrales se implantan en correspondencia con la trayectoria de las costillas principales y su orientación coincide con el arqueamiento de las costillas en la periferia del flanco. Las figuraciones de Wegele (1929, lám.3, figs.12-13a) se ajustan fielmente a algunos de los ejemplares estudiados.

Discusión y afinidades: La ornamentación más marcada y la existencia de tubérculos los distingue de *T.(M.) litocerum* (OPPEL), pero como ya se ha expuesto, existen morfologías intermedias. Cabe la posibilidad de que alguno de los individuos más ornamentados se aproxime al espectro morfológico de algunas subespecies de *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi*. *Taramelliceras (Metahaploceras) sp. aff. subnereus* (WEGELE in QUENSTEDT, 1887-88, lám.99/fig.6) no desarrolla tuberculación latero-ventral.

Distribución geográfica: C. Ibérica, Algarve oriental, Yugoslavia?, S. de Alemania, SE de Francia. Los ejemplares-recolectados pertenecen al Prebético Central y Algarve.

Distribución estratigráfica: Zona Hypselocyclum en la C. Ibérica. Kimmeridgiense inferior (Zonas Platynota e Hypselocyclum) en el Algarve oriental. Oxfordiense superior y Kimmeridgiense inferior (Zonas Planula y Platynota) en Alemania y Francia. En el Prebético Central se ha reconocido ya en el techo del Oxfordiense (Zona Planula). Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético y Kimmeridgiense inferior (Zonas Platynota-Hypselocyclum) en el Algarve (S Portugal).

Taramelliceras (Metahaploceras) crassatus (QUENSTEDT)
Lám.I/fig.6

Sinonimia:

1887-88	<i>Ammonites flexuosus crassatus</i> QUENSTEDT, p.914, lám.99/fig.6.
non-1887-88	<i>Ammonites flexuosus crassatus</i> QUENSTEDT, p.914, lám.99/fig.5.
non-1887-88	<i>Ammonites flexuosus crassatus</i> QUENSTEDT, p.914, lám.99/fig.7.
non-1887-88	<i>Ammonites flexuosus crassatus</i> QUENSTEDT, p.915, lám.99/fig.8.

Material: 7 ejemplares: RP-77(113), RP-92(200), VB-17(206), VB-20(207), VB-20(211), VB-22(204), SS-14(1).

Medidas:

	D	O	O/D
VB-20(207)	20.2	4.5	0.222
VB-20(211)	23	4	0.173
VB-22(204)	31	5.5	0.177

Diagnosís: Involuto, costulación falciforme en la vuelta más externa, pero restringida al margen externo del flanco en las anteriores. No desarrolla tubérculos. Sección subrectangular. Peristoma desconocido.

Descripción: Los ejemplares estudiados están más o menos incompletos. RP-77(113) es completamente fragocono, VB-17(206) es una huella, SS-14(1) probablemente presenta cámara de habitación pero no conserva restos de sutura y VB-20(207) presenta cámara de habitación ocupando la mitad de la vuelta externa. VB-22(204) es el único que conserva probablemente el peristoma. En todos ellos la involución es relativamente baja (17-22%) y la ornamentación resulta de relieve variable. Las costillas son falciformes con proliferación de elementos periféricos. No se observan tubérculos externos ni acanaladuras a medio flanco. No hay datos sobre la sutura. La cámara de habitación ocupa algo más de media vuelta. El peristoma presenta una suave convexidad en correspondencia con la posición de la inflexión de las costillas.

Discusión y afinidades: El material estudiado se ajusta bien a la figuración de Quenstedt, cuyo individuo alcanza 39mm con un ombligo pequeño (15.3%), si bien Hölder (1955) considera 33mm y 18% respectivamente. La especie de Quenstedt ha sido interpretada por Schairer (1972, 1983) como perteneciente en parte a *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti* HÖLDER. Este autor admite variantes muy poco o nada tuberculadas en su subespecie (Schairer, 1972, fig.6c y 1983, fig.3m) e incluso en *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi wegelei* SCHAIRER (Schairer, 1983, fig.8b). No obstante, Schairer nunca aludió al individuo de *Ammonites flexuosus crassatus* figurado en la lámina 99, fig.2 por Quenstedt (1887-88). Según esto, es posible que el original de Quenstedt, así como el material aquí descrito, representen variedades sin tuberculación pertenecientes a las subespecies de Schairer. Sin embargo, por el momento, se prefiere una referencia directa al tipo de QUENSTEDT debido a que en los extensos estudios realizados sobre las subespecies de *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi* nunca se ha incluido dicho tipo.

Hölder (1955) incluye con reservas el tipo de QUENSTEDT en *Taramelliceras (Metahaploceras) subnereus* (WEGELE). Las dudas de Hölder se basan, sin duda, en la inexistencia de tubérculos en el individuo de QUENSTEDT, pero además este último presenta una sección bastante más ancha que en la especie de WEGELE.

Toda la indeterminación que se puede deducir se relaciona con la existencia de morfologías intermedias aún poco conocidas. En este contexto se ha preferido mantener una alusión inequívoca a la morfología del tipo de QUENSTEDT.

Distribución geográfica: El tipo de QUENSTEDT fue recolectado en el S Alemania. Dada su posición intermedia entre determinadas variedades de *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti* HÖLDER, *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi wegelei* SCHAIRER y *Taramelliceras (Metahaploceras) subnereus* (WEGELE), es posible que su distribución coincida con la de estos taxones. Los ejemplares estudiados pertenecen al Prebético Central y Algarve.

Distribución estratigráfica: El tipo de QUENSTEDT procede del Oxfordiense superior. De acuerdo con lo admitido para la distribución geográfica, el rango bioestratigráfico puede ser el correspondiente a las especies citadas. El material estudiado procede de la Zona Platynota.

Tarmelliceras (Metahaploceras) falcula (QUENSTEDT)

Lám.I/fig.9

Sinonimia:

- 1887-88 *Ammonites falcula* QUENSTEDT, p.916, lám.99/fig.13.
 1940 *Oppelia falcula* QUENSTEDT in DIETERICH, lám.1/figs.9-13.

Material: 7 ejemplares: SS-6(28), FA-10(220), FA-10(223), FA-12(204), FA-12(221), FA-12B(X₁), FA-14(34).

Medidas:

	D	O	O/D
SS-6(28)	21.5	2.5	0.116
FA-10(220)	23	3	0.130
FA-12B(X ₁)	28	5	0.178

Diagnosis: Formas de pequeño tamaño, con una costulación fina y fuertemente proyectada hacia la abertura en el margen externo de los flancos. No existen tubérculos latero-ventrales. La involución es moderada entre las especies de la misma edad.

Descripción: Se trata de individuos involutos (12-18%), de pequeño tamaño (<28mm) y sección ovalada. La ornamentación consta de una fina y densa costulación de costillas falciformes. Las costillas primarias se dividen hacia la mitad del flanco, donde adquieren forma de codo, y a continuación se desarrollan finas costillas secundarias que llegan hasta la RV. El punto de división de las costillas primarias configura un ángulo que se destaca ligeramente y resulta muy característico. Existe depresión periumbilical.

Discusión y afinidades: La ornamentación tan característica los distingue de otros grupos de *Tarmelliceras (Metahaploceras)*. Como ya se ha comentado, existen formas difíciles de diferenciar de *Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum* (QUENSTEDT) y de *Tarmelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL), pero la mayor involución y la ausencia de tuberculación serán, respectivamente, los criterios a emplear.

Distribución geográfica: SE de Francia, S de Alemania, Cordillera Ibérica. Los ejemplares aquí estudiados proceden del Prebético Central (sector de Segura de la Sierra) y Oriental (perfil de Fuente Alamo). No se descarta su presencia en el S Portugal.

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior (Z. Planula) en el SE de Francia y S de Alemania. En la C. Ibérica se ha citado en la Zona Planula. En el Prebético Central esta especie ha sido previamente citada en el Oxfordiense superior (Z. Bimammatum). Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi wegelei SCHAIRER
Lám.I/fig.10

Sinonimia:

- 1929-30 *Oppelia* sp. cf. *Karreri* var. *nodosiuscula* FONTANNES in WEGELE, p.27(121), lám.27(3)/fig.16.
 1929-30 *Oppelia* n. sp. aff. *sub-Nereus* in WEGELE, p.26(120), lám.27(3)/fig.14.
 1929-30 *Oppelia* n. sp. aff. *litoceroides* in WEGELE, p.26(120), lám.27(3)/fig.15.
 1966 *Taramelliceras (Metahaploceras) sp. aff. T. rigidum* (WEGELE) in KARVE-CORVINUS, p.122, lám.26/fig.6.
 1972 *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi wegelei* n. sp. SCHAIRER, p.46, lám.2/figs.4-6.
 1979 *Metahaploceras kobyi* (CHOFFAT) in SAPUNOV, p.55, lám.12/fig.3.
 1979 *Metahaploceras wegelei* (SCHAIRER) in SAPUNOV, p.58, lám.12/fig.6.

Material: 35 ejemplares: RP-62(2), RP-62(3), RP-64(18), RP-64(111), RP-70/71(5), RP-70/71(13), RP-70/71(79), RP-71(108), RP-72(106), RP-74(19), RP-74(53), RP-74(115), RP-75t(5), RP-75t(23), RP-75t(79), RP-77(25), RP-77(108), RP-86(36), RP-92(135), VB-20(16), VB-20(62), VB-20(105), VB-20(202), VB-22(49), VB-22(201), VB-24(30), VB-24(42), VB-24(68), PL-5T(26), PL-24R(25), SS-20(8), NV-0(VII), NV-6(XI), FA-10(6), FA-60(28).

Medidas:

	D	O	O/D
RP-70/71(5)	57.5	9	0.156
RP-77(25)	25.5	4.5	0.176
RP-77(108)	40	8	0.200
VB-20(202)	38	8	0.211
VB-24(30)	32	6	0.187
SS-20(8)	31.4	5.7	0.182
NV-0(VII)	25.4?	3.4?	0.13?

Diagnosis: Subespecie creada por Schairer (1972) para las faunas con ombligos relativamente amplios y costulación fuerte.

Descripción: Formas involutas de tamaño pequeño a medio con RV lisa, ligeramente redondeada y sección ovalada. Ornamentalmente se componen de costillas primarias flexuosas muy marcadas, que hacia la parte media del flanco se van robusteciendo y configuran un codo más o menos desarrollado. A partir de aquí aparecen costillas bifurcadas también muy marcadas (sobre todo en las VE), entre las que se intercalan RES algo más debilitadas. En el BE del flanco se desarrollan tubérculos en coincidencia con el arco periférico de las costillas, los cuales presentan una densidad que varía según los ejemplares (RP-77(108), VB-20(16), PL-5T(26), SS-20(8)).

Igualmente existen en este grupo variantes con ornamentación más débil (RP-62(2), RP-86(36), VB-20(105), PL-24R(25)), compuesta de espaciadas costillas primarias que adquieren forma en codo hacia la mitad del flanco, donde se bifurcan dando lugar a costillas secundarias entre las que se intercalan RES, ambas poco marcadas. Es destacable el escaso desarrollo de tubérculos en esta variedad.

También se han reconocido formas de costulación densa y fina, en las que los tubérculos externos se reducen a pequeñas crestas con la orientación usual (RP-64(18), VB-24(30)).

Discusión y afinidades: Los tres subgrupos descritos responden bien a la variabilidad de la subespecie creada por Schairer (1972). El conjunto de formas de ornamentación más grosera ocupa una posición central (ver Wegele, 1929-30, lám.26/fig.16a) de la que se distancian algunos; unos esencialmente por la tendencia a disminuir el desarrollo de los tubérculos externos, y otros que muestran ornamentación más fina y densa. Las formas con menos tuberculación se aproximan extraordinariamente a *Taramelliceras (Metahaploceras) crassatus* (QUENSTEDT), del que pueden ser difíciles de diferenciar. El grupo de formas con ornamentación fina y densa se ajusta bien a la figuración de Wegele (1929-30, lám.27, fig.14).

Taramelliceras (Metahaploceras) quenstedti HÖLDER tiende a ser más involuto, a debilitar la ornamentación en la última vuelta y a desarrollar mayor número de costillas intercaladas.

Taramelliceras (Metahaploceras) rigidum (WEGELE) presenta menor relieve de los tubérculos externos y su ornamentación es más regular, con menos costillas intercaladas.

Distribución geográfica: S de Alemania, SE de Francia, Prerif, Argelia, Bulgaria, Prebético Central. Formas próximas se han citado en Portugal. Los ejemplares estudiados pertenecen al Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (perfil de Fuente Alamo), y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Zona Platynota, Subzona Orthosphinctes en Argelia. Zona Platynota (Subzona Guilherandense) para el Prerif y SE de Francia. En el S de Alemania parte media y superior de la Zona Platynota. En el SE de Francia formas próximas se han reconocido en el Oxfordiense superior (Zona Planula). Oxfordiense superior (Zona Bimammatum?)-Kimmeridgiense inferior (Subzona Desmoides) en Bulgaria. En Portugal formas similares se han registrado en el Oxfordiense superior (Zona Planula) y en el Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclum). Esta especie ha sido citada en el Oxfordiense superior (Zona Planula) en el Prebético Central. Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético Central y Oriental, así como en el Algarve (S Portugal).

Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi kobyi (CHOFFAT)

Sinonimia:

- | | |
|----------|---|
| 1893 | <i>Neumayria kobyi</i> CHOFFAT, p.22, lám.16/figs.13-14. |
| 1955 | <i>Taramelliceras (Metahaploceras?) kobyi</i> (CHOFFAT) in HÖLDER, p.125, figs.128-132,134,136-137,156. |
| non-1960 | <i>Taramelliceras (Metahaploceras?) kobyi</i> (CHOFFAT) in CHRIST, p.83, lám.4/fig.6. |
| non-1979 | <i>Metahaploceras kobyi</i> (CHOFFAT) in SAPUNOV, p.55, lám.12/fig.3. |
| ? 1983 | <i>Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi</i> (CHOFFAT) in MARQUES, p.212, lám.3/fig.4. |

1988 *Tarmelliceras (Metahaploceras) kobyi* (CHOFFAT) in ATROPS & MARQUES, lám.2/fig.2.

Material: 1 ejemplar: RP-77(261).

Medidas:

	D	O	O/D
RP-77(261)	93	8.5	0.091

Descripción: Individuo incompleto, por lo que las medidas deben considerarse sólo aproximadas. Destaca el pequeño ombligo (<10%) y la ornamentación regular en la parte interna del flanco, compuesta de costillas primarias separadas por intervalos regulares no excesivamente amplios. Hacia la mitad del flanco se inflexionan y algunas refuerzan su relieve en el codo formado, de manera que esta parte tiende a diferenciarse. En la parte externa del flanco las costillas se subdividen y aparecen intercaladas. En los extremos latero-ventrales de las costillas principales que muestran codo reforzado, se desarrollan tubérculos subredondeados-ovalados de tamaño medio.

Discusión y afinidades: El ejemplar descrito se asigna a esta subespecie debido a la combinación de ombligo pequeño y pseudotuberculación lateral. La persistencia de la ornamentación en lo que previsiblemente es parte de la cámara de habitación puede ser un carácter diferencial respecto al tipo de CHOFFAT, pero esto se interpreta como expresión de una diversidad morfológica aún poco conocida en esta subespecie, aunque sí en las otras admitidas *kobyi quenstedti* y *kobyi wegelei*. *Tarmelliceras (Metahaploceras) kobyi wegelei* SCHAIRER suele ser más evolutivo, desarrolla mayores relieves en la inflexión de las costillas principales y presenta un mayor arqueamiento proverso de su ornamentación en la periferia. *Tarmelliceras (Metahaploceras) rigidum* (WEGELE) no es tan tuberculado y su ornamentación es menos flexuosa. *Tarmelliceras (Metahaploceras) kobyi quenstedti* HÖLDER muestra un desvanecimiento acentuado de la ornamentación a igual tamaño.

Distribución geográfica: Alemania, Portugal, Prebético. Formas próximas han sido citadas en el N Africa y sin duda existen también en el SE Francia. El ejemplar estudiado proviene del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Según Atrops & Marques (1988) esta especie caracteriza el Oxfordiense superior (Zona Planula) en Montejunto (W Portugal). De acuerdo con la interpretación realizada del material ilustrado por Marques (1983), esta especie se distribuye entre el Oxfordiense superior (Zona Bimammatum) y el Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclum) en el Algarve (S Portugal). En Alemania es Oxfordiense superior (Zona Bimammatum) según Hölder (1955). En el Prebético Central esta especie ha sido citada en el Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum-Planula). El ejemplar estudiado procede del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Algarve (S Portugal).

Taramelliceras (Metahaploceras) rigidum (WEGELE)

Lám.I/fig.7

Sinonimia:

- 1887-88 *Ammonites flexuosus* QUENSTEDT, p.917, lám.99/fig.21.
 1929-30 *Oppelia rigida n.sp.* in WEGELE, p.29(123), lám.28(4)/fig.2.
 1955 *Taramelliceras (Metahaploceras) rigidum* (WEGELE) in HÖLDER, p.134, text-figs.150, 153, 179, lám.18/fig.20.
 ? 1966 *Taramelliceras (Metahaploceras) rigidum* (WEGELE) in ANDELKOVIC, p.39, lám.4/fig.5, lám.7/fig.5, lám.27/fig.3.
 1972 *Taramelliceras (Metahaploceras) rigidum* (WEGELE) in SCHAIRER, p.48, lám.1/figs.1-3.
 1979 *Metahaploceras (?) rigidum* (WEGELE) in SAPUNOV, p.58, lám.12/fig.5.
 1983 *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi* (CHOFFAT) in MARQUES, p.212, lám.3/fig.4.

Material: 7 ejemplares: RP-71(109), RP-74(12), RP-74(118), RP-74(119), RP-75t(1), RP-77(10), RP-79(41).

Medidas:

	D	O	O/D
RP-74(12)	62.5	7	0.112
RP-77(10)	91.5	15.5	0.169

Diagnosis: *Taramelliceras (Metahaploceras)* de tamaño medio a grande, relativamente involutos, con ornamentación rígida y con escasas costillas externas intercaladas entre las principales de vueltas externas. Tuberculación ventral reducida. Tubérculos latero-ventrales radiales. Desvanecimiento de la ornamentación en la cámara de habitación de adultos de gran talla.

Descripción: Cinco de los ejemplares estudiados superan 80-90mm. Otros dos (RP-71(109) y RP-74(12)) sólo poseen la parte inicial de la cámara de habitación, a diámetros de 60-63mm. El ombligo presenta murallas no muy altas pero verticales en la cámara de habitación. La ornamentación destaca por su escasa diferencia de relieve entre las costillas primarias y secundarias, con un número reducido de costillas externas intercaladas entre las principales, y con un desarrollo comparativamente moderado a débil de los tubérculos latero-ventrales. La región ventral es difícil de analizar por la deformación (aplastamiento) pero parece ser lisa, al menos en parte de la cámara de habitación. En las vueltas externas aún se pueden observar los débiles relieves medio-ventrales en RP-75t(1). Se constata una tendencia al desvanecimiento de la ornamentación hacia los diámetros mayores.

Discusión y afinidades: Esta especie se diferencia de otros *Taramelliceras (Metahaploceras)* de la misma edad debido a sus proporciones, costulación menos flexuosa y tuberculación comparativamente reducida. El desarrollo de tuberculación ventral es un criterio complementario útil en la comparación con *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi kobyi* (CHOFFAT). *Taramelliceras (Taramelliceras) pseudoflexuosum* (FAVRE), incluyendo "*Oppelia*" *pseudo-holbeini* WEGELE, posee una ornamentación menos fuerte, menos rígida, y sus tubérculos latero-ventrales son redondeados.

Distribución geográfica: S Alemania, SE Francia, Bulgaria, Yugoslavia, S Portugal, S España y N Africa. El material estudiado procede del Algarve (perfil de Rocha-Pozo).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior (parte superior de la Zona Bimammatum-Zona Planula)-Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en S Alemania. Parte superior de la Zona Planula (Subzona Galar)-Zona Platynota en SE Francia. Zona Bimammatum (?) - Zona Desmoides (?) en Bulgaria. Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum-Planula) en el Algarve (S Portugal). Oxfordiense superior (Zona Planula)-Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético (S España). Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en N Africa (Prerif). El material estudiado pertenece a la Zona Platynota.

Taramelliceras (Metahaploceras) sp. gr. kobyi (CHOFFAT)-rigidum (WEGELE)

Sinonimia: Consúltense las respectivas relaciones facilitadas en el tratamiento de las especies de Choffat y Wegele.

Material: 25 ejemplares: RP-70/71(21), RP-71(107), RP-74(1), RP-74(56), RP-74 (113), RP-74(114), RP-74(116), RP-74(117), RP-74(120), RP-74(121), RP-74(123), RP-74(150), RP-74(152), RP-75t(21), RP-75t(24), RP-75t(66), RP-77(110), RP-77(112), RP-79(20), RP-79(60), RP-79(68), RP-80(127), RP-90(16), RP-92(201), RP-92(203).

Descripción: Conjunto de fragmentos en los que la determinación precisa es difícil. Sin duda pertenecen a individuos relacionados con las especies de Choffat y Wegele debido al desarrollo de las costillas y los tubérculos, pero no es posible una interpretación más detallada. Entre ellos destaca RP-74(56) que podría corresponder a una cámara de habitación de **Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi kobyi** (CHOFFAT) dado el escaso relieve de la costulación para un diámetro no inferior a unos 70mm.

Distribución geográfica y estratigráfica: Los ejemplares relacionados provienen del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota). Han sido recolectados del perfil de Rocha-Pozo, en el Algarve (S Portugal), de un intervalo en el que son frecuentes las especies de Choffat y Wegele.

Taramelliceras (Metahaploceras) sp. ind.

Material: 89 ejemplares y fragmentos.

Descripción: Dentro de este conjunto se han incluido formas involutas (fragmentos o individuos más o menos completos), de tamaño pequeño a grande y con una ornamentación variable.

La variabilidad de la costulación permite distinguir una serie de grupos dentro del conjunto. Se han podido diferenciar del género *Glochiceras* s.l. HYATT e incluir en el género *Taramelliceras (Metahaploceras) sp.* SPATH debido a la inexistencia de peristoma pedunculado. Asimismo, se han diferenciado de *Taramelliceras (Taramelliceras)* DEL CAMPANA por la presencia de una RV lisa. No se han podido clasificar a nivel específico a causa de la mala conservación de los ejemplares. En conjunto resultan dominantes las morfologías pertenecientes al *gr. kobyi* (s.l.) y *litocerum* (OPPEL).

Distribución geográfica: Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior y medio.

GENERO CRENICERAS MUNIER-CHALMAS, 1892

Especie tipo: *Ammonites renggeri* OPPEL, 1863.

Formas de pequeño tamaño, involutas en vueltas internas y con tendencia al desenrollamiento en la cámara de habitación. Contorno ovalado debido a un aumento de la altura en torno a la parte inicial de la cámara de habitación. Tanto en vueltas internas como al final de la cámara de habitación son formas lisas, sólo en la cámara de habitación pueden existir pliegues sobre los flancos. Región ventral dentada en el fragmocono e inicio de la cámara de habitación. Peristoma con apófisis laterales. La línea de sutura no es muy compleja y presenta 3 o 4 lóbulos auxiliares sobre el flanco.

Creniceras dentatum (REINECKE)

Sinonimia:

- 1818 *Ammonites dentatus* REINECKE, p.73, lám.4/figs.43,44.
 1876-78 *Ammonites (Oppelia) dentatus* REINECKE in LORIOL, p.46, lám.5/figs.4,5.
 1877 *Ammonites (Oppelia) dentatus* REINECKE in FAVRE, p.57, lám.2/fig.4.
 1879 *Oppelia dentata* REINECKE in FONTANNES, p.52, lám.7/fig.10.
 1887-88 *Ammonites dentatus* QUENSTEDT, p.845, lám.92/figs.22-27.
 1957 *Creniceras dentatus* REINECKE in ZIEGLER, p.554, lám.1/figs.a-f, lám.13/figs.a,b.
 1977 *Creniceras dentatum* (REINECKE) in ZIEGLER, lám.3/fig.4.
 1978 *Creniceras dentatum* (REINECKE) in OLORIZ, p.119, lám.9/fig.7.
 1992 *Creniceras dentatum* (REINECKE) in OLORIZ & RODRIGUEZ-TOVAR, fig.4b.

Material: 1 ejemplar: NV-21A(33).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D
NV-21A(33)	8	1.1	4	0.14	0.50

Diagnosis: Formas involutas de pequeño tamaño que tienden al desenrollamiento en la cámara de habitación. Practicamente liso con apenas unos suaves pliegues costiformes en la primera mitad de la cámara de habitación; la parte anterior de la cámara de habitación es lisa. Contorno ventral dentado hasta el codo de la cámara de habitación. Peristoma con expansiones laterales.

Descripción: Se trata de un ejemplar involuto de pequeño tamaño (8mm) que carece de la parte final de la cámara de habitación y por tanto del peristoma. Tiene enrollamiento elíptico. El fragmocono es

liso y solamente en la región ventral se aprecian tubérculos dentados muy característicos, bien desarrollados hacia la mitad de la VE. No se observan los pliegues costiformes que pueden aparecer.

Discusión y afinidades: La relación O/D se ha utilizado para diferenciar esta forma de *Glochiceras* (*Coryceras*) *crenatum* OPPEL que es algo más evolutivo para un diámetro similar. La distribución estratigráfica y la ornamentación se han utilizado para diferenciarlo de otras especies del género *Creniceras* MUNIER-CHALMAS.

Distribución geográfica: S. de Alemania, SE de Francia y S de España (Z. Subbética). Existen formas próximas en México. El ejemplar estudiado proviene del Prebético Central (perfil de Navalperal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior-medio (?) en México. Kimmeridgiense inferior, Zonas Hypselocyclum y Divisum en el SE de Francia. En Alemania alcanza el Kimmeridgiense medio. En el S de España ha sido citado en la parte inferior del Kimmeridgiense medio. El ejemplar estudiado pertenece al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

FAMILIA GLOCHICERATIDAE HYATT, 1900
SUBFAMILIA GLOCHICERATINAE HYATT, 1900

GENERO GLOCHICERAS HYATT, 1900

Especie tipo: *Ammonites nimbatatus* OPPEL, 1863.

Formas de pequeño tamaño. Sección entre ojival y rectangular. Poseen peristoma y algunos pueden tener expansión ventral (visera). Ornamentalmente varían desde lisas a ornamentadas e incluso pueden tener tubérculos en el BE del flanco.

Glochiceras sp. ind.

Material: 192 ejemplares y fragmentos.

Medidas:

	D	O	O/D		D	O	O/D
RP-75(3)	18	4	0.22	PL-37(4)	9.5	1.2	0.13
VB-10(23)	17	3	0.18	SS-1(15)	9.5	2	0.21
VB-18(7)	23	5	0.21	SS-2(7)	8.3	1.5	0.18
PL-4m(11)	11.6	1.7	0.15	SS-2(32)	6.3	1.7	0.27
PL-4m(15)	10.6	2.5	0.24	SS-4(21)	8	1.5	0.19
PL-4m(33)	9.2	1.1	0.12	SS-4(32)	10	2.5	0.25
PL-5t(4)	13.7	2	0.15	SS-4(46)	14.9	1.8	0.12
PL-5t(6)	10.7	1.6	0.15	SS-4(55)	12.3	1.8	0.15

PL-5t(10)	14.1	2.2	0.16	SS-6(13)	8.6	1.7	0.20
PL-5t(17)	14.9	3.7	0.25	SS-6(53)	6.7	1.4	0.21
PL-6m(4)	12.5	1.4	0.11	SS-12(28)	10.4	1.2	0.12
PL-7(18)	9	2	0.22	SS-12(40)	9.2	1.8	0.20
PL-7(19)	15	2.7	0.18	SS-V(I)	13.6	1.9	0.14
PL-8(VIII)	12.8	1.8	0.14	SS-V(II)	24.6	4.2	0.17
PL-10t(4)	9	1.5	0.17	NV-1(8)	12	2.8	0.23
PL-24(11)	17.4	4.1	0.24	NV-1(16)	10	2.3	0.23
PL-24(22)	19.3	3	0.16	NV-6(28)	7.5	0.9	0.12
PL-26P(4)	23.5	5.9	0.25	NV-6(29)	13.6	1.6	0.12
PL-26P(III)	16.2	2.4	0.15	FA-41-42(39)	14	3	0.21

Descripción: Se ha estudiado un gran número de ejemplares, en general menores de 20mm y con un grado de involución medio comprendido entre el 14 y el 24%, aunque algunas formas son algo más involutas; PL-4m(33), PL-6m(4), PL-37(4), SS-4(46), SS-12(28), NV-6(28), NV-6(29) y otras algo más evolutas; (PL-5t(17), PL-26P(4), SS-2(32), SS-4(32). La RV suele ser estrecha y lisa (exceptuando los ejemplares NV-1(7) y NV-21A(30) con suaves costulas que la atraviesan), oscilando los flancos entre rectos (SS-4(55)) y suavemente convexos (PL-5t(6)). La sección suele ser ojival aunque también existen algunas algo ovaladas e incluso rectangulares.

Desde el punto de vista ornamental la mayoría de los ejemplares son completamente lisos. Solamente en algunos casos se observan finas costillas en los flancos, aunque esta ornamentación es muy poco marcada, prácticamente inapreciable (PL-5t(4), PL-7(19), SS-2(27), SS-6(44), NV-21A(30)). Algunas formas desarrollan un surco lateral aproximadamente en la mitad del flanco (PL-7(19), PL-10t(4), SS-8(10), NV-1(30)). El ejemplar PL-5t(10) posee un robustecimiento a modo de rodete al final de la VE.

El grado de redondez de la RU varía de unas formas a otras.

En algunos ejemplares (PL-4m(11), PL-4m(33), SS-4(29)) se observa al final de la CH un peristoma bien desarrollado de tamaño y forma variables.

Discusión y afinidades: Se han asignado al género *Glochiceras* s.l. principalmente por la poca ornamentación y por el grado de involución, así como en algunos casos por la existencia de peristoma bien desarrollado. No se han podido clasificar a nivel de subgénero a causa de la mala conservación de la mayoría de ellos, aunque sin duda *G. (Lingulaticeras)* ZIEGLER; *G. (Glochiceras)* HYATT y *G. (Coryceras)* ZIEGLER están representados. Los ejemplares más involutos podrían pertenecer a formas de *Taramelliceras (Metahaploceras)* sp. SPATH poco ornamentadas.

Distribución geográfica: Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (Fuente Alamo) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior.

Subgénero G. (*Glochiceras*) HYATT, 1900

Especie tipo: *Ammonites nimbatum* OPPEL, 1863.

Organismos de pequeño tamaño y sección ojival-ovalada. Ornamentación esencialmente lisa, sin tuberculación. Poseen peristoma con visera y rama dorsal oblicua.

Glochiceras (Glochiceras) nimbatum (OPPEL)

Lám.I/fig.3

Sinonimia:

- 1876-78 *Ammonites (Haploceras) nimbatum* OPPEL in LORIOU, p.27, lám.2/figs.6,7.
 1887-88 *Ammonites lingulatus laevis* QUENSTEDT, p.848, lám.92/figs.38,49.
 1958 *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL) in ZIEGLER, p.110, lám.10/figs.7-10.
 1988 *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL) in ATROPS & MARQUES, lám.1/fig.5.

Material: 42 ejemplares: RP-90(80), VB-5(227), VB-5(237), VB-7(22), VB-17(204), VB-18(8), VB-18(65), VB-18(89), PL-4m(32), PL-4m(33), PL-4m(51), PL-35(25), SS-4(29), SS-4(44), NV-6(29), FA-6(23), FA-10(201), FA-10(208), FA-10(212), FA-10(217), FA-10(231), FA-10(238), FA-12A(9), FA-12A(29), FA-12B(15), FA-12B(19), FA-12B(X₂), FA-12(10), FA-12(201), FA-12(203), FA-12(215), FA-12(216), FA-12(239), FA-14(58), FA-18(65), FA-21-22(18), FA-21-22(25), FA-41-42(34), FA-41-42(36), EF-2(33), EF-7(23), EF-7(39).

Medidas:

	D	O	O/D
VB-18(8)	12	3	0.25
VB-18(65)	19	3	0.157
PL-4m(32)	12	2.2	0.18
PL-35(25)	12.6	2.7	0.21
SS-4(44)	13.5	2.3	0.17
FA-10(208)	11	3	0.27
FA-10(217)	12	3	0.25
FA-12(203)	13	3	0.23
FA-41-42(34)	13	3	0.23

Diagnosis: Formas involutas de pequeño tamaño y sección de ojival a ovalada. Ornamentalmente son organismos lisos o con costulas muy finas. Poseen peristoma pedunculado provisto de visera.

Descripción: Los ejemplares estudiados son involutos (< 27%), de pequeño tamaño (< 23mm) y sección ojival sin reborde umbilical diferenciado. Se trata de formas lisas, sin costulación o con apenas algunas estriaciones visibles, que se caracterizan por el desarrollo de un peristoma pedunculado con visera y rama dorsal oblicua. Las orejillas son de forma variable y pueden presentarse distalmente espatuladas. Es frecuente el desarrollo de constricción-reborde peristomal. Un canal lateral es observable en la parte anterior de la cámara de habitación.

Discusión y afinidades: La presencia de peristoma los diferencia de los ejemplares lisos y de pequeño tamaño pertenecientes a *Tarmelliceras* (*Metahaploceras*) SPATH.

El peristoma previsto de visera, así como la inclinación de la rama dorsal los caracteriza como *Glochiceras* (*G.*) HYATT. La ornamentación, prácticamente inexistente, y la constricción peristomal, hace que se incluyan sin dificultad en la especie de OPPEL.

G. (Coryceras) ZIEGLER es más evolutivo y/o desarrolla canales ventrales y laterales.

Distribución geográfica: C. Ibérica, región de Sintra (Portugal), Suiza, S de Alemania, SE de Francia, Turquía y S de España (Prebético). Los aquí estudiados pertenecen al Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (Fuente Alamo), y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior (Zona Planula)-Kimmeridgiense inferior (Zonas Platynota, Hypselocyclum en la C. Ibérica. Kimmeridgiense superior (Zona Acanthicum) en la región de Sintra. En Alemania, SE de Francia y áreas próximas su distribución va desde el Oxfordiense superior (Zona Bimammatum) al Kimmeridgiense medio (Zona Pseudomutabilis). En el Prebético Central y Oriental ha sido citada en las Zonas Bimammatum, Planula y Platynota. Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior. En el S de Portugal (Vale da Burra) se ha registrado en las Zonas Hypselocyclum y Divisum.

Subgénero *G. (Lingulaticeras)* ZIEGLER, 1958

Especie tipo: *Ammonites nudatum* OPPEL, 1856-58.

Tamaño pequeño a medio, con un grado de involución variable aunque suelen ser evolutos. Poseen peristoma desprovisto de visera, con la rama dorsal arqueada en ángulo recto. Poseen ornamentación falciforme aunque carecen de tubérculos marginales.

Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum (QUENSTEDT)

Sinonimia:

- | | |
|---------|--|
| 1858 | <i>Ammonites lingulatus</i> QUENSTEDT, p.619, lám.76/fig.17. |
| 1876-78 | <i>Ammonites (Haploceras) fialar</i> OPPEL in LORIOL, p.25, lám.2/fig.4 (non lám.2/fig.3) y lám.5/fig.1. |
| 1887-88 | <i>Ammonites lingulatus</i> QUENSTEDT, p.847, lám.92/figs.31,34. |
| 1887-88 | <i>Ammonites lingulatus expansus</i> QUENSTEDT, p.850, lám.92/fig.48. |
| 1958 | <i>Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum</i> (QUENSTEDT) in ZIEGLER, p.131, lám.12/figs.1-6. |

- 1972 *Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum* (QUENSTEDT) in SCHAIRER, p.53, lám.1/fig.4.
- 1984 *Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatum* (QUENSTEDT) in SCHAIRER, p.31, lám.2/figs.4-8.

Material: 12 ejemplares: RP-74(151), VB-12(58), VB-17(55), VB-18(33), VB-20(54), VB-20(201), VB-20(206), VB-22(202), VB-24(34), VB-24(35), PL-6m(7), PL-7(16).

Medidas:

	D	O	O/D
RP-74(151)	24	6	0.25
VB-12(58)	34.4	8.5	0.247
VB-18(33)	22.5	5.5	0.244
VB-20(206)	17	4	0.235
VB-22(202)	20	5	0.25
VB-24(34)	18	5	0.277
PL-7(16)	26.1	5.8	0.22

Diagnosis: Formas de pequeño tamaño y con un grado de involución variable. La RV suele ser ancha y arqueada, con una sección ovalada. Se componen de costillas de tipo falcoide poco marcadas.

Descripción: Los ejemplares estudiados son involutos (22-27.7%) y de pequeño tamaño (máximo de 34.5mm), con una RV redondeada (VB-12(58), VB-18(33), VB-22(202), PL-6m(7), o algo aplanada (VB-24(35)) y una sección entre ovalada y ojival. Desde el punto de vista ornamental son prácticamente lisos, aunque existe una cierta variabilidad entre ejemplares con costulación fina y densa desarrollada en todo el flanco (RP-74(151), VB-20(206), VB-22(202), PL-6m(7)) y los que son totalmente lisos (PL-7(16)). El ejemplar VB-12(58) posee una región periumbilical lisa mientras que en la mitad superior del flanco posee costulación fina y densa. En otras formas (VB-18(33)), se observa la costulación periumbilical. Poseen canal lateral coincidente con el peristoma, o bien lo sustituye una clara inflexión de las costillas.

Discusión y afinidades: Son muy similares a las formas de *Glochiceras (L.) nudatum* OPPEL, aunque la existencia de canal lateral y la persistencia de la costulación hasta el final de la CH los diferencia.

Pueden confundirse con los pertenecientes al *gr. Glochiceras (L.) planulatum* BERCKHEMER, especialmente las formas de *lingulatum* con ombligo más estrecho, aunque se diferencian claramente por su posición estratigráfica. *T. (Metahaploceras) falcula* (QUENSTEDT) es más involuto, su RV más estrecha y no desarrolla canal lateral.

Distribución geográfica: Península Ibérica (C. Ibérica y C. Bética), Algarve oriental y Extremadura (Portugal), Suiza, S de Alemania, SE de Francia, N de Africa (Argelia) y Prerif. Los ejemplares estudiados provienen del Prebético Central (sector de Cazoria) y Algarve.

Distribución estratigráfica: Oxfordiense terminal (techo Zona Planula)-Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en la C. Ibérica. Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum y Planula) en la Zona Prebética. Oxfordiense superior (Zona Planula) en el Algarve oriental y Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en la Extremadura portuguesa. En Alemania su distribución va desde Bimammatum hasta Hypselocyclum. En Argelia se conoce en la Zona Platynota, Subzona Desmoides. En Prerif la distribución es Kimmeridgiense inferior; Zona Platynota (Subzona Guilherandense)-Zona Hypselocyclum. En el SE de Francia es Oxfordiense superior (Zona Planula, Subzona Galar)-Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota, Subzona Orthosphinctes). Los ejemplares aquí estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético y a las Zonas Platynota e Hypselocyclum en el Algarve (S Portugal).

Glochiceras (Lingulaticeras) nudatum (OPPEL)

Lám.I/fig.8

Sinonimia:

- 1848-49 *Ammonites lingulatus expansus* QUENSTEDT, p.130, lám.9/fig.11.
 1873 *Haploceras tenuifalcatum* NEUMAYR in NEUMAYR, p.162, lám.31/fig.6.
 1876-78 *Ammonites (Haploceras) fialar* OPPEL in LORIOL, p.25, lám.2/fig.3, non lám.2/fig.4, non lám.5/fig.1.
 1879 *Haploceras tenuifalcatum* NEUMAYR in FONTANNES, p.9, lám.2/fig.2.
 1887-88 *Ammonites lingulatus expansus* QUENSTEDT, p.847, lám.92/figs.29,30.
 1887-88 *Ammonites lingulatus* QUENSTEDT, p.848, lám.92/fig.37.
 1887-88 *Ammonites lingulatus cf. nudus* QUENSTEDT, p.852, lám.92/fig.53.
 1958 *Glochiceras (Lingulaticeras) nudatum* (OPPEL) in ZIEGLER, p.133, lám.12/figs.8-11.

Material: 21 ejemplares: RP-72(105), RP-77(8), RP-82(71), RP-92(205), VB-5(238), VB-17(305), VB-20(200), VB-20(211), VB-22(203), PL-5t(9), PL-6t(1), PL-7(6), PL-8t(7), PL-8t(51), SS-4(54), SS-4(57), SS-6(26), NV-10(1), FA-10(211), FA-10(215), FA-60(29).

Medidas:

	D	O	O/D
RP-82(71)	28	7	0.25
RP-92(205)	23	8	0.25
VB-17(305)	22.7	4	0.176
VB-20(211)	23	5.5	0.239
VB-22(203)	22	5	0.227
PL-6t(1)	32.2	8.1	0.25
PL-7(6)	29.8	7.6	0.26
PL-8t(51)	26.3	6	0.23

SS-4(57)	20.2	4.9	0.24
SS-6(26)	26.8	7	0.26
FA-60(29)	25	6	0.24

Diagnosis: Formas de pequeño tamaño y RV estrecha. Poseen una costulación debilitada, sin tubérculos, así como una costulación ventral poco marcada. El borde umbilical es redondeado.

Descripción: Se trata de ejemplares de tamaño máximo de 32.5mm, con un grado de involución entre 17.6% y 26%. La sección es ovalada con flancos suavemente convexos. La costulación es variable. En general no suelen tener costulación en la mitad inferior del flanco. En la mitad superior o no conserva costulación, dando lugar a formas totalmente lisas (PL-6t(1), PL-7(6), PL-8t(51), o poseen una más o menos fina aunque densa costulación de costillas arqueadas que pueden debilitarse a medida que se acercan a la RV (bien visible en FA-10(211)). Algunos ejemplares poseen un borde umbilical redondeado (RP-82(71), PL-7(6), PL-8t(51), SS-6(26)). Al final de la CH algunas formas presentan peristoma de morfología variable desprovisto de visera, con una rama dorsal perpendicular (PL-7(6), PL-8t(51)).

Discusión y afinidades: Son muy similares a los ejemplares de *G. (L.) lingulatum* (QUENSTEDT), aunque los pertenecientes a *nudatum* no poseen canal lateral y la ornamentación de costillas no suele alcanzar el final de la CH, asimismo sus flancos son más arqueados.

Distribución geográfica: Austria, Suiza, S de Alemania, Sicilia y Península ibérica (Cordillera Ibérica y Prebético). Los ejemplares estudiados proceden del Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (Fuente Alamo) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: En Europa esta especie se registra entre el Oxfordiense superior (Zona Bimammatum) y el Kimmeridgiense inferior (Z. Divisum). En la Cordillera Ibérica se ha reconocido en la Zona Planula. En el Prebético Central ha sido citada en la Zona Planula. Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético y a las Zonas Platynota y Divisum en el Algarve (S Portugal).

Glochiceras (Lingulaticeras) crenosum (QUENSTEDT)

Lám.I/fig.5

Sinonimia:

- 1879 *Haploceras Fialar* OPPEL in FONTANNES, p.8, lám.2/fig.1, non *Amm. Fialar* OPPEL.
- 1887-88 *Ammonites lingulatus crenosus* QUENSTEDT, p.847, lám.92/fig.32.
- 1958 *Glochiceras (Lingulaticeras) crenosum* (QUENSTEDT) in ZIEGLER, p.136, lám.13/figs.10-15.

Material: 6 ejemplares: VB-5 (207), VB-5(300), VB-12(1), VB-17(89), VB-18(35), PL-10t(1).

Medidas:

	D	O	O/D
VB-5(300)	26	6	0.272
VB-17(89)	21	5	0.238
VB-18(35)	≈ 24	6.2	0.258
PL-10t(1)	23.1	5.8	0.25

Diagnosis: *Lingulaticeras* evolutivo con flancos aplanados y borde umbilical diferenciado. Costillas falciformes de relieve muy variable en la mitad externa del flanco. No hay canal lateral. Sección rectangular, peristoma pedunculado y a veces con ligero estrangulamiento ventro-lateral.

Descripción: Las formas estudiadas poseen tamaños reducidos e involución alta dentro del rango de la especie. La sección es rectangular. En general no se conserva la costulación lateral y la apariencia es la de conchas lisas y planas, similares a las figuradas por Ziegler (1958, lám.13, figs.6, 10 y 13). Los ejemplares VB-5(207) y VB-5(300) están incompletos y asimismo muestran flancos sin costillas, pero conservan bien los pliegues ventrales bastante reducidos que apenas invaden la parte superior de los flancos. Su apariencia es equivalente a la reproducción del holotipo en Quenstedt (1887-88, lám.92, fig.32). Siempre el borde umbilical resulta redondeado y claramente diferenciado. No se ha observado canal lateral. En su lugar se puede reconocer puntualmente el codo de las costillas. El peristoma sólo está conservado en la parte proximal de la apófisis lateral izquierda en VB-5(207), mostrando una rama ancha y excavada en el centro que resulta típica en esta especie. Sin datos sobre la línea de sutura.

Discusión y afinidades: Suele confundirse con *Glochiceras (Lingulaticeras) fialar* (OPPEL) que es igualmente evolutivo, pero su ornamentación ventral es mucho más marcada y sus costillas falciformes presentan un recorrido periférico claramente proverso. *Glochiceras (Lingulaticeras) crenosum* (QUENSTEDT) presenta una costulación más marcada y persistente que *Glochiceras (Lingulaticeras) nudatum* (OPPEL).

Distribución geográfica: Esta especie ha sido reconocida en el S de Alemania, Suiza, SE Francia, W Portugal, Italia central (Apenino Umbro-Marchigiano) y N Africa. Los ejemplares estudiados en esta memoria pertenecen al Prebético Central (sector de Cazorra) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclus)-superior (Zona Pseudomutabilis) en S Alemania, SE Francia y Suiza. Kimmeridgiense superior (Zona Acanthicum) en la Extremadura portuguesa (W Portugal). Kimmeridgiense superior (Zona Beckeri) en Italia central. Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum) en el Prerif (Marruecos). Los ejemplares estudiados provienen de la parte terminal de la Zona Platynota, y de las Zonas Hypselocyclus y Divisum del Algarve (perfil de Vale da Burra). Un ejemplar dudoso se ha colectado en la Zona Platynota en el Prebético Central (sector de Cazorra, sección de Puerto Lorente).

Subgénero G. (*Coryceras*) ZIEGLER, 1958

Especie tipo: *Ammonites microdomus* OPPEL, 1856-58.

Formas de pequeño tamaño e involución variable, aunque tienden a ser evolutos con una sección prácticamente rectangular. No suelen tener muy desarrollada la costulación. Pueden tener o pequeños tubérculos ventrales o canal ventral. Al final de la CH poseen un peristoma provisto de visera con una rama dorsal en ángulo recto.

Glochiceras (Coryceras) modestiforme (OPPEL)Sinonimia:

- 1863 *Ammonites modestiformis* OPPEL, p.192, lám.54/fig.5.
 1958 *Glochiceras (Coryceras) modestiforme* (OPPEL) in ZIEGLER, p.125
 lám.11/figs.19-27.
 1984 *Glochiceras (Coryceras) modestiforme* (OPPEL) in SCHAIRER, p.28,
 lám.1/figs.1-9.

Material: 4 ejemplares: SS-4(25), NV-1(12), FA-12A(8), FA-53(29).

Medidas:

	D	O	O/D
SS-4(25)	9.8	2.2	0.23
NV-1(12)	10.4	2.8	0.27
FA-53(29)	11.35	3.5	0.30

Diagnosis: Especie con un canal lateral bien desarrollado. Surco ventral hacia el final del fragmocono. Sin ornamentación latero-ventral.

Descripción: Los ejemplares estudiados son de pequeño tamaño, con un grado de involución entre 23% y 30%. Los flancos son prácticamente planos y la sección rectangular. Se caracterizan por la presencia de un canal lateral coincidente con el peristoma desarrollado al final de la CH. El peristoma está provisto de visera, con una rama dorsal en ángulo recto y sólo se ha conservado la base de las orejillas. Los ejemplares estudiados se agrupan en torno a los tamaños más reducidos del rango para esta especie, aunque la involución se muestra más variable dentro del espectro admitido por Ziegler (1958).

Discusión y afinidades: La existencia del canal lateral a la altura del peristoma los diferencia de cualquier otro grupo de *Glochiceras (Coryceras)* ZIEGLER.

Distribución geográfica: Algarve oriental, SE de Francia, S de Alemania y Rumania. Los ejemplares estudiados provienen del Prebético Central (sector de Segura de la Sierra) y Oriental (Fuente Alamo).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum, Subzona Hauffianum, y Planula) en el Algarve oriental. Zona Bimammatum-Zona Planula en el SE de Francia. En el S de Alemania, Ziegler (1958) la reconoce entre la Zona Bimammatum y la Suberimun Zone (parte superior de la Zona Platynota e inferior de la Zona Hypselocyclus). En Rumania se han citado en el Kimmeridgiense sin mayores precisiones (Avram, 1988). Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Glochiceras (Coryceras) canale (QUENSTEDT)

Sinonimia:

- 1848-49 *Ammonites lingulatus canalis* QUENSTEDT, p.130, lám.9/fig.17.
 1858 *Ammonites lingulatus canalis* QUENSTEDT, p.619, lám.76/fig.13.
 1887-88 *Ammonites lingulatus laevis* QUENSTEDT, p.849, lám.92/fig.40.
 1887-88 *Ammonites lingulatus canalis* QUENSTEDT, p.849, lám.92/figs.41-43,45.
 1887-88 *Ammonites lophotus* QUENSTEDT, p.858, lám.93/figs.21,23.
 1887-88 *Ammonites microdomus* QUENSTEDT, p.859, lám.93/figs.25,26.
 1958 *Glochiceras (Coryceras) canale* (QUENSTEDT) in ZIEGLER, p.123, lám.11/figs.15-18.

Material: 1 ejemplar: PL-4m(40).

Medidas: A causa de la mala conservación no se han podido, practicamente, realizar medidas.

Descripción: Ejemplar involuto de muy pequeño tamaño (6.9mm), con los flancos rectos y la RV plana dando lugar a una sección rectangular. Es una forma lisa cuya característica principal es la existencia de un canal ventral observable en toda la VE.

Discusión y afinidades: Tentativamente se refiere a la especie de Quenstedt debido a que es un individuo relativamente involuto. Además de la involución, la presencia del canal ventral persistente lo caracteriza y distingue de cualquier otro grupo de *Glochiceras (Coryceras)* ZIEGLER. *Glochiceras (Coryceras) modestiforme* (OPPEL) es más evolutivo y sobre todo sólo desarrolla canal ventral hacia el final del fragmocono.

Distribución geográfica: Algarve oriental, S de Alemania, SE de Francia, Península ibérica. Prebético Central (sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: En el Algarve oriental, Oxfordiense superior (Zona Bimammatum). En el SE de Francia se conoce en las Zonas Bimammatum y Planula. En el S de Alemania se reconoce entre el Oxfordiense superior (Zona Bimammatum) y el Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclus). En la Cordillera Ibérica ha sido citado en las Zonas Bimammatum y Planula. En el Prebético Central ha sido reconocido en las Zonas Bimammatum y Planula. El ejemplar estudiado pertenece al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

SUBFAMILIA OCHETOCERATINAE SPATH, 1928 emend. ZIEGLER, 1974

GENERO OCHETOCERAS HAUG, 1885

Especie tipo: *Ammonites canaliculatus* BUCH, 1831.

Formas involutas con la sección ojival más o menos aguda. Poseen costulación de tipo falcoides que llega hasta la RV, donde se desarrolla una carena en ocasiones ondulada y de relieve variable. Aunque puede faltar, es muy característico un surco lateral a medio flanco.

Ochetoceras sp. ind.

Material: 6 ejemplares.

Medidas:

	D	O	O/D
PL-6m(25)	23.9	4.9	0.21

Descripción: Los ejemplares son fragmentos (VB-18(9), NV-0(IX)), y/o núcleos (VB-24(201), NV-0(VIII)). Sólo PL-6m(25) está algo más completo. FA-6(II) es una huella limonitizada de difícil observación.

- PL-6m(25): Se trata de un fragmocono con un grado de involución del 21%. Se compone de una primera parte, correspondiente a la zona inferior del flanco, lisa (problema de conservación ?) y una segunda, correspondiente a la parte superior, compuesta de costillas prácticamente rectas y bien marcadas. Entre las dos zonas existe una delimitación clara por una suave línea espiral.

- NV-0(VIII): Fragmento que presenta la parte inferior del flanco lisa y sobre ella un canal lateral a medio flanco. Por encima se observan costillas externas que parecen conectar con abultamientos muy próximos al canal lateral. Existen costillas residuales menos marcadas. En la RV posee una carena elevada y posiblemente ondulada. Todo el ejemplar pertenece al fragmocono.

- NV-0(IX): Ejemplar muy mal conservado en el que tan solo se observan costillas algo espaciadas, falcoides, bien desarrolladas e interrumpidas hacia la mitad del flanco. En la parte inferior del flanco hay cóstulas finas. También posee carena, aunque no se aprecia suficientemente bien. Dado que no se conservan restos de la línea de sutura, no es posible precisar si se trata de un individuo o de un ejemplar joven incompleto.

- VB-18(9) y VB-24(201) son fragmentos en los que se observa el canal lateral y estriaciones muy suaves en la parte inferior del flanco. En la región externa de los flancos se conservan costillas cortas y abultadas de la primera generación, conectadas o no con costillas secundarias relativamente fuertes.

Discusión y afinidades: Salvo el ejemplar PL-6m(25), el resto recuerda al grupo de formas de *O. (Granulochetoceras)* GEYER por su tipo de ornamentación y carena (vertical). Dentro de *Ochetoceras (Granulochetoceras)* podría pertenecer al *gr. O. (G.) cristatum* DIETERICH debido a que posee los abultamientos bien desarrollados, además de que esta especie se desarrolla desde *Bimammatum* a

Platynota (Schairer, 1972). Dada la defectuosa conservación no se puede descartar que pudieran pertenecer al *gr. Palissyanum* FONTANNES.

Distribución geográfica: En Europa occidental *Ochetoceras* se ha citado en el S Alemania y SE Francia. Los ejemplares estudiados proceden del Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (perfil de Fuente Alamo) y S Portugal (perfil de Vale da Burra).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Subgénero O. (*Ochetoceras*) HAUG, 1885

Especie tipo: *Ammonites canaliculatus* BUCH, 1831.

De acuerdo con la subdivisión propuesta por Höroldt (1964), se trata de *Ochetoceras* con carena sencilla y más o menos finamente dentada.

Ochetoceras (*Ochetoceras*) *canaliferum* (OPPEL)

Sinonimia:

- | | |
|---------|--|
| 1863 | <i>Ammonites canaliferus</i> OPPEL, p.195, lám.52/fig.4. |
| 1887-88 | <i>Ammonites oxy-pictus</i> QUENSTEDT, p.1045, lám.119/fig.7, non fig.8. |
| 1887-88 | <i>Ammonites pictus</i> QUENSTEDT, p.1046, lám.119/fig.9, p.1052, lám.120/fig.9. |
| 1887-88 | <i>Ammonites cf. pictus</i> QUENSTEDT, p.1046, lám.119/fig.10, p.1053, lám.120/fig.13. |
| 1959 | <i>Ochetoceras canaliferum</i> (OPPEL) in BERCKHEMER & HÖLDER, p.102, lám.25/figs.129,133. |
| 1964 | <i>Ochetoceras</i> (<i>Ochetoceras</i>) <i>canaliferum canaliferum</i> (OPPEL) in HÖROLDT, p.70, lám.4/figs.4,5. |
| 1964 | <i>Ochetoceras</i> (<i>Ochetoceras</i>) <i>canaliferum regulare n. subsp.</i> in HÖROLDT, p.71, lám.4/fig.6. |
| 1978 | <i>Ochetoceras sp. gr. Ochetoceras canaliferum</i> (OPPEL)- <i>irregularare</i> BERCKHEMER & HÖLDER in OLORIZ, p.130, lám.4/fig.5. |
| 1984 | <i>Ochetoceras sp. gr. Ochetoceras canaliferum</i> (OPPEL) in SCHAIRER, p.34, lám.2/figs.2-3. |

Material: 2 ejemplares: VB-18(74) y EF-7(26).

Diagnosis: *Ochetoceras* (*Ochetoceras*) *canaliferum* (OPPEL) es una forma bastante plana con carena alta, tal vez ligeramente ondulada, y cuatro generaciones de costillas, la última tan delicada que con frecuencia existen dificultades para su conservación. El canal lateral está suficientemente desarrollado y la costulación es fina en la parte interna del flanco. En la parte externa el relieve de la ornamentación es muy variable, pero siempre destacan las costillas de la primera generación.

Descripción: EF-7(26) es un fragmento perteneciente a un ejemplar de unos 50mm. No se observa línea de sutura. La involución es moderadamente baja para el género ya que el profundo ombligo podría alcanzar el 16%, pero aún así se encuentra dentro del rango admitido para esta especie. El borde umbilical presenta una serie de pequeños engrosamientos que posiblemente se relacionarían con la base de finas cóstulas reconocibles en la concha sobre la parte interna del flanco. Una estructura parecida fue figurada por Berckhemer & Hölder (1959, lám.25, fig.129). El borde interno del canal lateral se encuentra ligeramente sobreelevado y coincide con la posición en la que se inflexionan las levísimas costulas falciformes que ocupan los flancos. Por encima del canal lateral se reconocen hasta cuatro relieves oblicuos y ligeramente cóncavos hacia la abertura que representan la primera generación de costillas externas. En contacto con ellas, y en los espacios intermedios, aún se observan débiles costillas periféricas cortas. La carena está bien desarrollada y pudiera presentar fina crenulación terminal y, tal vez, unas suaves ondulaciones (deformación?).

VB-18(74). Fragmento de una cámara de habitación perteneciente a un ejemplar que desarrolló un acentuado debilitamiento de la ornamentación. No se observa ni la región periumbilical ni la ventral. Hacia la mitad del flanco se observa bien el canal lateral. Las partes interna y externa del flanco están prácticamente lisas y sólo se reconocen algunas estriaciones internas y suaves pliegues externos.

Discusión y afinidades: Tal como han reconocido Berckhemer & Hölder (1959) y Schairer (1984), se trata de una especie con una variabilidad notable. El ejemplar EF-7(26) se asemeja más a la subespecie *canaliferum regulare* HÖROLDT, pero lamentablemente está demasiado incompleto como para realizar un análisis detallado.

Dado que en el fragmento VB-18(74) no se observan costillas externas de la primera generación, es posible que el ejemplar presentara un fuerte desvanecimiento de la ornamentación como en el *Ochetoceras (Ochetoceras) canaliferum* (OPPEL) figurado por Berckhemer & Hölder (1959, lám.25, fig.133), o bien que el fragmento corresponda a un espacio de la cámara de habitación intermedio entre las costillas abultadas. *Ochetoceras (Ochetoceras) canaliferum regulare* figurado por Höroldt (1964, lám.4, fig.6) ofrece una imagen adecuada, así como algunas de las formas ilustradas en Quenstedt (1987-88, láms.119,120).

Ochetoceras (Ochetoceras) palysianum (FONTANNES) posee una concha más gruesa, su ornamentación es menos compleja y no alcanza a la vez el debilitamiento de la costulación y el espaciado de las costillas de la primera generación tan acentuados como en la especie de OPPEL.

Ochetoceras (Granulochetoceras) GEYER, presenta usualmente el cordón periumbilical más o menos similar al descrito en el ejemplar estudiado, pero su ornamentación puede incluir tuberculaciones laterales a distintos niveles. Sólo *Ochetoceras (Granulochetoceras)* HÖROLDT puede presentar una vuelta externa con ornamentación final y carena similares (ver Höroldt, 1964, lám.5, fig.4). Según esto, sólo con una conservación más favorable se podría establecer definitivamente si el ejemplar descrito pertenece a la especie de OPPEL o a la de HÖROLDT.

Distribución geográfica: En sentido amplio, incluyendo las distintas subespecies, *Ochetoceras (Ochetoceras) canaliferum* (OPPEL) ha sido citado en el S Alemania, Italia central y S España. Los ejemplares descritos pertenecen al Prebético Oriental (perfil de Elche-Férez) y Algarve (perfil de Vale da Burra).

Distribución estratigráfica: Schairer (1984) admite una distribución total Oxfordiense superior (Zona Planula)-Tithónico inferior (ξ -base de la Zona Hybonotum). Los ejemplares descritos proceden del Kimmeridiense inferior (Zona Platynota).

Subgénero O. (*Granulochetoceras*) GEYER, 1960

Especie tipo: *Ammonites argonautoides* MAYER, 1871.

Según Höroldt (1964) se trata de *Ochetoceras* con carena alta y finamente crenulada, tamaño entre 70 y 80mm, involuación variable y sección más o menos aplanada o de flancos convexos, pero de periferia aguda. La ornamentación es relativamente vigorosa, al menos en las vueltas externas. En la cámara de habitación son frecuentes tres generaciones de elementos ornamentales. Las tuberculaciones próximas al canal lateral son usuales, al igual que sobre el borde umbilical.

Ochetoceras (Granulochetoceras) cristatum DIETERICHSinonimia:

- 1940 *Ochetoceras cristatum* n. sp. DIETERICH, p.27, lám.1/figs.1-3.
 1959 *Ochetoceras cristatum* DIETERICH in BERCKHEMER & HÖLDER, p.98,
 lám.23/fig.121.

Material: 3 ejemplares: RP-72(107), NV-0(VIII), EF-2(23).

Diagnosis: *Granulochetoceras* con reforzamiento variable de las costillas externas de la primera generación en las proximidades del canal lateral. Segunda generación de costillas externas con mucho menos relieve. Canal lateral bien desarrollado atravesado por cortas costillas que marcan un ángulo proverso agudo. Flanco interno con costulación más fina. Borde umbilical granuloso. Desvanecimiento de la ornamentación en las proximidades del peristoma.

Descripción: Son tres fragmentos que muestran flancos internos lisos y canal lateral bien desarrollado. En flancos externos se observan las tuberculaciones próximas al canal lateral, una segunda generación de costillas externas que son gruesas y menos numerosas en el fragmento que representa diámetros menores, y una tercera generación de costillas finas que alcanzan la carena. En los fragmentos de mayor tamaño (RP-72(107) y EF-2(23)) las tuberculaciones presentan la típica morfología "en coma" (Kommabögen) que conecta con finos haces de costillas más externas.

La carena se observa bien en NV-0(VIII) y EF-2(23). Destaca su altura y la ondulación de la periferia finamente costulada.

Discusión y afinidades: *Ochetoceras (Granulochetoceras) argonautoides* (MAYER) desarrolla tres niveles de tuberculación en los flancos. *Ochetoceras (Granulochetoceras) undulatum* HÖROLDT posee menos densidad de costillas externas de la primera generación y el desvanecimiento de su ornamentación es comparativamente precoz. *Ochetoceras (Ochetoceras) canaliferum* (OPPEL) puede presentar morfologías similares en los casos en los que se desarrolla cordón periumbilical, pero su costulación externa es más compleja con costillas de primera generación menos abultadas.

Distribución geográfica: S Alemania. Los ejemplos descritos provienen del Prebético Central (sector de Segura de la Sierra), Oriental (perfil de Elche-Férez) y S Portugal (Algarve).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior (Zona Bimammatum)-Kimmeridgiense inferior (parte inferior de la Zona Platynota) en S Alemania. Los ejemplares estudiados provienen de la parte basal de la Zona Platynota.

SUPERFAMILIA HAPLOCERATACEAE gen. ind.

Material: 220 ejemplares y fragmentos.

Descripción: La conservación deficiente del material estudiado sólo ha permitido clasificarlo a nivel de Superfamilia, dentro de la S. Haplocerataceae ZITTEL, aunque por el tamaño, involución, tipo de costulación y en ocasiones también por el tipo de peristoma son referibles al género *Glochiceras* s.l. HYATT o al subgénero *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) SPATH.

Distribución geográfica: Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra) y Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez). Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior y medio.

SUPERFAMILIA PERISPINCTACEAE STEINMANN, 1890 FAMILIA ASPIDOCERATIDAE ZITTEL, 1895, emend. CHECA, 1985 SUBFAMILIA ASPIDOCERATINAE ZITTEL, 1895

GENERO ASPIDOCERAS ZITTEL, 1868

Sinonimia: *Acanthosphaerites* ROLLIER, 1922.

Especie tipo: *Ammonites rogoznicensis* ZEUSCHNER, 1846.

Descripción: Según Checa (1985) en este género se agrupan formas desde semiinvolutas a evolutas, de tamaño pequeño, medio o grande. La sección fluctúa entre equidimensional y francamente deprimida, y su diseño puede variar desde ovalado o subcuadrático a reniforme.

La ornamentación está compuesta por dos filas de tubérculos, en posición periumbilical y lateral respectivamente. La persistencia de la fila externa es variable durante la ontogenia, igualmente la fila periumbilical presenta densidad variable. Los tubérculos de ambas filas pueden estar emparejados o no.

Para un estudio detallado de la línea de sutura ver Checa (1985).

Las dos morfologías existentes, con tuberculación implantada durante toda la ontogenia, o con una fila externa con desarrollo irregular, han llevado a diferentes autores a hablar de un dimorfismo morfológico (dentro de una misma especie) o incluso de dos especies distintas.

Discusión y afinidades: *Euaspidoceras* SPATH suele presentar ombligos más amplios y más externa la fila de tubérculos laterales. *Pseudowaagenia* SPATH puede ser difícil de diferenciar con material de conservación deficiente (como es el caso aquí) o cuando se trata de núcleos más o menos deformados.

Distribución geográfica: Género muy frecuente en el Tethys (prov. mediterránea), así como en plataformas periféricas (prov. submediterránea, indomalgache y andina, y en menor frecuencia en la subboreal).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior-Berriasense inferior (Zona Bimammatum - Zona Jacobi).

Aspidoceras binodum (OPPEL)

Sinonimia:

- 1848-49 *Ammonites inflatus binodum* QUENSTEDT, p.127, lám.16/figs.10a,b.
 1863 *Ammonites atavus* OPPEL in OPPEL, p.216, lám.58/figs.3a,b.
 1863 *Ammonites iphicerus* OPPEL in OPPEL, p.218, lám.60/figs.2a,b.
 1876 *Ammonites acanthicus* OPPEL in DUMORTIER & FONTANNES, p.125, lám.XVIII/fig.5a.
 1879 *Aspidoceras longispinum* SOWERBY in FONTANNES, p.87, lám.12/figs.4a,b.
 1887-88 *Ammonites inflatus binodus* QUENSTEDT, p.1020, lám.116/fig.15, p.1027, lám.117/figs.8,9, p.1028, lám.117/figs.10-12, p.1029, lám.117/fig.13, p.1035, lám.118/fig.9.
 1887-88 *Ammonites inflatus reineckii* QUENSTEDT, p.1026, lám.117/fig.7.
 1887-88 *Ammonites inflatus* QUENSTEDT, p.1029, lám.117/fig.14, p.1030, lám.117/figs.15-17.
 1906 *Aspidoceras euomphaloides* n. sp. BURCKHARDT, p.37, lám.6/figs.5-8.
 1910 *Aspidoceras iphiceroides* WAAGEN in DACQUE, p.24, lám.1/fig.8, lám.4/fig.4.
 1929-30 *Physodoceras binodum* OPPEL in WEGELE, p.89(183), lám.11(15)/fig.3.
 1929-30 *Physodoceras iphicerum* OPPEL in WEGELE, p.89(183), lám.11(15)/fig.4.
 1927-33 *Aspidoceras asymmetricum* sp. nov. SPATH, p.629, lám.118/figs.3a,b.
 ?-1927-33 *Aspidoceras cf. binodum* (QUENSTEDT) OPPEL sp. in SPATH, p.637, lám.119/figs.2a,b.
 1958 *Aspidoceras atavum* (OPPEL) in BUCK, p.48, lám.3/fig.3.
 1958 *Aspidoceras binodum* (OPPEL) in BUCK, p.50, lám.3/figs.4,5.
 1960 *Aspidoceras longispinum* (SOWERBY) sp. indet. in CHRIST, p.119, lám.9/fig.1.
 ? 1978 *Aspidoceras binodum* (OPPEL) in OLORIZ, p.289, lám.24/fig.2.
 1978 *Aspidoceras binodum* (OPPEL) in OLORIZ, p.289, lám.24/figs.3,4.
 1985 *Aspidoceras binodum* (OPPEL) in CHECA, p.54, lám.1/fig.1, lám.2/figs.2-5, lám.3/fig.1.

Material: 1 ejemplar: VB-10 (100).

Diagnosis: Formas de tamaño pequeño a medio con involución moderada. Espiras redondeadas e incluso a veces más anchas que altas. Borde umbilical más o menos marcado según el tipo de espira desarrollada. Dos filas de tubérculos persistentes cuya correspondencia es variable, una periumbilical y la externa algo por debajo de la mitad del flanco.

Descripción: El ejemplar estudiado alcanza un tamaño de 120mm, aunque no es posible saber su tamaño real, dado que se encuentra deformado por un aplastamiento ligeramente oblicuo al plano

ecuatorial. El ombligo es amplio, pero no se puede medir. Sobre el flanco derecho se observan dos filas de tubérculos, la externa aparentemente más alta de lo previsible debido a la deformación. No parece existir una correspondencia exacta entre los elementos de ambas filas de tubérculos. Los tubérculos presentan un relieve considerable, en parte debido al aplastamiento, y entre ellos se pueden reconocer estriaciones correspondientes a las líneas de crecimiento. No existen restos de la línea de sutura.

Discusión y afinidades: Una especie tradicionalmente comparada con *binodum* (OPPEL) es *longispinum* (SOWERBY), pero esta última se desarrolla esencialmente en niveles más modernos. La persistencia de las dos filas de tubérculos y la ausencia de costillas permiten una clara separación de esta especie respecto de otras del mismo género.

Distribución geográfica: Especie muy frecuente en las provincias mediterránea y submediterránea. El ejemplar estudiado proviene del Algarve (perfil de Vale da Burra).

Distribución estratigráfica: En el S de España esta especie se distribuye entre el Oxfordiense superior (Zona Bimammatum) y el Kimmeridgiense medio (Zona Compsum). En otras regiones en las que ha sido reconocida su distribución es muy similar, tal vez alcanzando el Kimmeridgiense medio en las plataformas europeas. El ejemplar estudiado pertenece a la parte superior de la Zona Hypselocyclum, aunque no puede descartarse que fuera la inferior de la Zona Divisum.

Aspidoceras sp. ind.

Material: 9 ejemplares.

Medidas: Se trata de material fragmentario y/o deformado, con un estado de conservación deficiente, al que no se le han podido hacer medidas fiables.

Descripción: La mayor parte del material analizado son restos de individuos en los que la mala conservación impide realizar un estudio en detalle de los mismos. En general son formas de pequeño tamaño (11-40 mm), involutas y de sección redondeada RG-CH(15). Se trata de formas ornamentadas, con dos filas de tubérculos, espaciados, periumbilicales y (?) a medio flanco, en ocasiones con desarrollo de una pseudo-costilla entre elementos de ambas filas (RP-91(26), PL-26R(7), RG-CH(15), SS-4(7), SS-4(Rd)). No se ha podido hacer ninguna observación referente a la línea de sutura.

Discusión y afinidades: En general la mala conservación y/o su tamaño impiden que puedan encuadrarse en una determinada especie. Se han referido al género *Aspidoceras* ZITTEL como determinación conservadora y probablemente podrían representar individuos pertenecientes a *Aspidoceras binodum* (OPPEL), aunque en realidad no puede descartarse que alguna forma pudiera referirse al género *Pseudowaagenia* SPATH.

Distribución geográfica: Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Todos los ejemplares proceden del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota-parte inferior de la Zona Hypselocyclum).

SUBFAMILIA PHYSODOCERATINAE SCHINDEWOLF, 1925

GENERO PSEUDOWAAGENIA SPATH, 1927-31

Especie tipo: *Ammonites haynaldi* HERBICH, 1878.

Descripción: Según Checa (1985), se trata de formas desde semiinvolutas a evolutas de tamaño pequeño a medio y excepcionalmente grande. La sección es algo comprimida o equidimensional y el diseño ovalado o subcuadrático. La ornamentación se compone de 2 filas de tubérculos. En la región periumbilical los elementos se orientan espiniformes y dirigidos hacia el centro del ombligo. La densidad de tubérculos es variable con el desarrollo ontogenético y existen casos de pérdida de alguna fila de estos. Excepcionalmente se desarrolla un surco en poblaciones de mares epicontinentales europeos. Para observaciones sobre la línea de sutura ver Checa (1985).

Observaciones: Se ha comprobado como en general no debe usarse la ornamentación externa como criterio de clasificación a nivel específico, salvo cuando se trata de su posición en el flanco, ya que el mayor o menor desarrollo de la fila lateral de tubérculos se efectúa a nivel intraespecífico.

Discusión y afinidades: En el material estudiado las afinidades se establecen con el género *Aspidoceras* ZITTEL, del que puede diferenciarse en base a una menor simetría entre las filas de tubérculos, así como en la estructura y disposición de estos.

Distribución geográfica: Género frecuente en el Tethys (prov. mediterránea), así como en plataformas periféricas (prov. submediterránea e indomalgache y también se encuentra en la región Sur de Norteamérica (México)).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior - Kimmeridgiense superior (techo Zona Bimammatum - Zona Beckeri).

***Pseudowaagenia micropla* (OPPEL)**

Lám. VIII/fig.1

Sinonimia:

- | | |
|---------|---|
| 1863 | <i>Ammonites microplus</i> OPPEL in OPPEL, p.218, lám.58/figs.4a,b. |
| 1876 | <i>Ammonites haynaldi</i> HERBICH in DUMORTIER & FONTANNES, p.122, lám.XVII/fig.4a, lám.XVIII/fig.2a. |
| 1876-78 | <i>Ammonites (Aspidoceras) acanthicus</i> OPPEL in LORIOL, p.110, lám.17/fig.3. |
| 1876-78 | <i>Ammonites (Aspidoceras) microplus</i> OPPEL in LORIOL, p.118, lám.19/fig.3. |
| 1877 | <i>Ammonites (Aspidoceras) microplus</i> OPPEL in FAVRE, p.63, lám.7/figs.4a,b. |
| 1877 | <i>Aspidoceras microplum</i> OPPEL in GEMMELLARO, p.232, lám.15/figs.11a,b. |
| 1879 | <i>Aspidoceras acanthicum</i> OPPEL in FONTANNES, p.88, lám.12/figs.5a,b. |
| 1879 | <i>Aspidoceras microplum</i> OPPEL in FONTANNES, p.93, lám.12/figs.11,12a,b. |
| ? 1879 | <i>Aspidoceras tenuiculum</i> FONTANNES in FONTANNES, p.99, lám.13/figs.8a-c. |
| 1887-88 | <i>Ammonites inflatus episus</i> QUENSTEDT, p.1021, lám.116/fig.19. |
| 1887-88 | <i>Ammonites microplus</i> QUENSTEDT, p.1022, lám.116/fig.21. |
| 1903 | <i>Aspidoceras microplum</i> OPPEL in CANAVARI, lám.7(32)/figs.4a,b. |

- ? 1912 *Aspidoceras pseudomicroplum* n. sp. in BURCKHARDT, p.79, lám.19/figs.4,6,7,8,10.
- 1927-33 *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL) in SPATH, p.622, lám.122/figs.3a-c.
- 1958 *Aspidoceras microplum* (OPPEL) in BUCK, p.76, lám.5/figs.4,5.
- ? 1966 *Aspidoceras (Pseudowaagenia) microplus* (OPPEL) in ANDELKOVICK, p.80, lám.30/fig.5.
- 1978 *Aspidoceras (Pseudowaagenia) sp. cf. A. (Ps.) microplum* (OPPEL) in OLORIZ, p.315, lám.26/fig.6.
- 1985 *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL) in CHECA, p.116, lám.21/figs.2-6.

Material: 3 ejemplares: RP-74(110), RP-92(101), RP-93/94(23).

Diagnosis: Tamaño pequeño e involución moderada. Espiras ovaladas con región ventral estrecha. Dos filas de tubérculos con pérdida característica de la externa durante la ontogenia. No existe correspondencia entre tubérculos externos e internos.

Descripción: RP-93/94(23) es un ejemplar incompleto de pequeño tamaño (34mm), que probablemente incluya parte de la cámara de habitación. La involución es del 33% y los flancos mantienen un suave arqueamiento, por lo que la sección debió ser ovalada. Los tubérculos de la fila externa son prominentes y tienen una distribución irregular en torno a la mitad del flanco. Los periumbilicales están poco marcados, lo que contribuye a proporcionar la apariencia usual de la cámara de habitación de la especie de Opeel. No es posible precisar observaciones de las vueltas más internas, ni de la línea de sutura.

RP-74(110) es un individuo ligeramente comprimido de unos 30mm. El ombligo es pequeño, lo que unido al comienzo de la tuberculación externa podría indicar que se trata de las vueltas internas de un ejemplar incompleto. Tanto los tubérculos periumbilicales como los 3-4 tubérculos externos conservados son agudos y se alargan radialmente. Se pueden reconocer suaves pliegues de la concha que suelen coincidir con los tubérculos periumbilicales. No hay restos de la línea de sutura. La espira es ovalada y estrecha, pero sin duda está algo aplastada.

RP-92(101) es otro individuo pequeño (24mm) y previsiblemente incompleto, en el que no se observa la línea de sutura. A este diámetro la involución es del 22-23% y se diferencia la fila de tubérculos externos que comienza a 17-18mm.

Discusión y afinidades: El tamaño, su menor involución y el desarrollo relativo de los tubérculos externos permiten una clara diferenciación respecto a otras especies del género. *Aspidoceras sesquinodosum* FONTANNES, se diferencia por la implantación más regular y más temprana de los tubérculos externos.

Distribución geográfica: *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL) ha sido reconocida en áreas mediterráneas y submediterráneas. En la Península ibérica su registro es claramente más abundante en la Cordillera Bética. Es destacable la escasez de citas en Portugal. Marques (1983) figura un único ejemplar del Algarve, procedente de las colecciones de A. Choffat, que sin embargo no puede considerarse que pertenezca con seguridad a la especie de OPPEL. No existen citas recientes ni figuraciones procedentes del N Africa.

Los ejemplares estudiados proceden del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Esta especie se distribuye entre el Oxfordiense superior (Zona Birammatum) y el Kimmeridgiense medio. Según Checa (1985) la máxima frecuencia se registra en

torno al límite Kimmeridgiense inferior-medio en la Cordillera Bética. Citas recientes en Italia (Cecca & Santantonio, 1988; Sarti, 1988) la refieren a la Zona Divisum. Entre los ejemplares estudiados, RP-93/94(23) pertenece a la Zona Divisum, mientras RP-74(110) y RP-92(101) han sido recolectados en la Zona Platynota.

***Pseudowaagenia* sp. ind.**

Material: 6 ejemplares.

Medidas: Ejemplares mal conservados en los que tan sólo en tres de ellos se ha podido medir el diámetro (15-24mm).

Descripción: Se refiere tentativamente al género *Pseudowaagenia* SPATH el ejemplar SS-6(35). Se trata de un individuo de 15 mm de diámetro, algo comprimido simétricamente respecto al plano ecuatorial y que muestra sección ovalada. Es precisamente la simetría de la deformación la que ha decidido a considerar en origen una sección ovalada mejor que redondeada. En todos los casos los aspidoceratiformes estudiados han presentado una deformación con un componente de cizalla reconocible que ha permitido deducir el diseño de la espira. A este tamaño no se observa más que algún que otro ligero engrosamiento periumbilical, y no se han conservado trazas de LS.

Los ejemplares VB-4(56) y VB-10(18) presentan vueltas con tubérculos periumbilicales muy finos y flancos lisos recorridos por estriaciones. El ombligo es reducido (aprox. 20-21%) y dada la conservación del borde umbilical no parece que estén muy aplastados. Al menos el ejemplar VB-10(16) podría referirse a *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL).

El resto de los ejemplares son fragmentos interpretados como *Pseudowaagenia* sp. ind. debido al tipo de flancos y/o tuberculación.

Discusión y afinidades: En realidad no puede descartarse que el ejemplar SS-6(35) se tratara de un núcleo de *Physodoceras* HYATT si la sección fuese esencialmente redondeada. La escasez de ornamentación, sin duda en parte debido al estado de conservación, no puede interpretarse inequívocamente dado que son muy escasas las observaciones en aspidoceratiformes de este tamaño, tanto *Physodoceras* HYATT como *Pseudowaagenia* SPATH presentan individuos en cuyos bordes internos la ornamentación periumbilical puede estar muy debilitada. Interpretando este ejemplar como *Pseudowaagenia* SPATH además habría que considerar la posibilidad de una implantación comparativamente tardía de una segunda fila de tubérculos.

Distribución geográfica: Prebético Central (sector de Segura) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: El ejemplar SS-6(35) procede del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota). El resto proceden del Algarve (S. Portugal), mayoritariamente de la Zona Divisum y un único fragmento de la Zona Platynota.

GENERO PHYSODOCERAS HYATT, 1900

Especie tipo: *Ammonites circumspinosus* QUENSTEDT, 1849.

Descripción: Según Checa (1985) "el género agrupa formas de tamaño pequeño a medio, tanto involutas como semiinvolutas. La sección varía entre equidimensional y muy deprimida, de diseño redondeado o subtrapecial". Los tubérculos son periumbilicales, espiniformes y dirigidos hacia el centro del ombligo. A veces ligeras ondulaciones pueden afectar a la región ventral y el núcleo con frecuencia carece de ornamentación.

Discusión y afinidades: *Orthaspidoceras* SPATH es de mayor tamaño y desarrolla una tuberculación más gruesa que no se orienta hacia el interior del ombligo. *Benetticeras* CHECA desarrolla tubérculos periumbilicales más robustos con amplias depresiones intertuberculares. *Pseudowaagenia* SPATH desarrolla secciones más comprimidas en conchas normalmente más evolutas y con dos filas de tubérculos, al menos en alguna fase de la ontogenia.

Distribución geográfica: Género muy frecuente en el Tethys (prov. mediterránea), así como en plataformas periféricas; prov. submediterránea y subboreal (con distinta frecuencia).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior (base Zona Bimammatum-Zona Divisum).

Physodoceras altenense (D'ORBIGNY)

Sinonimia:

- 1847 *Ammonites altenensis* D'ORB. in D'ORBIGNY, p.537, lám.204/figs.1-3.
 1848-49 *Ammonites inflatus macrocephalus* QUENSTEDT, p.196, lám.16/figs.14a,b.
 1873 *Aspidoceras altenense* D'ORBIGNY in NEUMAYR, p.199, lám.42/figs.2a-c.
 non-1876-78 *Ammonites (Aspidoceras) altenensis* D'ORBIGNY in LORIOL, p.116, lám.17/fig.4a.
 1876-78 *Ammonites (Perisphinctes) circumspinosus* OPPEL in LORIOL, p.119, lám.20/figs.2,3.
 1877 *Ammonites (Aspidoceras) altenensis* D'ORBIGNY in FAVRE, p.66, lám.7/figs.5a,b.
 1877 *Ammonites (Aspidoceras) circumspinosum* QUENSTEDT in FAVRE, p.67, lám.8/figs.2a,b.
 1878 *Aspidoceras circumspinosum* QUENSTEDT in HERBICH, p.177, lám.20/figs.1a,b.
 1879 *Aspidoceras* gr. *Asp. altenense* D'ORBIGNY in FONTANNES, lám.1/figs.9a,b.
 1879 *Aspidoceras* cf. *altenense* D'ORBIGNY var. *periacensis* FONTANNES in FONTANNES, p.95, lám.13/figs.3a,b.
 1879 *Aspidoceras circumspinosum* OPPEL in FONTANNES, p.97, lám.13/figs.4a,b.
 1879 *Aspidoceras diastrophum* FONTANNES in FONTANNES, p.98, lám.13/figs.6a,b.
 1887-88 *Ammonites inflatus macrocephalus* QUENSTEDT, p.1017, lám.116/fig.3, p.1018, lám.116/figs.4,5, p.1019, lám.116/figs.6-8, p.1020, lám.116/figs.9-13,16, p.1021, lám.116/fig.17.
 1905 *Aspidoceras altenense* D'ORBIGNY in DACQUE, p.150, lám.17(4)/fig.2.
 1929-30 *Physodoceras Altenense* D'ORBIGNY in WEGELE, p.87(181), lám.11(15)/fig.1.

- 1929-30 *Physodoceras circumspinosum* OPPEL in WEGELE, p.88(182), lám.11(15)/fig.2.
 1958 *Aspidoceras altenense* (D'ORBIGNY) in BUCK, p.29, lám.1/figs.1,2a,b.
 1958 *Aspidoceras circumspinosum* (OPPEL) in BUCK, p.32, lám.1/figs.3,4a,b.
 1966 *Physodoceras circumspinosum* (QUENSTEDT, 1856) in ANDELKOVICK, p.87, lám.20/fig.4, lám.22/fig.4.
 1968 *Physodoceras sp. nov. aff. altenense* (D'ORB.) in LOREAU & TINTANT, p.354, lám.25/fig.1.
 1978 *Physodoceras altenense* (D'ORBIGNY) in OLORIZ, p.253, lám.21/figs.6a,b.
 1984 *Aspidoceras (Physodoceras) aff. circumspinosum* (QUENSTEDT) in ATROPS & BENEST, lám.1/fig.11.
 1985 *Physodoceras altenense* (D'ORBIGNY) in CHECA, p.138, lám.26/figs.1-4.

Material: 16 ejemplares: RP-71(100a), RP-71(113), RP-72(100), RP-79(3), RP-80(128), RP-86(24), VB-18(45), VB-24(300), PL-6M(47), PL-8T(23), PL-8T(44), NV-16(25), NV-16(26), FA-53(24), FA-75(46), EF-9-10(33).

Diagnosis: Formas involutas de tamaño pequeño a medio. Sección ovalada (más alta que ancha) y RV convexa. Posee una fila de 8 a 12 tubérculos periumbilicales, con suaves ondulaciones sobre el flanco y en la RV.

Descripción: Individuos involutos o pseudoinvolutos, de tamaño pequeño (20-49mm). A causa principalmente del aplastamiento de los ejemplares no se ha podido realizar ninguna medida fiable. La sección se encuentra generalmente aplastada. Ornamentalmente se componen de una fila de tubérculos periumbilicales, espiniformes, entre los que hay una pequeña depresión. En ocasiones, de estos tubérculos parten haces de cóstulas finas y densas que atraviesan ininterrumpidamente la RV y determinan ondulaciones suaves sobre la concha. Pueden existir también costulas intertuberculares que igualmente atraviesan la RV. No se han podido reconocer líneas de sutura.

Discusión y afinidades: La asignación a esta especie obedece a una determinación conservadora, y no puede descartarse definitivamente que pudiesen pertenecer parcialmente a núcleos de *Ph. wolffi* (NEUMAYR). RP-71(100a) y VB-24(300) podrían incluso pertenecer a *Benetticeras* CHECA por el desarrollo de tubérculos comparativamente gruesos y/o relativamente profundos espacios intertuberculares.

Distribución geográfica: Especie frecuente en el ámbito mediterráneo. Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior (excepto Zona Divisum). Los aquí clasificados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Physodoceras sp. ind.

Material: 31 ejemplares.

Medidas: Material fragmentario y deformado al que no se pueden hacer medidas fiables.

Descripción: Se trata de restos de individuos de tamaño pequeño (10- < 60mm), generalmente involutos y de sección redondeada u ovalada. Ornamentalmente son individuos practicamente lisos, aunque en algunos se aprecian débiles costulas finas o estriaciones que atraviesan la RV (RP-71(100b), RP-92(100), VB-5(323), VB-18(100), VB-24I(63), SS-V(22)). Cabe destacar en algunos casos la existencia de una fila de finos tubérculos periumbilicales espiniformes, que dejan entre sí una pequeña depresión (SS-6(27)). No se han podido hacer observaciones sobre la LS.

Discusión y afinidades: La mala conservación hace que no se puedan incluir dentro de alguna especie determinada. Se han incluido en este género debido sobre todo a la ornamentación, compuesta esencialmente por una sola fila de tubérculos periumbilicales, espiniformes, y a la inexistencia de tubérculos laterales, independientemente del tamaño. El ejemplar SS-V(22) a causa de su pequeño tamaño y su ornamentación podría asemejarse a los morfotipos del género *Benetticeras* CHECA. Previsiblemente estas formas podrían incluirse en *Physodoceras altenense* (D'ORBIGNY), especie reconocida en este trabajo y procedente de los mismos niveles, o mejor en el grupo *altenense* D'ORBIGNY-*wolffi* NEUMAYR (especialmente los ejemplares FA-6(21), FA-6(34), FA-14(35) y EF-9-10(43)).

Distribución geográfica: Prebético Central (perfiles de Puerto Lorente, Segura de la Sierra y Navalperal) y Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez). S Portugal (perfiles de Rocha-Pozo y Vale da Burra).

Distribución estratigráfica: Todos los ejemplares proceden del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota-Zona Divisum).

GENERO ORTHASPIDOCERAS SPATH, 1925

Especie tipo: *Ammonites orthocera* D'ORBIGNY, 1847.

Descripción: Según Checa (1985) son formas de tamaño medio a grande y ombligo medio. La sección es variable entre equidimensional, ovalada o ligeramente subtrapecial, y claramente deprimida. La ornamentación consta de una sola fila de tubérculos gruesos y espiniformes, situados sobre el BU o algo por encima, con una orientación perpendicular o algo oblicua al flanco. En ocasiones es característico el desarrollo de costillas que nacen de los tubérculos o de los espacios intertuberculares. Para observaciones sobre la línea de sutura ver Checa (1985).

Discusión y afinidades: *Orthaspidoceras* SPATH se diferencia de *Physodoceras* HYATT esencialmente por la espira más voluminosa, su ornamentación más vigorosa y la posición más externa de los tubérculos.

Distribución geográfica: Género muy frecuente en el Tethys (prov. mediterránea), así como en plataformas periféricas (prov. submediterránea, subboreal y etíope).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior - medio (Zona Divisum - Zona Compsum).

Orthaspidoceras uhlandi (OPPEL)

Lám. VIII/figs.2,3

Sinonimia:

- 1876-78 *Ammonites (Aspidoceras) uhlandi* OPPEL in LORIOU, p.121, lám.19/fig.2.
 1887-88 *Ammonites inflatus quadrifinalis* QUENSTEDT, p.1009, lám.114/fig.1.
 1887-88 *Ammonites inflatus septemfinalis* QUENSTEDT, p.1012, lám.114/fig.2.
 1887-88 *Ammonites inflatus sexfinalis* QUENSTEDT, p.1012, lám.115/fig.1.
 1900 *Aspidoceras Uhlandi* OPP. var. *extuberata* n. var. CANAVARI, p.7 (79), lám.6(25)/fig.1.
 1907 *Aspidoceras aff. orthocera* D'ORBIGNY spec. TOULA, p.70, lám.17/figs.1-3.
 1929-30 *Physodoceras Uhlandi* OPPEL in WEGELE, p.92(186), lám.11(15)/fig.6.
 1958 *Aspidoceras uhlandi* (OPPEL) in BUCK, p.91, lám.7/fig.3.
 1958 *Aspidoceras cf. rafaelsi* (OPPEL) in BUCK, p.94, lám.7/fig.5.
 1966 *Orthaspidoceras zeuschneri zujovici* n. subsp. in ANDELKOVICK, p.83, lám.26/figs.2-5.
 1966 *Physodoceras uhlandi* (OPPEL) in ANDELKOVICK, p.84, lám.22/fig.6, lám.30/fig.1.
 1968 *Aspidoceras (Orthaspidoceras) uhlandi* (OPPEL) in KUTEK, p.567, láms.12,13.
 1975 *Orthaspidoceras quadrifinalis* (QUENSTEDT 1888) in CONTINI & HANTZPERGUE, p.20, lám.3/fig.c, lám.7/figs.4a,b.
 1976 *Aspidoceras (Orthaspidoceras) uhlandi* (OPP.) in FULOP, lám.33/fig.4.
 1978 *Aspidoceras uhlandi* (OPPEL) in OLORIZ, p.284, lám.23/fig.2.
 1979 *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) in SAPUNOV, p.144, lám.43/fig.2.
 1985 *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) in CHECA, p.154, lám.31/fig.1.
 1992 *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) in MARQUES & OLORIZ, p.154, lám.1/fig.1.
 1992 *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) in OLORIZ & RODRIGUEZ-TOVAR, fig.5a.

Material: 2 ejemplares: PL-39A(IV), PL-39A(V).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	TU	TU/D
PL-39A(IV)	16	3.5	7	0.22	0.44	13	0.81
PL-39A(V)	220	74	83	0.34	0.38	7	0.03

Diagnosis: Especie de tamaño grande y ornamentación vigorosa compuesta de tubérculos a medio flanco. Desarrollo desigual de costillas en la parte externa de los flancos.

Descripción: Se trata de 2 ejemplares de muy distinto tamaño (16 y 220mm), con un grado de involución variable (22-34%) y de sección redondeada algo deprimida. Ornamentalmente se componen de una sola fila de gruesos tubérculos desarrollados hacia la mitad del flanco. La densidad y el

espaciado de estos cambia, siendo mucho más denso el ejemplar de pequeño tamaño (TU/D: 0.8-0.03). La RV aunque prácticamente lisa, puede verse atravesada por costillas en alguna fase de la ontogenia, así en el ejemplar PL-39A(IV) existen finas costillas al inicio de la VE, que la atraviesan ininterrumpidamente, mientras en el ejemplar PL-39A(V) parecen desarrollarse costillas de fuerte relieve directamente en correspondencia con los tubérculos. De la LS no se ha podido obtener ningún dato.

Discusión y afinidades: Los 2 ejemplares se asignan sin dificultad a etapas ontogenéticas diferentes de la especie de OPPEL; el ejemplar PL-39A(IV) correspondería a un núcleo, mientras el PL-39A(V) tiene características de adulto con tendencia al desenrollamiento al final de la espira.

Dado el escaso material recolectado no se aborda el problema del nivel de relación taxonómica entre *O. uhlandi* (OPPEL) y *O. garibaldii* (GEMMELLARO). Como es sabido "ambas especies" presentan vueltas internas y medias ornamentalmente indistinguibles y tan solo se diferencian por el desplazamiento periumbilical de los tubérculos en la especie de GEMMELLARO. Es precisamente la posición de los tubérculos en el flanco lo que nos permite referir inequívocamente el ejemplar adulto al tipo de OPPEL.

Distribución geográfica: Especie muy frecuente en el Tethys, especialmente en la provincia mediterránea; poco frecuente en plataformas adyacentes más septentrionales (prov. subboreal). En áreas epicontinentales en el S de Iberia se ha reconocido en el Prebético Central (sector de Cazorla y Algarve (S Portugal). En el N Africa en el Prerif (Marruecos).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior, Zona Divisum (Subzona Uhlandi).

Los ejemplares han sido recolectados en el Kimmeridgiense inferior, Zona Divisum.

FAMILIA ASPIDOCERATIDAE ZITTEL, 1895 emend. CHECA, 1985

GENERO Y ESPECIE INDETERMINADOS

Material: 10 ejemplares.

Descripción: Se trata de individuos incompletos y fragmentados, de tamaño pequeño, involutos, con la sección entre redondeada y ovalada. Ornamentalmente son restos bastante lisos (posiblemente debido en parte a su mala conservación) en los que no se aprecia ningún tipo de ornamentación.

Discusión y afinidades: La mala conservación de los restos impide que se puedan incluir en un determinado género, o incluso en una determinada subfamilia.

Distribución geográfica: Prebético Central y Oriental. Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Estos ejemplares provienen del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

FAMILIA SIMOCERATIDAE SPATH, 1924
SUBFAMILIA IDOCERATINAE SPATH, 1924

GENERO IDOCERAS BURCKHARDT, 1906

Especie tipo: *Idoceras balderum* (OPPEL), 1863.

Descripción: Según Olóriz (1978), se trata de formas de involución variable, con secciones en general ovaladas. Presentan una región ventral estrecha, desigualmente convexa, en ocasiones ocupada por una banda lisa.

Ornamentalmente se componen de costillas bifurcadas simples y a veces no faltan divisiones costales más complejas e incluso residuales-externas-simples. Poseen constricciones y a veces sobre los flancos se produce un desvanecimiento de la costulación en mayor o menor grado.

Para observaciones sobre la línea de sutura ver Olóriz (1978).

***Idoceras balderum* (OPPEL)**

Lám.VII/fig.3

Sinonimia:

- 1863 *Ammonites balderus* OPPEL, p.242, lám.67/fig.2.
1876-78 *Ammonites (Perisphinctes) balderus* OPPEL in LORIOLO, p.94, lám.15/fig.7 (non lám.15/fig.8).
1929-30 *Idoceras Balderus* OPPEL in WEGELE, p.78(172), lám.9(13)/fig.7.
1959 *Idoceras balderum* (OPPEL) in ZIEGLER, p.25, lám.1/figs.3-4.
1963 *Idoceras balderum* (OPPEL) in BARTHEL, lám.4/fig.4.
1977 *Idoceras (Idoceras) balderum* (OPPEL) in ZIEGLER, lám.3/fig.5.
1978 *Idoceras balderum* (OPPEL) in OLORIZ, p.134, lám.11/figs.1a,b.
1983 *Idoceras balderum* OPPEL in MARQUES, p.403, lám.24/fig.2.
1992 *Idoceras balderum* (OPPEL) in OLORIZ & RODRIGUEZ-TOVAR, figs.5b,c.

Material: 2 ejemplares: VB-5(59), PL-35(34).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂
PL-35(34)	55	14.2	22	0.26	0.40	17?	31

Diagnosis: Según Olóriz (1978), se trata de formas de gran tamaño, ombligo medio y sección oval, con RV estrecha. Compuestas de costillas bifurcadas y simples que se engrosan en el BE del flanco. Esta ornamentación se debilita sobre el flanco. Poseen además constricciones y una estrecha interrupción que ocupa la región sifonal.

Descripción: Un ejemplar de tamaño medio (55mm) que presumiblemente corresponde a las vueltas internas de uno de tamaño mayor. Forma semievoluta, cuya altura va aumentando conforme se desarrolla la vuelta externa. Posee una sección ovalada con una estrecha RV. Ornamentalmente se

compone de costillas ligeramente proversas bien marcadas, bifurcadas (en la mitad superior del flanco) y algunas simples intercaladas, ambas aumentando de grosor en el BE del flanco. Posee profundas constricciones.

Un segundo fragmento pertenece a la parte externa del flanco de un individuo recolectado en el Algarve (perfil de Vale da Burra). Se observa el engrosamiento típico de las costillas en la periferia.

Discusión y afinidades: De difícil confusión en ejemplares de gran tamaño, en VI presenta mayor afinidad con otras especies, no obstante su ornamentación ensanchada y roma lo identifica sobradamente.

Distribución geográfica: Cordillera Bética, Portugal (Algarve oriental, región de Sintra), Prerif Interno, SE de Francia y S de Alemania entre otras regiones en Europa. Los ejemplares estudiados se han recolectado en el Prebético Central (Sector de Cazorla) y Algarve.

Distribución estratigráfica: Esta especie se localiza en el Kimmeridgiense inferior, Zona Divisum (horizonte de balderum) para los cortes estudiados en Subbético, Algarve oriental, SE de Francia y S de Alemania. Los ejemplares analizados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

Idoceras sautieri (FONTANNES)

Lám.VII/fig.5

Sinonimia:

- 1876 *Ammonites sautieri* FONTANNES in DUMORTIER & FONTANNES, p.294, lám.16/fig.1, lám.17/fig.1, lám.18/fig.1.
- pars. 1959 *Idoceras sautieri* (FONTANNES) in ZIEGLER, p.26, lám.1/fig.5.
- pars. 1978 *Idoceras sautieri* (FONTANNES) in OLORIZ, p.146, lám.11/fig.4.
- non-1983 *Idoceras sp. aff. Idoceras sautieri* FONTANNES in MARQUES, p.414, lám.20/fig.2.

Material: 2 ejemplares: PL-33(Rd), PL-39(VI).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂
PL-33(Rd)	43	19.2	14.7	0.45	0.34	24?	37?
---	33.5	13.6	10.5	0.41	0.31	20	34

Diagnosís: Formas evolutas de tamaño medio y sección rectangular. Poseen una RV recorrida por una banda lisa. La ornamentación consta de costillas sencillas bifurcadas entre las que se intercalan algunas simples. Las constricciones sólo se reconocen a diámetros inferiores a 25mm.

Descripción: Se han estudiado 2 ejemplares, uno de carácter fragmentario mientras el otro es una forma practicamente completa (PL-33(Rd)).

Son formas evolutas de tamaño medio. Poseen flancos rectos y una RV suavemente arqueada, la sección fluctua entre rectangular o ligeramente ovalada.

Ornamentalmente se compone de fuertes costillas simples y bifurcadas entre las que se intercalan algunas residuales, todas ligeramente proversas. El punto de bifurcación se encuentra aproximadamente hacia la mitad del flanco.

Posee engrosamientos a modo de tubérculos en los extremos de las costillas, en el BE del flanco (PL-33(Rd)), y profundas constricciones.

Discusión y afinidades: Se ha optado por mantener la diferenciación hecha por Dumortier & Fontannes (1876) entre *Ammonites sautieri* y *Ammonites malletianus* y no seguir la clasificación realizada por Ziegler (1959) para estas mismas formas. El ejemplar figurado por Ziegler (1959, lám.1, fig.5) se ajusta mejor al tipo de *Nebrodités malletianus* (FONTANNES) que a *Idoceras sautieri* (FONTANNES). La diferenciación mantenida entre ambas especies es sin duda transitoria y se basa en la existencia de citas recientes de *Nebrodités cf. malletianus* en la Zona Platynota, Subz. Guilhaerandense (Benzaggagh, 1988) y en el hecho de que la distribución estratigráfica de las especies de Fontannes no es suficientemente conocida. La diferenciación entre las 2 formas se puede establecer en organismos completos debido a que en las vueltas internas de *Idoceras sautieri* (FONTANNES) existen bifurcaciones más bajas y mayor número de constricciones y en las vueltas externas las costillas son flexuosas, más fuertes e incluso se mantiene en parte el tipo de división propia de las microconchas consideradas por FONTANNES (lám.17, fig.1). Una cuestión abierta es la estrecha relación que se deduce entre *Idoceras sautieri* (FONTANNES) y *Nebrodités hospes hospes* (NEUMAYR). Esta hipótesis se basa en la misma opinión de Fontannes (1876), en la relación propuesta por Ziegler (1959) entre *malletianus* y *sautieri*, y en las recientes referencias a *N. hospes* y *malletianus* (o formas muy próximas) desde la base del Kimmeridgiense.

Distribución geográfica: Cordillera Bética, Algarve oriental, SE de Francia y S de Alemania. Prebético Central (Sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Para el Subbético se localiza en el Kimmeridgiense inferior (parte superior de la Zona Strombecki - Zona Divisum). En el SE de Francia (Crussol) en la parte superior de la Zona Divisum. Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

Idoceras sp. gr. *sautieri* (FONTANNES)

Sinonimia:

1876	<i>Ammonites sautieri</i> FONTANNES in DUMORTIER & FONTANNES, p.112, lám.16/fig.1, non lám.17/fig.1, lám.18/fig.1.
pars.·1959	<i>Idoceras sautieri</i> (FONTANNES) in ZIEGLER, p.26, lám.1/fig.5.
pars.·1978	<i>Idoceras sautieri</i> FONTANNES in OLORIZ, p.146, lám.11/fig.4.
non·1983	<i>Idoceras</i> sp. aff. <i>Idoceras sautieri</i> FONTANNES in MARQUES, p.414, lám.20/fig.2.

Material: 3 ejemplares: PL-10T(14), SS-19(Rd), NV-6(10).

Medidas: Debido a que se trata de fragmentos no se han podido realizar medidas.

Diagnos: Formas evolutas de tamaño medio y sección rectangular. Poseen una RV recorrida por una banda lisa. La ornamentación consta de costillas sencillas bifurcadas entre las que se intercalan algunas simples. Se reconocen constricciones a diámetros inferiores a los 25mm.

Descripción: El material estudiado se encuentra en estado fragmentario, conservándose parte de las VE de tres formas evolutas de tamaño medio a grande. Los flancos son rectos o ligeramente convexos (PL-10T(14)) y la RV plana o algo arqueada. La sección fluctua entre rectangular y ovalada. Ornamentalmente se componen de fuertes costillas, simples y bifurcadas, ligeramente proversas en el tercio superior del flanco e interrumpidas sobre la RV. Las bifurcaciones son típicas, con una relación a veces no muy clara entre la costilla primaria y una de las secundarias.

Discusión y afinidades: Aunque poseen características propias de *Idoceras sautieri* (FONTANNES), la mala conservación impide una determinación más precisa. Las formas estudiadas recuerdan sin duda la ornamentación previsible en *Nebrodités hospes hospes* (NEUMAYR) de mayor tamaño que el usual. A este respecto conviene recordar las observaciones hechas al tratar *Idoceras sautieri* (ver p. 172).

Distribución geográfica: Prebético Central (Sectores de Cazorla y Segura de la Sierra).

Distribución estratigráfica: Los ejemplares proceden del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Idoceras sp. ind.

Material: 2 ejemplares.

Medidas: A causa de la mala conservación del material estudiado no se han podido realizar medidas fiables.

Descripción: Se han estudiado 2 fragmentos pertenecientes a otros tantos ejemplares evolutos de tamaño medio.

Los flancos son planos aunque en el BE están ligeramente arqueados. La RV es estrecha, suavemente convexa y la sección ovalada.

Ornamentalmente, el ejemplar PL-39(XVI) se compone de costillas bien marcadas simples y bifurcadas, en el tercio superior del flanco, mientras el ejemplar PL-35H(1) sólo posee costillas simples. En ambas formas las costillas son prácticamente radiales, y sólo en el BE del flanco estas se disponen suavemente proversas y desvanecen dando paso a una RV lisa (PL-35H(1)).

El ejemplar PL-39(XVI) posee constricciones que interrumpen la costulación.

Discusión y afinidades: Aunque el mal estado de conservación no permite una clasificación a nivel específico, estos ejemplares por su tipo de costulación se podrían referir al grupo de *Idoceras sautieri* (FONTANNES).

Distribución geográfica: Género ampliamente distribuido en regiones europeas, americanas y africanas. Prebético Central (Sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Los ejemplares recolectados provienen del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

GENERO NEBRODITES BURCKHARDT, 1912

Especie tipo: *Nebrodités (Nebrodités) agrigentinum* (GEMMELLARO), 1872.

Formas evolutas con los flancos más o menos planos y la sección entre subredondeada y ovalada. La región ventral, de amplitud variable, está recorrida por una banda lisa de diferente anchura según los casos y solamente en casos excepcionales la costulación atraviesa la zona sifonal en vueltas externas. Ornamentalmente se componen de costillas simples y bifurcadas en proporción variable según los casos, también pueden existir costillas externas residuales. La densidad y recorrido de estas varía según los ejemplares. Las constricciones, con desarrollo aproximadamente radial, son frecuentes y pueden estar acompañadas de rodetes. Pueden asimismo existir tubérculos en el borde externo del flanco de algunas formas. Para un estudio detallado sobre la línea de sutura ver Olóriz (1978).

Subgénero N. (*Nebrodités*) BURCKHARDT, 1912 in ZIEGLER, 1959

Especie tipo: *Nebrodités (Nebrodités) agrigentinum* (GEMMELLARO), 1872.

Agrupar los *Nebrodités* en cuya CH aparecen costillas bifurcadas y simples en proporción variable.

Nebrodités (Nebrodités) sp. gr. malletianus (FONTANNES)

Sinonimia:

1876 *Ammonites malletianus* FONTANNES in DUMORTIER & FONTANNES, p.115, lám.16/fig.2).

Materal: 2 ejemplares: SS-12(7), NV-16(11).

Medidas: No se han podido realizar medidas a causa de la mala conservación.

Diagnosis: Según Dumortier & Fontannes (1876) posee una concha comprimida de ombligo ancho. Aunque las vueltas internas comienzan siendo subredondeadas, progresivamente se produce un estrechamiento de estas, palpable sobre todo en VE.

Las costillas son casi rectas, ligeramente proversas, bifurcadas hacia la mitad del flanco. Empiezan siendo poco marcadas hasta el tercio superior del flanco, donde se engrosan ligeramente para desaparecer enseguida sobre el contorno externo y dejar una RV lisa de bastante anchura. En VI las costillas son marcadas y se bifurcan de manera más neta aunque no llegan a verse los puntos de bifurcación porque se recubren por vueltas posteriores. En general resulta característico el suave arqueamiento de la costulación.

La CH ocupa algo más de una vuelta.

En cuanto a la LS posee un lóbulo lateral estrecho, alargado, con una silla lateral un poco más alta que la externa, dividida en ramas principales con la interna más elevada. La silla auxiliar es más ancha que la lateral que se divide en dos por un lóbulo lateral accesorio oblicuo.

Descripción: Se han estudiado 2 restos correspondientes a otros tantos organismos evolutos de tamaño medio. En las formas en las que se ha podido observar, los flancos son rectos y la RV plana o ligeramente arqueada, variando la sección de rectangular a ovalada.

Desde el punto de vista ornamental se componen de costillas bifurcadas hacia la mitad del flanco, entre las que se intercalan algunas simples. Destaca el suave pero constante arqueamiento que da costillas proversas desde el borde umbilical. La ornamentación desaparece en el BE del flanco, dando paso a una RV completamente lisa.

Discusión y afinidades: Morfológicamente son organismos muy parecidos a *Idoceras sautieri* (FONTANNES), la diferenciación se ha establecido en base a la existencia de costillas menos flexuosas y menos marcadas en los ejemplares pertenecientes al *gr. malletianus* (FONTANNES).

Es conveniente precisar que debido a la defectuosa conservación no es posible descartar su inclusión en *N. modestiforme* ZIEGLER, que es morfológicamente próximo a *malletianus* y además ha sido recientemente citado en la Zona Platynota del N Africa (Benzaggahg, 1988). La inclusión del ejemplar SS-12(7) es bastante dudosa, pudiendo ser un *Idoceras sautieri* (FONTANNES) o incluso un *Nebrodités (Nebrodités) hospes hospes* (NEUMAYR) de gran tamaño.

Distribución geográfica: SE de Francia (Crussol) y Prerif Interno. Prebético Central (perfiles de Segura de la Sierra y Navalperal).

Distribución estratigráfica: Zona de Ammonites tenuilobatus para Crussol. La distribución para el Prerif Interno es Kimmeridgiense Inferior (Zona Platynota (Subzona Guilherandense) - Zona Divisum). Los estudiados en esta memoria proceden del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Nebrodités (Nebrodités) peltoideus (GEMMELLARO)

Lám.VII/figs.1a,b

Sinonimia:

- 1872 *Simoceras peltoideum* GEMMELLARO, p.47, lám.8/fig.6.
- 1877 *Simoceras peltoideum* GEMMELLARO, p.221, lám.17/fig.4.
- 1887-88 *Ammonites planulafurca* QUENSTEDT, p.982, lám.109/fig.3.
- 1959 *Nebrodités (Nebrodités) peltoideus* (GEMMELLARO) in ZIEGLER, p.37, lám.1/fig.11 pars.
- 1978 *Nebrodités (Nebrodités) peltoideus* (GEMMELLARO) in OLORIZ, p.163, lám.14/fig.5.
- 1983 *Nebrodités (Nebrodités) peltoideus* (GEMMELLARO) in MARQUES, p.464, lám.25/fig.1a,b.

Material: 1 ejemplar: PL-45B(2).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂
PL-45B(2)	150*	80*	46*	0.53*	0.31*	34?	--

Diagnos: Se trata de formas de ombligo amplio y tamaño grande, con la sección rectangular. La costulación está formada por costillas bifurcadas y simples entre las que se intercalan algunas residuales. Poseen constricciones ya en VI que en VE pueden alcanzar el número de 4 por vuelta.

Descripción: Se ha estudiado un ejemplar completo de gran tamaño. Posee una forma evoluta, con los flancos rectos en VI que tienden a ser suavemente convexos hacia VE. La RV es ligeramente arqueada, dando lugar a una sección desde ovalada (más alta que ancha) a redondeada.

Desde el punto de vista ornamental el ejemplar posee una densa costulación compuesta por fuertes costillas simples y bifurcadas (hacia el tercio superior del flanco), entre las que se intercalan algunas residuales hacia el final de la VE. Esta ornamentación, prácticamente radial en todo el flanco, se vuelve ligeramente proversa en su BE, donde desaparece dando paso a una estrecha banda lisa que ocupa la RV. Las costillas primarias aparecen en la parte inferior del flanco, siendo el BU liso. Posee profundas constricciones desarrolladas desde VI.

Discusión y afinidades: El gran tamaño y la fuerte ornamentación lo diferencian claramente de las demás formas estudiadas en este trabajo.

Es una especie estrechamente emparentada con: *grecoi* (CANAVARI), *caffisii* (GEMMELLARO) y *favaraensis* (GEMMELLARO), aunque la sección y ornamentación los diferencia.

Distribución geográfica: Cordillera Bética, C. Ibérica, Algarve oriental, Marruecos, Italia y S Alemania. El ejemplar proviene del Prebético Central (Sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense (parte superior de la Zona Strombecki - parte inferior de la Zona Comsum) para el Subbético. Para el Algarve oriental la distribución es Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclum). En la Cordillera Ibérica ha sido reconocido en la Zona Acanthicum. En Marruecos se registra en Zona Divisum, a base de Acanthicum?. El ejemplar estudiado pertenece al Kimmeridgiense medio (Zona Acanthicum).

Nebrodites (Nebrodites) hospes hospes (NEUMAYR)

Lám.VII/fig.2

Sinonimia:

- 1873 *Perisphinctes hospes* NEUMAYR, p.185, lám.39/fig.3.
 1875 *Ammonites doublieri* D'ORBIGNY in FAVRE, p.34, lám.4/fig.2.
 1876 *Ammonites sautieri* FONTANNES in DUMORTIER & FONTANNES, p.112, lám.17/fig.1, non lám.16/fig.1, lám.18/fig.1.
 1877 *Ammonites (Perisphinctes) allobrogicus* PILLET in FAVRE, p.50, lám.5/fig.4.
 1877 *Ammonites (Simoceras) doublieri* D'ORBIGNY in FAVRE, p.57, lám.7/fig.2, non lám.7/fig.1.
 1876-78 *Ammonites (Simoceras) doublieri* D'ORBIGNY in LORIOL, p.105, lám.16/fig.6, non lám.16/fig.7.
 1887-88 *Ammonites planula gigas* QUENSTEDT, p.976, lám.108/fig.5.
 1887-88 *Ammonites cf. balderus* QUENSTEDT, p.978, lám.108/fig.12.
 1905 *Simoceras cf. malletianum* FONTANNES sp. (*jeune*) in KILIAN & GUEBHARD, p.827, lám.50/fig.1.

- 1905 *Simoceras sautieri* FONTANNES sp. (*jeune*) in KILIAN & GUEBHARD, p.827, lám.50/fig.2.
 1912 *Nebrodités haizmanni* n.sp. in BURCKHARDT, p.89, lám.22/figs.2-4.
 1959 *Nebrodités (Nebrodités) hospes hospes* (NEUMAYR) in ZIEGLER, p.38, lám.1/figs.15,16.
 1978 *Nebrodités (Nebrodités) hospes hospes* (NEUMAYR) in OLORIZ, p.170, lám.14/fig.4.

Material: 95 ejemplares y fragmentos: RP-62(14), RP-62(16), RP-62(48), RP-62(49), RP-64(55), RP-70/71(37), RP-71(103), RP-71(104), RP-71(111), RP-71(114), RP-72(108), RP-72(109), RP-75t(6), RP-75t(65), RP-77(114), RP-77(115), RP-77(117), RP-77(119), RP-90(77), RP-90(200), RP-90(201), RP-90(202), RP-93/94(37), VB-5(301), VB-5(302), VB-5(303), VB-5(304), VB-5(305), VB-5(307), VB-5(308), VB-5(311), VB-5(312), VB-5(319), VB-5(322), VB-5(324), VB-7(13), VB-10(10), VB-10(60), VB-18(49), VB-18(72), VB-18(79), VB-18(92), VB-20(1), VB-20(36), VB-20(84), VB-20(300), VB-20(302), VB-22(16), VB-22(17), VB-24(74), VB-26(13), PL-4(Rd 1), PL-4(Rd 2), PL-5, PL-7T(9), PL-8T(40), PL-9(1), PL-9(2), PL-24N (10), PL-26P(5), PL-26P(7), PL-26P(8), BU-38(20), SS-12(7), SS-12(10), SS-19(Rd), SS-N(1), NV-1(2), NV-6(VI), NV-6(VIII), NV-6(IX), NV-16(2), NV-16(5), NV-16(7), NV-16(22), NV-18(1), NV-21X(1), FA-8(14), FA-10(61), FA-10(303), FA-10(306), FA-12(300), FA-12(302), FA-12(310), FA-12B(6), FA-21-22(1), FA-21-22(6), FA-60(27), FA-147(2), FA-X(21), EF-2(17), EF-2(19), EF-2(28), EF-9-10(26), EF-60(7).

Medidas:

	D	O	O/D	CU ₂	CU
MORFOTIPO A					
RP-72(108)	45/50	18.2	0.404	22-23	44
RP-72(109)	39	15.5	0.398	23	44
RP-77(119)	23	9.7	0.42	20	39
RP-90(200)	43	17.6	0.41	28	
MORFOTIPO B					
VB-20(84)	20	11	0.55		
PL-9(1)	18	8.4	0.47	20	
PL-26P(7)	19.6	11	0.561		
PL-26P(8)	18.3	10	0.546	21	
FA-10(303)	23	14	0.608	18-19	
FA-21-22(6)	24	12.8	0.533	22-21	
FA-60(27)	15	8.5	0.566	17	
FA-147(2)	46.5	22.8	0.49		

FA-X(21)	33	16.6	0.503	25	
MORFOTIPO C					
RP-71(111)	35-36	17	0.478	≈ 20	
RP-93/94(37)	26	12.5	0.48	≈ 20	
VB-5(301)	34.1	17	0.5	24	
	32	16	0.50		
VB-20(1)	37	16.6	0.448		
PL-7T(9)	34	18.5	0.544	20	
PL-26P(5)	≈ 25	15	0.6	≈ 20-21	
NV-1(2)	29	15.6	0.537	20-22	

Diagnos: Formas de pequeño tamaño y ombligo medio a grande. Costulación bifurcada y simple, a veces con cierta desconexión de las costillas secundarias. Región ventral con banda lisa de amplitud media.

Esta especie no parece estar suficientemente bien delimitada y de acuerdo con las sinonimias admitidas se pueden reconocer al menos tres morfotipos que tal vez pudieran dar lugar a reinterpretaciones de la especie de Neumayr. El **morfotipo A** está representado por formas de involución moderada y escaso desarrollo de constricciones (Neumayr, 1873, lám.39, fig.3). El **morfotipo B** tiene su figuración original en Favre (1875, lám.4, fig.2) y representa formas evolutas con mayor o menor desarrollo de constricciones y de costulación esencialmente radial. El **morfotipo C** reúne formas igualmente evolutas pero con una proyección proversa de las costillas secundarias (Kilian & Guebard, 1905, lám.50, figs.1-2).

Descripción: La mayor parte del material estudiado presenta una conservación defectuosa, de ahí que las observaciones se hayan realizado principalmente sobre los ejemplares mejor conservados.

En general se trata de formas evolutas de pequeño tamaño. Los flancos son ligeramente convexos y la RV estrecha. La sección ovalada en la mayoría de los ejemplares. Poseen una costulación bastante sencilla formada por costillas bifurcadas en el tercio superior del flanco si las secundarias están proyectadas hacia la abertura, o bien algo más abajo si son radiales; existen algunas costillas simples intercaladas. En la RV la costulación se desvanece ocupando su lugar una estrecha banda lisa. En VI la ornamentación se compone de fuertes costillas simples y bifurcadas. En ocasiones desde VI se desarrollan constricciones profundas y bien marcadas que pueden interrumpir la costulación por su recorrido ligeramente oblicuo.

En el material estudiado se pueden reconocer sin dificultad los tres morfotipos previamente aludidos. El más frecuente es el **morfotipo C**, seguido del **A** y el **B**. Conviene destacar incluso un cuarto morfotipo que estaría representado por los ejemplares de mayor tamaño (fragmentos correspondientes a individuos de 60-65mm). Este conjunto de formas está preferentemente representado en la parte más joven del rango biostratigráfico reconocido y puede referirse sin grandes dificultades al individuo figurado por Ziegler (1959, lám.1, fig.16).

Discusión y afinidades: Como ya se ha expuesto, el espectro morfológico admitido para esta subespecie es excesivamente amplio. Esto es especialmente delicado cuando los tipos originales de referencia no ofrecen la deseable precisión bioestratigráfica. Entre los morfotipos diferenciados el A parece estar mejor representado en el Algarve, al igual que el conjunto de formas próximas al individuo figurado por Ziegler (1959, lám.1, fig.16). El morfotipo B parece estar mejor representado en el Prebético Oriental. El morfotipo C está ampliamente representado en el margen Sudibérico.

La ausencia de divisiones complejas permite una clara diferenciación respecto a la subespecie *hospes minor* (QUENSTEDT). *N. hospes suteri* (GEYSSANT) es próximo a los morfotipos B y C, especialmente al C, pero su densidad de costillas es claramente superior. *N. macerrimus* (QUENSTEDT) es asimismo una forma pequeña, evoluta y con proyección de costillas, pero resulta comparativamente especializada.

Distribución geográfica: Cordillera Bética, C. Ibérica, Prerif Interno, SE de Francia, S de Alemania y México. Prebético Central (perfiles de Puerto Lorente, Segura de la Sierra y Navalperal), Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Para el Subbético su distribución es Kimmeridgiense inferior (parte superior de la Zona Strombecki - Zona Divisum). En la Cordillera Ibérica el grupo *hospes* NEUMAYR ha sido reconocido ya en la base de la Zona Platynota. En el SE de Francia (Crussol) se ha registrado en la parte superior de la Zona Divisum. Para el Prerif Interno: Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota, Subzona Guilherandense). Los ejemplares estudiados proceden del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota-Zona Divisum).

Nebrodites (Nebrodites) sp. gr. hospes suteri (GEYSSANT)

Sinonimia:

- 1966 *Nebrodites (Nebrodites) hospes suteri n. subsp.* GEYSSANT, p.107, lám.1/figs.2,3,4.
- 1988 *Nebrodites (Nebrodites) hospes suteri* GEYSSANT in BENZAGGAGH, lám.1/fig.4.

Material: 2 ejemplares: VB-20(26), SS-16(Rd).

Medidas:

	D	O	O/D	CU
VB-20(26)	56	29.5	0.526	
	32	16.7	0.521	28
SS-16(Rd)	35	20	0.57	32

Diagnosis: Muy evoluta, sección ovalada, cámara de habitación ocupando 3/4 de la última vuelta de espira. Costulación sencilla de costillas bifurcadas y simples. Constricciones bien desarrolladas. Banda lisa ventral.

Descripción: Formas evolutas de pequeño tamaño. Los flancos prácticamente rectos se arquean ligeramente cerca de la RV. La RV es ovalada. La ornamentación está formada por costillas bifurcadas, en el tercio superior del flanco, y simples intercaladas. Posee más de 50 costillas primarias en la última vuelta. La disposición de las costillas es prácticamente radial hasta el punto de bifurcación, a partir de este adquieren una disposición ligeramente proversa. Existen fuertes constricciones radiales desarrolladas desde VI.

Discusión y afinidades: A pesar de la limitada conservación del material, se puede diferenciar de *Nebrodités (Nebrodités) macerrimus* (QUENSTEDT) por el mayor tamaño, costulación más densa, menos arqueada y menor número de constricciones.

Distribución geográfica: Prerif (Marruecos). Prebético Central (Sector de Segura) y Algarve (Portugal).

Distribución estratigráfica: Para el Prerif su distribución es Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota (Subzona Guilherandense) - Zona Divisum y base de Acanthicum). Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota).

Nebrodités (Nebrodités) sp. gr. agrigentinum (GEMMELLARO)-doublieri (D'ORBIGNY)
Lám. VII/fig.4

Material: 12 ejemplares: VB-3(44), VB-5(39), VB-5(53), VB-5(313), VB-10(8), VB-10(13), VB-10(30), VB-12(18), VB-12(42), PL-33F(5), PL-33F(11), PL-45A(4).

Sinonimia:

- 1850-52 *Ammonites doublieri* D'ORBIGNY, p.351.
 1872 *Simoceras agrigentinum* GEMMELLARO, p.46, lám.VI/figs.7,8.
 1875 *Ammonites randenensis* MOESCH in FAVRE, p.35, lám.4/fig.3.
 1877 *Ammonites (Simoceras) agrigentinus* GEMMELLARO in FAVRE, p.53, lám.5/figs.6,7.
 1877 *Simoceras sartoriusi* GEMMELLARO in GEMMELLARO, p.218, lám.17/fig.5.
 1876-78 *Ammonites (Simoceras) doublieri* D'ORBIGNY in LORIOL, p.105, lám.16/fig.6, non lám.16/fig.7.
 1887-88 *Ammonites cf. randensis* MOESCH in QUENSTEDT, p.977, lám.108/fig.10.
 1959 *Nebrodités (Nebrodités) agrigentinus* (GEMMELLARO) in ZIEGLER, p.33, lám.1/fig.15.
 1966 *Nebrodités (Nebrodités) agrigentinus* (GEMMELLARO) in GEYSSANT, p.105, lám.1/fig.1.
 1966 *Nebrodités sartoriusi* (GEMMELLARO) in ANDELKOVIC, p.93, lám.9/fig.5.
 1966 *Nebrodités agrigentinum* (GEMMELLARO) in ANDELKOVIC, p.93, lám.18/fig.2, lám.30/fig.3?.
 1978 *Nebrodités (Nebrodités) agrigentinus* (GEMMELLARO) in OLORIZ, p.150, lám.14/fig.2.
 1978 *Nebrodités (Nebrodités) doublieri* (D'ORBIGNY) in OLORIZ, p.153, lám.13/fig.4.

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CE
VB-10(13)	16.6	8.3	4	0.5	0.24		
VB-12(18)	20	9.5		0.47			
PL-45A(4)	28.4	15.7	6.7	0.55	0.24	63	84?

Descripción: Formas evolutas de tamaño pequeño a medio, con un ombligo grande y poco profundo. Constan de flancos convexos y una RV ligeramente arqueada, dando lugar a una sección homogénea y redondeada. Poseen una densa costulación de costillas simples y bifurcadas bien marcadas que recorren los flancos prácticamente de forma radial. El punto de bifurcación suele estar en el tercio superior del flanco. Estas costillas se desarrollan hasta la RV, en cuya parte central existe una estrecha banda lisa que no es atravesada por las mismas.

Poseen fuertes constricciones más o menos oblicuas desde VI, en número variable; asociado a las constricciones suele desarrollarse un rodete en la RV.

Discusión y afinidades: Ambas especies, *Nebrodités (Nebrodités) agrigentinum* (GEMMELLARO) y *Nebrodités (Nebrodités) doublieri* (D'ORBIGNY) son muy parecidas. La diferencia más apreciable entre ambas está en la relación entre costillas simples y bifurcadas, mucho mayor en *Nebrodités (N.) doublieri* (D'ORBIGNY), aunque también pueden diferenciarse en la profundidad y en el número de las constricciones.

En el ejemplar PL-45A(4) la relación costillas simples/bifurcadas es prácticamente 2:1, en los demás ejemplares no se han podido realizar medidas fiables.

Dado que son dos especies semejantes se ha preferido referir el material estudiado al *agrigentinum-doublieri* como opción más conservadora. No es posible descartar que la mayoría de los ejemplares obtenidos en el S de Portugal puedan pertenecer al morfotipo B de *N. hospes hospes* (NEUMAYR) pero su posición estratigráfica en niveles superiores de la Zona Platynota ha favorecido la interpretación que se presenta.

Distribución geográfica: Estas especies se han reconocido en la Península Ibérica, SE de Francia, Suiza, Yugoslavia, Italia y Marruecos. Prebético Central (sector de Cazorla) y Sur de Portugal (Algarve).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zonas Hypselocyclum-Divisum) - Kimmeridgiense medio.

Nebrodités (Nebrodités) sp. ind.

Material: 109 ejemplares.

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂
PL-45	19.7	9.8	5.5	0.50	0.33		

SS-10(49)	28	15	8	0.54	0.29	23	
-----------	----	----	---	------	------	----	--

Descripción: En este grupo se ha incluido un gran número de ejemplares de tamaño, forma y ornamentación variables.

En relación al tamaño este fluctúa entre formas de gran tamaño (PLIII-97(1)) y formas muy pequeñas (PL-33F(7), SS-12(9)).

La mayoría de los ejemplares poseen los flancos ligeramente convexos, la RV redondeada y la sección fluctúa entre ovalada y redondeada, aunque existen otros con los flancos prácticamente planos y la RV estrecha dando lugar a una sección de tipo ojival (SS-10(49)).

Una característica común a todos ellos es la presencia de una banda lisa de anchura variable que ocupa la RV y que no es atravesada por las costillas.

La ornamentación se compone de costillas simples y bifurcadas en número variable. En estas, el punto de bifurcación oscila entre la mitad del flanco, aproximadamente, (PLIII-97(1)) y el tercio superior para la mayoría de las formas.

La costulación es fuerte, generalmente radial aunque en algunas formas puede ser ligeramente proversa en el BE (SS-10(49)). La densidad de estas es variable de unas formas a otras. La existencia o no de constricciones puede ser debido a la mala conservación de algunos ejemplares.

Discusión y afinidades: Se han incluido en este grupo todos aquellos ejemplares que debido a su mala conservación no eran fáciles de clasificar, aunque algunos de ellos tentativamente pudieran incluirse dentro de un grupo determinado. Así, las formas menos densas pudieran formar parte de *Nebrodités (N.) sp. gr. hospes hospes* (NEUMAYR) y el ejemplar PL-45(VII) por su morfología y distribución estratigráfica se podría incluir dentro de *Nebrodités (N.) agrigentinum* (GEMMELLARO) aunque no es fácil su clasificación. En general, un tercio del total podría referirse al grupo *N. hospes hospes* (NEUMAYR).

Distribución geográfica: Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Los ejemplares pertenecen al Kimmeridgiense inferior y medio.

Idoceras-Nebrodités sp. ind.

Material: 1 ejemplar.

Medidas: La mala conservación del ejemplar no ha permitido realizar medidas fiables.

Descripción: El resto estudiado pertenece a un ejemplar de tamaño medio, con los flancos convexos, la RV ligeramente arqueada y la sección ovalada.

Ornamentalmente se compone de costillas simples y bifurcadas bien marcadas que hacia el BE se debilitan dejando una RV recorrida por una banda lisa.

La mala conservación no permite hacer un estudio más detallado.

Discusión y afinidades: La morfología general y el tipo de costulación han permitido incluirlo en la familia Simoceratidae sub. Idoceratinae SPATH, aunque la mala conservación no permite clasificarlo a nivel genérico, dudando entre los géneros *Idoceras* BURCKHARDT y *Nebrodités* BURCKHARDT.

Distribución geográfica: Prebético Central (sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

Subgénero N. (*Mesosimoceras*) SPATH, 1925 in ZIEGLER, 1959

Subgénero tipo: *Nebrodites (Mesosimoceras) cavouri* (GEMMELLARO), 1872.

Agrupar aquellas formas de *Nebrodites* en cuya cámara de habitación solamente aparece costulación simple.

"*Nebrodites (Mesosimoceras)*" *hossingense* (FISCHER)

Holotipo: Figurado por FISCHER, 1913, lám.5/fig.22.

Sinonimia:

1913 *Simoceras hossingense* FISCHER, lám.5/fig.22.

Material: 7 ejemplares: RP-82(18), PL-4m(14), PL-6m(29), PL-bas(Rd), SS-2(15), FA-215(68), EF-2(14).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂
RP-82(18)	18.5	10		0.54		18
PL-bas(Rd)	11.5	7	3	0.61	0.26	
SS-2(15)	18.3	11		0.60		16
FA-215(68)	17	10.3		0.605		

Diagnosís: Formas evolutas de tamaño muy pequeño. Ornamentalmente se componen de costillas simples y vigorosas que desarrollan en la parte externa del flanco. En VE se desarrollan pequeños tubérculos espiniformes margino-ventrales.

Descripción: Se han estudiado 7 ejemplares evolutos (54-61%) de muy pequeño tamaño (< 18.5 mm). Los flancos suelen ser planos (sobre todo en VE) o ligeramente convexos. La estrecha RV se encuentra completamente ocupada por una banda lisa que no es atravesada por las costillas. La sección fluctúa entre rectangular y ovalada.

Desde el punto de vista ornamental poseen una costulación vigorosa desde VI, compuesta por costillas simples, espaciadas entre sí y aproximadamente radiales (RP-82(18), PL-bas(Rd), PL-6m(29), SS-2(15), FA-215(68), EF-2(14)). En la última vuelta se intuye el desarrollo cerca del BE de tubérculos espiniformes que flanquean la RV (RP-82(18), SS-2(15), EF-2(14)). Poseen constricciones (al menos en VI) a partir de las cuales suele cambiar el tipo de ornamentación (SS-2(15)).

Discusión y afinidades: Las características generales de estos ejemplares; formas de pequeño tamaño, evolutos, con costillas simples, vigorosas, prácticamente radiales, así como su posición estratigráfica (todos se encuentran en la base de la Zona Platynota) los diferencia de cualquier otra especie de *Nebrodités (Mesosimoceras)* SPATH. El espaciado y la rigidez de la costulación permiten la separación respecto a los morfotipos evolutos de *N. hospes hospes* (NEUMAYR). Por su morfología esta especie se refiere con reservas al género *Nebrodités*.

Distribución geográfica: Península ibérica (Cordillera Ibérica) y S de Alemania. Prebético Central (perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra), Oriental (perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Zona Platynota. En la Cordillera Ibérica; Subzona Orthosphinctes y base de la Subzona Desmoides. Los ejemplares estudiados pertenecen al Kimmeridgiense inferior (base de la Zona Platynota).

***Nebrodités (Mesosimoceras) sp. gr. herbichi* (V. HAUER) - *teres* (NEUMAYR)**

Material: 2 ejemplares: PLII-G(2), NV-86V(1).

Sinonimia:

- 1866 *Ammonites herbichi* n. sp. V. HAUER, p.194.
1871 *Perisphinctes teres* n. sp. NEUMAYR, ps.22 y 25.

Medidas: La mala conservación del material no permite realizar medidas fiables.

Diagnos: Formas de tamaño medio a grande, con flancos planos. La sección oscila entre rectangular (para las formas similares a *Nebrodités (M.) herbichi* (V. HAUER)) y cuadrada (para *Nebrodités (M.) teres* (NEUMAYR)). La ornamentación consta de costillas simples que se engrosan en el BE, apareciendo tubérculos. Una banda lisa recorre la RV.

Descripción: Se ha estudiado un molde de un ejemplar evolutivo de tamaño medio a grande, con los flancos prácticamente planos, así como una región ventral. Ornamentalmente se observa una costulación vigorosa y espaciada formada por costillas simples que hacia el BE del flanco desarrollan un engrosamiento a modo de tubérculo.

No se reconocen constricciones. En el fragmento de RV se observa la tendencia al engrosamiento de los extremos de las costillas que precede al desarrollo de tubérculos propiamente dichos.

Discusión y afinidades: La morfología general y su posición estratigráfica permiten la inclusión dentro del *gr. herbichi-teres* sin mayores precisiones. No ha sido posible diferenciar entre *Nebrodités (M.) herbichi* (V. HAUER) y *Nebrodités (M.) teres* (NEUMAYR) debido a que las características diferenciadoras entre estas especies (forma de la sección, tamaño del ombligo...) no se han podido analizar.

Distribución geográfica: Formas de este grupo se han reconocido en el S de Alemania, Suiza, SE de Francia, Austria, Península ibérica y N de África. Las estudiadas provienen del Prebético Central.

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Strombecki y equivalente- Zona Divisum) y parte basal del Kimmeridgiense medio.

Nebrodites (*Mesosimoceras*) sp. ind.

Material: 3 ejemplares.

Medidas: Debido a la mala conservación no se han podido realizar medidas.

Descripción: Se trata de ejemplares fragmentarios de tamaño medio y grande. Son formas evolutas en las que no se aprecian constricciones. Las costillas son simples, bien marcadas y tienden al engrosamiento hacia el BE del flanco (PL-35(35)); a partir de ahí la costulación se desvanece dejando una RV lisa.

Discusión y afinidades: Se han asignado al subgénero *Mesosimoceras* SPATH porque ornamentalmente se componen sólo de costillas simples bien marcadas (con tendencia al engrosamiento).

El ejemplar PL-33F(8) podría incluirse, por su costulación y tamaño, a la especie *Nebrodites* (*Mesosimoceras*) *teres* (NEUMAYR).

Distribución geográfica: Prebético Central (sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

FAMILIA ATAXIOCERATIDAE BUCKMAN, 1919-21

SUBFAMILIA ATAXIOCERATINAE SPATH, 1927-31, emend. ZEISS, 1968

Los Ataxioceratinae, perisphinctidos del Jurásico superior, son unos de los grupos de ammonites más complicados de clasificar debido a la frecuencia con que se han registrado fenómenos de recurrencia morfológica. La dificultad de identificación llega al extremo de que actualmente es reconocida la necesidad de interpretar los fenotipos dentro de un determinado esquema evolutivo, el cual, junto a un control del registro, tan preciso como este sea posible, permita reconocer el significado bioestratigráfico en cada caso. Además, la necesidad de analizar la ontogenia en su conjunto hace que estos ammonites ofrezcan dificultades prácticamente insalvables cuando se trabaja sobre material fragmentario.

En el contexto de los comentarios anteriores debe considerarse el estudio realizado. En efecto, en los afloramientos estudiados la fauna de ammonites no es precisamente abundante y los Ataxioceratinae se encuentran, además, incompletos y su conservación no permite una fácil distinción de los fragmoconos. Todo ello determina las limitaciones del estudio que se presenta, el cual, aunque representa un avance significativo respecto a la información anterior, deberá ser completado con estudios posteriores, los cuales, en parte, se encuentran en curso de realización.

GENERO ORTHOSPHINCTES SCHINDEWOLF, 1925

Especie tipo: *Ammonites tiziani* OPPEL, 1863, p.246, figurado en Wegele (1929-30, lám.1/fig.4).

Tamaño pequeño a grande. Involución moderada a baja. Espiras con sección redondeada a ovalada. Ornamentación de costillas bifurcadas, poligiradas y divisiones más complejas con mayor o menor tendencia al desvanecimiento de las costillas en torno a la mitad de los flancos. Frecuencia variable de costillas externas residuales. Raras costillas simples. Nunca se desarrollan dobles bifurcaciones reales. Desarrollo variable de constricciones y formaciones parabólicas. Peristoma simple o pedunculado.

De acuerdo con Atrops (1982) se reconocen los subgéneros microconchas *Orthosphinctes* (SCHINDEWOLF, 1925) y *Ardescia* (ATROPS, 1982), y el macroconcha *Lithacosphinctes* (OLORIZ, 1978). Para información general, sinonimia y revisiones recientes ver Schairer (1974), Olóriz (1978) y Atrops (1982).

Subgénero O. (*Orthosphinctes*) SCHINDEWOLF, 1925

Especie tipo: *Ammonites tiziani* OPPEL, 1863, p.246, figurado en Wegele (1929-30, lám.1/fig.4).

Microconchas de tamaño pequeño a medio. Evolutivo. Costulación bifurcada-poligirada dominante con desarrollo variable de costillas residuales externas. Curva de costulación creciente. Índice costal bajo. Peristoma pedunculado.

Orthosphinctes (*Orthosphinctes*) *polygyratus* (REINECKE)

Lám.III/fig.2; Lám.V/fig.1

Sinonimia:

- | | |
|-------------|--|
| 1818 | <i>Nautilus polygyratus</i> REINECKE, p.73, figs.45-46. |
| 1876-78 | <i>Ammonites (Perisphinctes) polygyratus</i> (REINECKE) in LORIOU, p.61, lám.7/fig.1. |
| non-1929-30 | <i>Perisphinctes wemodingensis</i> WEGELE, p.56(150), lám.3(7)/fig.4. |
| 1961 | <i>Perisphinctes (Orthosphinctes) polygyratus</i> (REINECKE) in GEYER, p.21, lám.1/fig.4. |
| 1961 | <i>Lithacoceras (Progeronia) pseudopolypliocoides n.sp.</i> GEYER, p.33, lám.8/fig.3 |
| 1974 | <i>Perisphinctes (Orthosphinctes) polygyratus</i> (REINECKE) in SCHAIRER, p.51, lám.6/figs.1-11. |
| ?-1978 | <i>Orthosphinctes polygyratus</i> (REINECKE) in ROZAK & BROCHWICZ-LEWINSKI, lám.2/fig.1. |
| ?-1978 | <i>Orthosphinctes (Orthosphinctes) aff. polygyratus</i> (REINECKE) in WIERZBOWSKI, lám.8/fig.2. |
| 1978 | <i>Orthosphinctes polygyratus</i> (REINECKE) in OLORIZ, p.386, lám.37/figs.1-3, ?lám.38/fig.3. |
| 1982 | <i>Orthosphinctes (m. Orthosphinctes) polygyratus</i> (REINECKE) in ATROPS, p.51, lám.11/figs.1-3, lám.12/figs.1-4, lám.13/figs.1-3, lám.14/figs.1,2, lám.16/figs.1,3. |
| 1982 | <i>Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus</i> (REINECKE) <i>morphotype pseudopolypliocoides</i> GEYER in ATROPS & BENEST, lám.1/fig.3. |

- 1983 *Orthosphinctes* (*m. Orthosphinctes*) *polygyratus* (REINECKE) in MARQUES, p.316, lám.9/figs.2,6.
 1985 *Orthosphinctes polygyratus* (REINECKE) in SARTI, p.323, lám.2/fig.2.
 1985 *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) in SCHAIRER, p.7, lám.1/figs.1-5.
 1987 *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) in PAVIA, BENETTI & MINETTI, p.67, lám.4/fig.2.

Material: 9 ejemplares: RP-64(101), RP-70/71(6), RP-71↓(102), RP-71(115), RP-72(104), RP-74(128), RP-77(103), RP-77(106), FA-12(1).

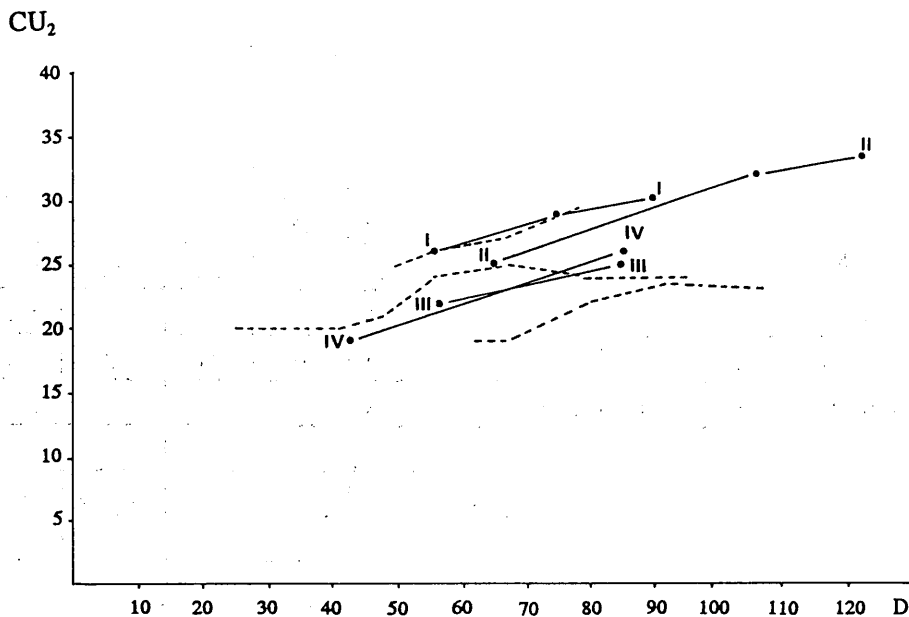
Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	IC	C
RP-64(101)	123	56.2	39	0.46	0.32	63	33	2.1	>3
	106	47	33	0.44	0.31		32	2.1	3-4
	65	32	19	0.49	0.29		25		>3
RP-70/71(6)	59	25.2	20	0.43	0.34	46	24	2.3	>3
RP-71(115)	96.5	43	31.5	0.45	0.33			2.9	>4
	65	28	22	0.43	0.34				
RP-72(104)	85.5	41.5	23	0.49	0.27		26	2.4-2.5	>2
	43	23	13	0.53	0.30		19		>2
RP-74(128)	85	37	27	0.44	0.32	48	25	2.6	
	57	26	20	0.66	0.35		22		
RP-77(106)	90	38	28	0.42	0.31	54	30	3.1	5-6
	85					52-53		3	
	75	29	24	0.386	0.32	52	29	2.8	
	56	19	21	0.34	0.37	46	26	2.4	>2
FA-12(1)	120-125	53*		0.43*			28-29	2.7	

Diagnosis: Tamaño medio. Evoluto. Curva de costulación creciente con índice de costulación igualmente creciente, pero con ralentización o con ligera caída final. Costillas bifurcadas o poligradas con número variable de residuales externas. Constricciones y formaciones parabólicas de número variable. Peristoma pedunculado.

Descripción: Individuos de tamaño pequeño a medio y de ombligo amplio (>40% a más de 70-80 mm). El borde umbilical está más o menos marcado según los distintos morfotipos, al igual que la muralla umbilical. La sección oscila entre subredondeada y ovalada. La costulación fluctúa entre el mantenimiento de las bifurcadas con escasas residuales hasta el final del crecimiento y la incorporación de poligradas con residuales en estadios avanzados. En cualquier caso los ángulos de división son

agudos. Existen constricciones más o menos marcadas que se acompañan de un reborde anterior prominente y que interrumpen el patrón ornamental de manera variable. El peristoma sólo se ha observado en RP-71 ↓ (102), el cual conserva la constricción preperistomal con su reborde anterior prominente, una o dos costillas preorales y el cuello amplio que da paso a las expansiones laterales del peristoma y a una moderada elevación ventral. Las orejillas son anchas y de longitud media.



I.- RP-77(106), II.- RP-64(101), III.- RP-74(128), IV.- RP-72(104)

Fig. 69.- Curva de costulación a media vuelta para *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) *polygyratus* (REINECKE). Se comparan con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

Discusión y afinidades: Especie en la que se admite un espectro muy amplio de variabilidad. Schairer (1974) propone la interpretación más amplia de la especie de REINECKE. Olóriz (1978) acepta el planteamiento de Schairer (1974) y establece una subdivisión en morfotipos. Atrops (1982) mantiene un esquema similar estabilizando algunos morfotipos para el SE Francia y tal vez reduce la amplitud de esta especie en trabajos posteriores. Dada la enorme variabilidad admitida, tan solo algunas "especies" tradicionales se mantienen separadas, especialmente en base a criterios preferentemente estratigráficos. Sin entrar en detalles mayores, *O. tiziani* (OPPEL) podría separarse para las formas en las que el contacto entre costillas primarias y secundarias no está bien establecido. *O. freybergi* (GEYER) daría cabida a individuos de costulación más densa y a veces sinuosa. Las distintas especies de Choffat (1893) pueden presentar mayor densidad de costulación en VI y parecen restringirse al Oxfordiense superior.

Debido a la amplísima variabilidad admitida, es frecuente que distintos autores utilicen la misma especie de Reinecke con ligeras diferencias, por lo que algunas de las "especies" admitidas de la sinonimia pueden ser reutilizadas. Según esto, sólo se han referido a esta especie aquellas formas

cuya conservación permitía una interpretación sin mayores dificultades. Existe un gran número de individuos y fragmentos que se determinaron como *Orthosphinctes sp.* y/o *Orthosphinctes/Ardescia sp.* que podrían pertenecer a la especie que se discute. Entre los ejemplares descritos se reconocen individuos que se ajustan al *morfotipo colubrinus* REINECKE, *morfotipo polygyratus* REINECKE y *morfotipo triplex* QUENSTEDT-*pseudopolylocoides* GEYER. Asimismo se han reconocido fragmentos, en los que no es fácil diferenciar si se trata de restos de *O. (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) o de *O. (Ardescia) enayi* ATROPS.

Distribución geográfica: Especie ampliamente reconocida en el Tethys occidental, tanto en medios epicontinentales como epioceánicos.

Distribución estratigráfica: Oxfordiense superior (Zona Bimammatum-Zona Planula)-Kimmeridgiense inferior (exclusivamente Zona Platynota en medios epicontinentales y niveles algo más altos en medios epioceánicos).

Orthosphinctes (Orthosphinctes) freybergi (GEYER)

Sinonimia:

- 1961 *Lithacoceras (Progeronia) freybergi n.sp.* GEYER, p.34, lám.8/fig.1.
- 1974 *Perisphinctes (Orthosphinctes) freybergi* (GEYER) in SCHAIRER, p.59. lám.7/fig.1.
- 1978 *Orthosphinctes (Orthosphinctes) freybergi* (GEYER) in WIERBOWSKI, lám.8/fig.1.
- 1982 *Orthosphinctes (m. Orthosphinctes) freybergi* (GEYER) in ATROPS, p.59, lám.15/fig.1-2, lám.19/fig.4.
- 1983 *Orthosphinctes (m. Orthosphinctes) cf. freybergi* (GEYER) in MARQUES, p.309, lám.9/figs.3,7.

Material: 1 ejemplar: RP-74(109)

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	IC	C
RP-74(109)	102	49	31	0.48	0.30	28	2.2	>3

Diagnosis: Tamaño medio. Evoluta. Costulación densa con elementos triples e índice costal bajo, sin formaciones parabólicas aparentes. Peristoma pedunculado.

Descripción: Ejemplar adulto con dos constricciones anchas en el último cuarto de la vuelta externa y modificación final de las costillas que se interpreta como modificación preoral. Sólo se conserva la mitad del molde interno, revelando un ombligo amplio (48%) y relativamente profundo con murallas verticalizadas. La costulación en VI es densa, rígida y no se observan los puntos de división. En las VE las divisiones descienden algo en el flanco y las costillas se hacen menos rígidas. Los ángulos de división son agudos y apenas se reconocen costillas residuales externas. En la mitad conservada de la última vuelta se observan tres constricciones y al menos en una de ellas aún se reconocen trazas de un peristoma transitorio con orejilla corta y ancha.

Discusión y afinidades: En esta especie se reúnen individuos de costulación sencilla y densa con índice costal comparativamente bajo en relación con el alcanzado por *O. (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) y *O. (Ardescia)* en la parte inferior de la Zona Platynota. En estos niveles estratigráficos *O. (Ardescia)* muestra además costillas primarias más espaciadas. El *morfortipo colubrinus* (REINECKE) de *O. (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) es mucho más evolutivo y sus espiras tienen secciones redondeadas. El ejemplar descrito presenta constricciones similares al original de Geyer (1961, lám.8, fig.1) y las inflexiones de las costillas preorales recuerdan a las desarrolladas por el individuo figurado por Atrops (1982, lám.19, fig.4).

Distribución geográfica: Especie reconocida en Alemania, SE Francia y Portugal. El ejemplar descrito procede del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: En Alemania se ha citado en el Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota). En Francia y Portugal se ha registrado en el Oxfordiense superior (Zona Planula en el SE Francia y Bimammatum-Planula en Portugal). El ejemplar descrito procede del Kimmeridgiense inferior, parte inferior de la Zona Platynota.

Subgénero *O. (Ardescia)* ATROPS, 1982

Especie tipo: *Ataxioceras desmoides* WEGELE (1929-30, p.64, lám.6/fig.4)

Microconchas de tamaño pequeño a medio. Se diferencia del subgénero *Orthosphinctes* por la inflexión de la curva de costulación y/o el desarrollo de un índice costal más alto en las formas más típicas.

Orthosphinctes (Ardescia) desmoides desmoides (WEGELE)

Lám.II/figs.4a,b

Sinonimia:

- ?·1840-76 *Ammonites subfascicularis* D'ORBIGNY, p.119, lám.30/figs.1,2.
- 1887 *Ammonites (Perisphinctes) lothari* OPPEL in PILLET, p.78, lám.1/figs.7-8.
- 1905 *Perisphinctes inconditus* FONTANNES in KILIAN & GUEBHARD, p.826, lám.48/fig.2.
- 1929-30 *Ataxioceras desmoides n.sp.* WEGELE p.64(158), lám.6(10)/fig.4.
- 1929-30 *Ataxioceras sp. juv. (Desmoides-Gruppe)*, WEGELE, p.67(161), lám.6(10)/figs.6-7, lám.7(11)/fig.1.
- 1961 *Ataxioceras (Parataxioceas) desmoides* WEGELE in GEYER, p.79, lám.16/fig.3.
- 1961 *Lithacoceras (Lithacoceras) virgatoides* (WEGELE) in GEYER, p.30, lám.9/fig.5.
- 1974 *Ataxioceras (Parataxioceas) desmoides* WEGELE in SCHAIRER, p.73, lám.9/figs.8-10.
- pars·1974 *Ataxioceras (Parataxioceas) inconditum* (FONTANNES) in SCHAIRER, p.67, lám.8/figs.1,3?,4?,6?.
- 1975 *Parataxioceas desmoides* WEGELE in MAUBEUGE, p.287, fig. G2.944.
- 1977 *Ataxioceras (Parataxioceas) desmoides* WEGELE in SAPUNOV, lám.1/fig.1.
- ?·1977 *Ataxioceras (Parataxioceas) lautum* SCHNEID in SAPUNOV, lám.2/fig.1.

- ?-1978 *Ataxioceras (Parataxioceras) desmoides* (WEGELE) in OLORIZ, p.379, lám.36/figs.1-2.
- 1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE) in ATROPS, p.75, lám.1/fig.5-6, lám.4/fig.6, lám.18/fig.3, lám.26/fig.2-3, lám.27/fig.2-3, lám.35/fig.2-3.
- 1982 *Orthosphinctes (Ardescia) cf. desmoides* (WEGELE) in ATROPS & BENEST, lám.1/fig.2.
- 1986 *Orthosphinctes (Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE) in ATROPS & MARQUES, lám.1/fig.2.

Material: 5 ejemplares: RP-74(107), RP-77(105), RP-80(113), RP-80(115), RP-80(300).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	IC
RP-74(107)	38	14	14	0.368	0.368	28-29	
RP-80(113)	81	36	25	0.44	0.31	25	
	70-75*						3.5-3.6
RP-80(300)	105	46.5*	31	0.442	0.295	19-20	4-4.2

Diagnosis: Tamaño medio. Evolutivo. Costillas bifurcadas, poligiradas y residuales externas intercaladas. Curva de costulación decreciente a partir de diámetros pequeños e índice costal creciente. Formaciones parabólicas poco desarrolladas. Peristoma pedunculado.

Descripción: Individuos incompletos que muestran varias fases de desarrollo ontogenético. Son formas en general evolutas (>40%) y sólo el individuo de menor tamaño (RP-74(107)) presenta una involución más moderada (36-37%). El borde umbilical es redondeado y la verticalizada muralla permite una altura apreciable. La ornamentación está compuesta por costillas que se bifurcan algo por encima de la mitad del flanco. En VI son esencialmente bifurcadas con ángulos pequeños, aunque puede observarse algún elemento simple que además condiciona la aparición de raras costillas residuales externas (RP-74(107)). Hacia vueltas medias y final del fragmocono las residuales son más frecuentes e inducen divisiones poligiradas al conectar con las divisiones principales (RP-80(113), RP-80(115)). Esta fase se mantiene hasta el final del crecimiento, a veces con cierto aumento de las costillas externas (RP-80(300)), o bien se produce una caída variable de la densidad de las costillas primarias; en este caso el índice costal aumenta notablemente (RP-77(105)). Las constricciones tienen un desarrollo muy variable según los individuos. La región peristomal se conserva en RP-77(105). En este individuo el final del crecimiento viene marcado por un cuello amplio rematado por un reborde anterior prominente, que dará paso a una orejilla ancha y de longitud media.

Discusión y afinidades: Probablemente es la subespecie más frecuente y mejor distribuida. *O. (Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE) se diferencia de *O. (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) por un mayor índice costal. El menor tamaño lo separan claramente de *O. (Ardescia) desmoides quenstedti* ATROPS. Otras subespecies de tamaño similar tienen índice costal menor y suelen proceder de niveles estratigráficos algo más jóvenes. *O. (Ardescia) schaireri* ATROPS presenta menor tamaño y más constricciones.

Existe un cuantioso material más o menos fragmentario que se ha referido como *O. (Ardescia) sp. gr. desmoides* (WEGELE) en la distribución faunística de los perfiles; en gran parte o en su mayoría pueden pertenecer a esta subespecie.

Distribución geográfica: Subespecie reconocida en S Alemania, SE Francia, Portugal, España y N Africa. Los ejemplos estudiados proceden del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior, parte media de la Zona Platynota (Subzona Guilhaerandense).

Orthosphinctes (Ardescia) desmoides debelmasi ATROPS

Sinonimia:

1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) desmoides debelmasi nov. subsp.* in ATROPS, p.83, lám.3/figs.6,7, lám.17/figs.1,4-5, lám.18/fig.2, lám.19/figs.2,5-6.

Material: 3 ejemplares: RP-80(108), RP-80(125), RP-92(250).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	IC
RP-80(125)	61	27.5		0.45			
	55	24	15	0.436	0.31	24	2.3
	49	20	15	0.406	0.31		2.3

Diagnos: Talla relativamente pequeña (60-70 mm), evoluta, constricciones generalmente bien desarrolladas y numerosas en la cámara de habitación, pero raras en el fragmocono. Curva de costulación decreciente desde 30-35 mm. Índice costal pequeño. Relación O/H > 1. Peristoma pedunculado.

Descripción: Ejemplares más o menos incompletos, de costulación sencilla, con un número de constricciones variable y sin desarrollo de formaciones parabólicas. RP-80(108) representa individuos de costulación más irregular en los que las constricciones están mejor desarrolladas. RP-80(125) representa formas de costulación más regular. En ambos casos el ombligo es amplio, de profundidad moderada y presenta un borde umbilical redondeado. La costulación es proversa y bifurcada. Existen escasas costillas residuales.

Discusión y afinidades: *O. (Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE) tiene más costillas externas (IC mayor). Los ejemplares estudiados se acomodan mejor entre las poblaciones de costulación más regular en el SE de Francia. *O. (Ardescia) schaireri* ATROPS es más evoluta.

Distribución geográfica: SE de Francia, S de Alemania, Península ibérica (C. Ibérica) y Marruecos. Los ejemplares estudiados proceden del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota, Subzona Desmoides-base Subzona Guilhaerandense).

Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. gr. desmoides (WEGELE)

Lám.II/fig.3

Material: 9 ejemplares: RP-74(108), PL-5t(32), PL-7t(8), PL-7t(17), PL-8t(2), PL-8t(12), SS-8(42), SS-8(49), SS-10(38).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂	IC
PL-5t(32)	39.2	15	14	0.38	0.36	28	68	2.7
	36.6	14	13	0.38	0.36	30	71	2.7
	28	10.8	10.4	0.39	0.37	24	52	2.1
PL-7t(8)	35.9	14.2	11.4	0.40	0.32	28	78	3
PL-8t(2)	25	9.5	8.7	0.38	0.348	23	56	2.4-2.5
PL-8t(12)	39.2	17.1	13	0.43	0.33	31	73	2.8

Diagnosis: Tamaño pequeño. Evoluta. Costulación fina y densa con índice costal relativamente alto. Peristoma pedunculado.

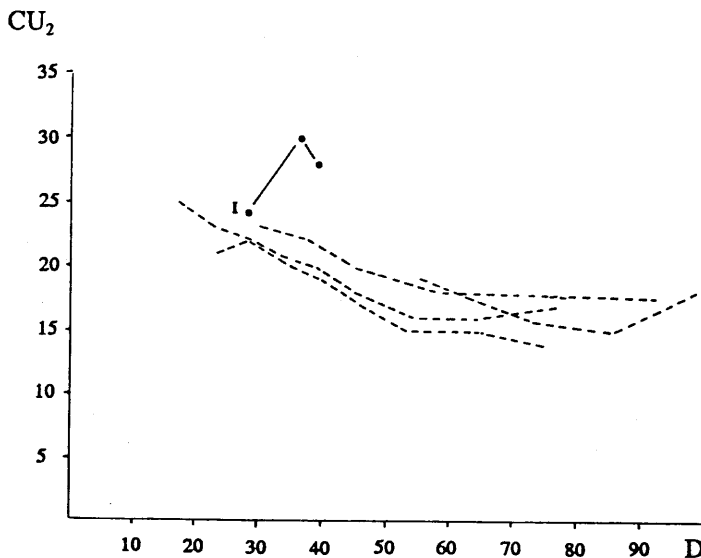
Descripción: El material recolectado son individuos incompletos y fragmentos que por su peculiar ornamentación se separan con claridad de cualquier especie conocida en el mismo nivel estratigráfico. Son individuos de ombligo amplio (38-43%) con borde umbilical redondeado y muralla ligeramente inclinada. No es posible precisar el diseño de la sección por el aplastamiento que afecta a todos los ejemplares. La ornamentación está compuesta de costillas finas que se bifurcan en el tercio externo del flanco según ángulos agudos. Existen residuales externas intercaladas cuyo número aumenta de una a dos cuando las costillas secundarias tienden a perder contacto con la primaria correspondiente. Este carácter se desarrolla hacia diámetros mayores y presumiblemente hacia las proximidades del peristoma. En esa zona preoral las costillas se hacen extraordinariamente finas, secundarias y primarias, se paralelizan y se acentúa la tendencia a formar conjuntos de costillas muy delicadas que ocupan todo el flanco. En esta fase se desarrollan constricciones anchas pero no profundas y la ornamentación se hace más sinuosa. La variedad observada afecta a la densidad de la costulación y al mayor o menor desarrollo de constricciones, de manera que en los tipos más densos (PL-8t(12)) pueden producirse dobles bifurcaciones bajas episódicamente, acentuando el aspecto de *A. (Schneidia)* que pueden alcanzar estas formas.

Discusión y afinidades: Cualquier especie conocida de *O. (Ardescia)* procedente del mismo nivel estratigráfico posee una ornamentación más vigorosa. Es curiosa la convergencia que puede alcanzarse con las formas más tardías de este subgénero en la Zona Platynota. *O. (Ardescia) schaireri* ATROPS y *O. (Ardescia) thieuloyi* ATROPS poseen índices costales diferentes y constricciones y/o formaciones parabólicas que las separan fácilmente.

Cabe la posibilidad de que las formas descritas se relacionen, al menos morfológicamente, con variedades extremas del grupo de *O. (Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE). Por el momento se ha admitido un notable espectro de variabilidad para esta nueva especie del grupo *desmoides* (WEGELE), pero existe el convencimiento de que podrá aplicarse una selección mayor en el futuro. Un estudio más preciso sólo será posible con un material más abundante y mejor conservado.

Distribución geográfica: Los ejemplares descritos provienen del Prebetico Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra) y Algarve (perfil de Rocha-Pozo).

Distribución estratigráfica: Zona Platynota, parte inferior de la Subzona Desmoides.



I.- PL-5t(32)

Fig. 70.- Curva de costulación a media vuelta para *Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. gr. desmoides* (WEGELE). Se compara con algunos ejemplares de *Orthosphinctes (Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE) pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

Orthosphinctes (Ardescia) sp. gr. desmoides quenstedti ATROPS-enayi ATROPS

Sinonimia:

- 1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) desmoides quenstedti nov. subsp.* in ATROPS, p.71, lám.5/figs.1,5, lám.6/fig.11, lám.28/fig.4.
- 1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) enayi nov. sp.* in ATROPS, p.65, lám.17/figs.2-3, lám.18/figs.1,4.

1982 *Orthosphinctes (Ardescia) aff. desmoides quenstedti* ATROPS in ATROPS & BENESE, lám.1/fig.1.

Material: 11 ejemplares: RP-74B(1), RP-79B(3), RP-80(107), PL-4(II), PL-4m(23), PL-4m(30), PL-5t(22), PL-5t(25), PL-6m(10), PL-6m(27), PL-Rd-3 ↓.

Descripción y discusión: Nueve fragmentos pertenecientes a individuos evolutos de más de 110-120mm de diámetro. En algunos de ellos la ornamentación es vigorosa y las costillas primarias no se debilitan en su recorrido. El patrón de la costulación es de costillas bifurcadas con dos o tres residuales externas intercaladas. En ocasiones se observan divisiones poligiradas. Las constricciones son anchas y poco profundas y presentan un rodete final que puede ser preperistomal. En general son asimilables a *O. (Ardescia) desmoides quenstedti* ATROPS. PL-4m(30) muestra un cierto debilitamiento de las costillas primarias hacia los puntos de división que lo aproximan a *O. (Ardescia) enayi* ATROPS. Otros fragmentos son más difíciles de interpretar y no se puede descartar que en parte pertenecieran a *O. (Lithacosphinctes) evolutus* (QUENSTEDT).

Un comentario especial merece el fragmento RP-80(107) que conserva el peristoma con orejilla corta y ancha y constricciones preperistomales con rodete posterior. Las costillas preorales son esencialmente poligiradas con residuales intercaladas o bien forman un conjunto de primaria y secundaria corta cuya relación precisa es difícil de establecer.

Distribución geográfica: Material recolectado en el Prebético Central (sector de Cazorla) y en el Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Salvo los ejemplares pertenecientes al S Portugal, que proceden de la parte media de la Zona Platynota, el resto ha sido recolectado en la parte inferior de la Zona Platynota.

Orthosphinctes (Ardescia) enayi ATROPS

Lám.II/fig.1

Sinonimia:

- 1961 *Lithacoceras (Progeronia) eggeri* (AMMON) in GEYER, p.32, lám.10/fig.2
 1974 *Perisphinctes (Progeronia) breviceps* (QUENSTEDT) in SCHAIRER, p.61, lám.7/figs.7-9.
 ?-1978 "*Progeronia*" sp. aff. "*P.*" *breviceps* (QUENSTEDT) in OLORIZ, p.403, lám.38/fig.1.
 1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) enayi nov. sp.* ATROPS, p.65, lám.17/figs.2-3, lám.18/figs.1-4.
 1986 *Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. aff. enayi* ATROPS in ATROPS & MARQUES, lám.1/fig.1

Material: 9 ejemplares: RP-64(102), RP-74(33), RP-74(41), RP-74(104), RP-74(127), RP-77(6), RP-77(100), RP-77(101), RP-77(104).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	IC
RP-64(102)	160	75	49.5	0.468	0.309		17	
RP-74(41)	120*							> 3.3
RP-74(104)	105*							2.9-3
RP-74(127)	100*							3.4
RP-77(6)	90*							2.9
RP-77(100)	128	55	37	0.43	0.289	46	23	4
	116.3	49	36.7	0.421	0.315	43*		3.7-3.8
RP-77(101)	108.5	46	38	0.42	0.35	61	28	3.6
	67	29	22	0.43	0.33	46	24	2.7
RP-77(104)	82	33.5	26.5	0.41	0.32			
	57	26	19	0.46	0.33		24	2.3

Diagnosis: Tamaño grande. Curvas de costulación crecientes con pendiente suave. Índice costal creciente. Constrictiones en la vuelta externa. Peristoma pedunculado.

Descripción: Son ejemplares y fragmentos que superan sin duda los 100 mm de diámetro. El ombligo es amplio (> 40%), con borde umbilical redondeado y muralla de altura moderada. La costulación está formada por costillas bifurcadas en el tercio externo del flanco y residuales externas intercaladas. En algún ejemplar (RP-74(127)) se alcanzan divisiones poligiradas. La ornamentación es rígida y proversa, sin refuerzo especial de las costillas primarias en el borde umbilical. El índice costal crece suavemente durante la ontogenia (ver tabla de medidas). En la vuelta externa se observan constrictiones moderadamente anchas y de profundidad media que no perturban excesivamente el modelo de costulación. El peristoma está precedido de una constricción ancha de borde posterior prominente y presenta orejillas de longitud variable pero nunca muy anchas (RP-64(102)).

Discusión y afinidades: Entre los ejemplares recolectados, RP-74(127) recuerda a *O. (Orthosphinctes) polygyratus pseudopolypliocoides* (GEYER) pero el IC es demasiado alto para la forma Geyer ya que sólo el holotipo alcanza IC=3 a 120mm. RP-77(101) es muy similar al ejemplar figurado por Atrops (1982, lám.17, fig.2) y la expansión dorsal del borde posterior de la constricción preperistomal elimina su referencia a *O. (Lithacosphinctes) evolutus* (QUENSTEDT).

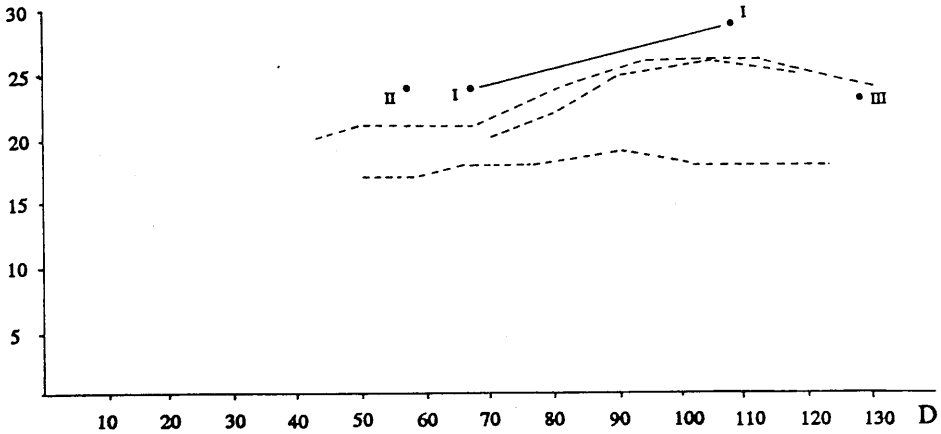
O. (Ardescia) desmoides quenstedti ATROPS posee un índice costal mayor, al igual que *O. (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE) que es de mayor tamaño. *O. (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) tiene un índice costal más bajo.

Distribución geográfica: Esta especie ha sido reconocida en el SE Francia, S Alemania, Portugal y España (C. Ibérica). Los ejemplares descritos provienen del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Esta especie caracteriza la base de la Subzona Desmoides en el SE Francia y tal vez la parte media de la Zona Platynota en S Alemania. En Portugal puede originarse en el

Oxfordiense superior (Zona Planula). En la Cordillera Ibérica el registro se sitúa en la Zona Platynota (Subzona Desmoides). El material descrito se refiere a la Subzona Desmoides.

CU₂



I.- RP-77(101), II.- RP-77(104), III.- RP-77(100)

Fig. 71.- Curva de costulación a media vuelta para *Orthosphinctes (Ardescia) enayi* ATROPS. Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

***Orthosphinctes (Ardescia) proinconditus* (WEGELE)**

Lám.III/fig.1

Sinonimia:

- 1929-30 *Ataxioceras proinconditum n.sp.* WEGELE, p.66(160), lám.7(11)/figs.5-6.
- ?·1929-30 *Ataxioceras crassocostatum n.sp.* WEGELE, p.65(159), lám.7(11)/fig.2.
- ?·1929-30 *Ataxioceras Stromeri n.sp.* WEGELE, p.65(159), lám.7(11)/fig.3.
- 1961 *Ataxioceras (Parataxioceras) schneidi n.sp.* GEYER, p.79, lám.14/fig.1.
- pars·1961 *Ataxioceras (Parataxioceras) inconditum* (FONTANNES) in GEYER, p.78, lám.15/fig.2.
- pars·1974 *Ataxioceras (Parataxioceras) inconditum* FONTANNES in SCHAIRER, p.67, lám.8/figs.2,5,7-10 (non lám.8/fig.1,3?,4?,6?).
- 1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) proinconditus* (WEGELE) in ATROPS, p.91, lám.1/fig.1, lám.20/fig.1,5.

Material: 21 ejemplares: RP-72(103), RP-77(107), RP-79(13), RP-80(103), RP-80(112), RP-80(114), RP-80(115), RP-80(122), RP-80(126), RP-82(1), PL-6m(19), PL-6m(22), PL-6m(32), PL-7(14), PL-8t(26), PL-Rd(Inf-1), SS-4(46), SS-4(84), NV-6(2), NV-6(4), FA-101(2).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CE	CU ₂	CE ₂	IC	C
RP-72(103)	47	22	13	0.47	0.28	40		23		2.1	≥4
	39	19	10	0.49	0.26	42		22			
	33	16	10	0.48	0.30	42		22			
	20	10	6	0.50	0.30	38		20			
RP-79(13)	70	30	20.5	0.428	0.292			24-25		2.7-2.8	
RP-80(103)	97	45	27.2	0.463	0.28	41	127	21	64	3.1	1-2
	88.5	40	25.2	0.45	0.28	42		21	60	2.9	
	75	33	22.4	0.44	0.30	41		20		2.7	
RP-80(115)	67.5*	30	17.5*	0.444	0.259			16		2.7	
RP-80(126)	55	27	16.5	0.49	0.30	39		20			
	50	23	13	0.46	0.26	38		20			
RP-82(1)	99	49	28	0.49	0.28	36	95	18	52	3.4	
	91	46	28	0.50	0.31	39		21	50	2.7	
	82	37	27	0.45	0.33	38		18	44	2.4	
	71	36	22	0.51	0.31	38		17		2.3	
PL-6m(19)	28	10.5	10	0.375	0.357			18		1.9	
PL-6m(32)	37.7	14.9	12.5	0.371	0.331			24-25		2-2.1	
PL-8t(26)	22.3	6.8	8.6	0.32	0.39			17	≈37	2.3	
	17	5.5	7	0.32	0.41			15			
PL-Rd-1	50	19	16.5	0.38	0.33			16	39	2.2	
	44	17.5	15	0.40	0.34			17	45	2.9	
	40							16	≈47	2.6	
FA-101(2)	41	18	15	0.44	0.36	36		18		2.9	>2

Diagnosis: Tamaño medio. Evoluto. Costillas bifurcadas con ángulo amplio y residuales externas. Constrictiones y formaciones parabólicas variables. Peristoma pedunculado.

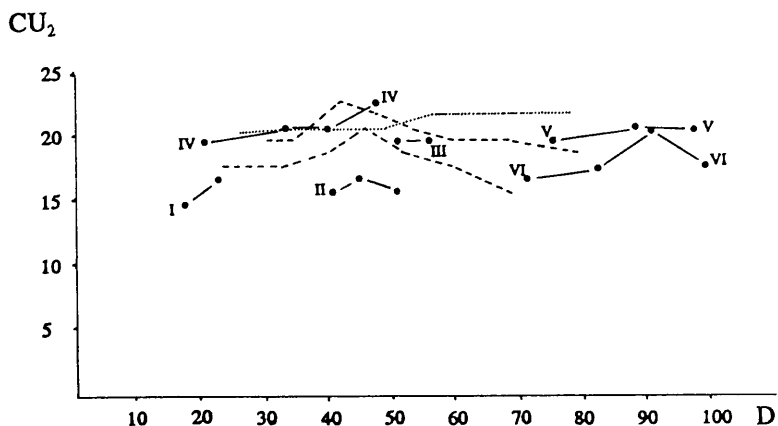
Descripción: Individuos de tamaño variable y ombligo amplio (32-51%). La sección debió ser subredondeada-ovalada con borde umbilical poco marcado y muralla no muy desarrollada. La ornamentación es de costillas bifurcadas dominantes con residuales externas intercaladas cuyo número aumenta con la ontogenia (IC=1.9-3.4). Los puntos de división son altos en el flanco y los ángulos amplios. Ocasionalmente se forman costillas poligiradas. Las constrictiones están más o menos desarrolladas, son amplias, proversas e interrumpen la costulación provocando falsas bifurcaciones periumbilicales. Cerca del peristoma se acompañan de un rodete en el borde anterior que en la constricción preperistomal está muy desarrollado. Existen formaciones parabólicas de implantación variable, pero nunca son frecuentes en la cámara de habitación de los ejemplares adultos. El peristoma presenta una prolongación ancha y no muy alargada.

Discusión y afinidades: Especie morfológicamente próxima a *O. (Orthosphinctes) polygyratus* morfotipo *colubrinus* (REINECKE) hasta el punto que una interpretación estricta de ambas, implica, tal vez una sobrevaloración más o menos artificial de aspectos puramente estratigráficos. *O. (Ardescia)*

schaireri ATROPS es de menor tamaño y desarrolla una ornamentación más densa y regular. *O. (Ardescia) desmoides debelmasi* ATROPS no tiene formaciones parabólicas. Otras especies de *O. (Ardescia)* suelen tener costulación ya muy diferente.

Distribución geográfica: Especie reconocida en el SE Francia, S Alemania, España (C. Ibérica y Prebético) y N Africa (Prerif, Marruecos). Los ejemplares descritos provienen del Prebético Central, Oriental (Fuente Alamo) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Especie registrada en la parte media de la Zona Platynota (Subzona Desmoides).



I.- PL-8t(26), II.- PL-Rd-4+1, III.- RP-80(126), IV.- RP-72(103), V.- RP-80(103), VI.- RP-82(1)
 Fig. 72.- Curva de costulación a media vuelta para *Orthosphinctes (Ardescia) proinconditus* (WEGELE). Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

Orthosphinctes (Ardescia) sp. cf. proinconditus (WEGELE)

Material: 3 ejemplares: PL-4m, PL-5t(38), PL-6m(26).

Descripción y discusión: Ejemplares incompletos, evolutos ($\approx 50\%$), con ornamentación de costillas bifurcadas con alguna residual externa intercalada e incluso alguna costilla simple. Existen constricciones que estrangulan las espiras y en ocasiones se conserva alguna formación parabólica.

El estado de conservación no permite mayores precisiones. El nivel estratigráfico bajo en el que aparecen estos ejemplares, plantea el problema antes aludido de la diferenciación en *O. (Orthosphinctes) polygyratus* morfotipo *colubrinus* (REINECKE).

Distribución geográfica: Material recolectado en el Prebético Central (Puerto Lorente) y en el Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Probablemente pertenece a la parte basal de la Subzona Desmoides en la Zona Platynota.

Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. aff. proinconditus (WEGELE)

Material: 2 ejemplares: RP-79(1) y RP-80(102)

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	CE ₂	IC
RP-79(1)	77	35	28	0.454	0.363	49	24		
	64	31.5	19	0.492	0.296	48	24	71	2.8
	56	29	18	0.517	0.321	48	24		2.4
	48	25	14	0.520	0.321	46	22		
	41	22	12	0.536	0.292	46	22		
	33	17	9*	0.515	0.272	44	22		
	25	13.5	7	0.54	0.28	42	21		
RP-80(102)	44.9	22.7		0.505		49-50			2.3-2.4
	39.8	21.5		0.540		50-51			

Diagnosis: Muy evolutivo, costulación bifurcada con residuales intercaladas y algunas poligiradas. Constricciones profundas. Peristoma pedunculado.

Descripción: RP-79(1) es un individuo de tamaño medio que muy probablemente conserva gran parte de la cámara de habitación. El ombligo es superficial, muy amplio y se reduce progresivamente durante la ontogenia (54-45%). La sección debió ser subredondeada ovalada con flancos marcadamente convexos. No es posible evaluar la amplitud real de la región ventral. El borde umbilical es prácticamente inexistente y la muralla umbilical muy baja. La ornamentación es de costillas que se bifurcan algo por encima de la mitad del flanco en la última vuelta, mientras que en las anteriores los puntos de división son más externos. Los ángulos de división son siempre agudos. Parece constante la intercalación de una costilla residual en la vuelta externa y en ocasiones su conexión con la costilla primaria da lugar a divisiones poligiradas. La densidad de la costulación es uniforme durante el desarrollo y el índice costal es moderado (IC= 2.4-2.8). Las constricciones están bien excavadas pero no perturban excesivamente la ornamentación. No se observan formaciones parabólicas ni alteraciones de la densidad de las costillas hacia la parte preoral. Sin datos sobre la línea de sutura ni el peristoma. RP-80(102) se diferencia del anterior especialmente por la mayor densidad de su costulación. Este ejemplar está más completo y conserva el inicio de la orejilla peristomal que se relaciona con una brusca incurvación de las costillas preorales. La cámara de habitación ocupa con regularidad más de media vuelta.

Discusión y afinidades: Sin duda alguna, *O. (Ardescia) proinconditus* (WEGELE) es la especie más próxima junto con *O. (Ardescia) nov. sp. A* (Atrops, 1982). En ambos casos se diferencian por la estructuración preperistomal y por la curva de costulación, siendo más horizontal que en la especie de Wegele y claramente más alta (mayor densidad) que en la especie de Atrops que además procede de niveles más jóvenes. *O. (Ardescia) schaireri* ATROPS no es tan evoluta. *O. (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE) puede presentar individuos ciertamente próximos, aunque su curva de costulación es algo más inclinada, manteniendo el incremento en la densidad de la costulación hasta diámetros más elevados.

O. (Ardescia) n.sp. aff. proinconditus (WEGELE) es un ejemplo claro del carácter artificial que puede alcanzar la distinción entre ciertas formas evolutas de *O. (Orthosphinctes)* y *O. (Ardescia)* en los niveles inferiores de la Zona Platynota.

Distribución geográfica: Ejemplares encontrados en el Algarve (perfil de Rocha-Pozo).

Distribución estratigráfica: Zona Platynota (Subzona Desmoides).

Orthosphinctes (Ardescia) thieuloyi ATROPS
Lám.II/fig.2

Sinonimia:

- 1982 *Orthosphinctes (m. Ardescia) thieuloyi nov. sp.* ATROPS, p.87, lám.5/figs.7,8, lám.6/figs.7,8, lám.18/figs.5,6.
- 1988 *Orthosphinctes (Ardescia) thieuloyi* ATROPS in BENZAGGAGH, lám.1/fig.2.

Material: 10 ejemplares: RP-82(24), RP-90(1), RP-90(5), RP-90(300↓.11), RP-90(300↓.13), RP-90(300↓.17), RP-92B(1), SS-20(42), FA-222(12), FA-517 ≈ 313(24).

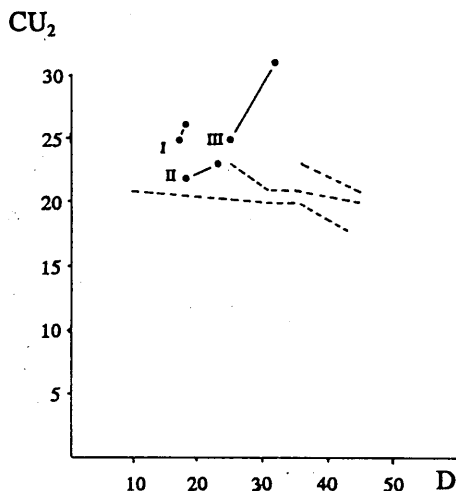
Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	CE ₂	IC
RP-90(1)	32.5	11.8	12	0.363	0.369	55	31	65	2.8
	25	9	9	0.36	0.36	50	25		2.2
RP-90(5)	18.4	7	6.5	0.380	0.353	49	26		
	17	6.4	6.2	0.376	0.364	45	25	39	1.6
	15	5	5.5	0.333	0.366	42			
RP-90(300↓.11)	23	8.2	9	0.356	0.391	42	23		
	18	6	6.8	0.333	0.377		22		1.7
RP-90(300↓.13)	27.8	10.6	10	0.381	0.359		32		1.9
RP-90(300↓.17)	55*								2.8
RP-92B(1)	29.5	11.6	11	0.36	0.37		21		2.8

SS-20(42)	21.7	6.2	9.5	0.29	0.43		26	58	2.1
-----------	------	-----	-----	------	------	--	----	----	-----

Diagnosis: Talla pequeña (<50mm), involución media, constricciones numerosas y más anchas a diámetros mayores. Curva de costulación decreciente desde 25-30mm, índice costal bajo. Relación O/H ≥ 1 .

Descripción: 10 ejemplares incompletos. La involución es moderada (29-38%), el borde umbilical redondeado y la muralla decreciente hacia los diámetros mayores. En VI la ornamentación consiste en costillas bifurcadas en el tercio externo del flanco. Hay algunas RES, no más de una por espacio intercostal. La presencia de constricciones es variable en VI. En CH la costulación no parece alterarse, al menos en el último cuarto de vuelta. Las costillas siguen siendo muy finas, probablemente con mayor incidencia de poligradas, pero siempre los ángulos de división son agudos. En el ejemplar RP-90(300↓.17) se observan dos constricciones bien marcadas y cercanas que deben de indicar la proximidad del peristoma.



I.- RP-90(5), II.- RP-90(300↓.11), III.- RP-90(1)

Fig. 73.- Curva de costulación a media vuelta para *Orthosphinctes (Ardescia) thieuloyi* ATROPS. Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

Discusión y afinidades: Las poblaciones conocidas de esta especie en el SE Francia pueden desarrollar una costulación final más grosera. No se descarta que alguno de los fragmoconos descritos pudiera pertenecer a *O. (Ardescia) desmoides debelmasi* ATROPS, pues sólo se diferencian en el tamaño final y en la proliferación de constricciones en la cámara de habitación. Otras especies de *O. (Ardescia)* se separan fácilmente. *A. (Schneidia) fontannesi* ATROPS presenta dobles bifurcaciones.

Distribución geográfica: *O. (Ardescia) thieuloyi* Atrops y/o formas de su grupo se han reconocido en el SE de Francia, Península ibérica (C. Ibérica) y Marruecos. En el Prebético Central se han reconocido formas afines a la especie de Atrops tanto en el sector de Cazorla como en el de Segura

de la Sierra. En el Prebético Oriental se ha reconocido en Fuente Alamo. También se encontró en el Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: *O. (Ardescia) thieuloyi* ATROPS se registra en la Zona Platynota, Subzona Guilhaerandense.

Orthosphinctes (Ardescia) sp. aff. thieuloyi ATROPS

Material: 28 ejemplares: RP-82(12), RP-82(42), RP-82(65), RP-82(69), RP-86(1), RP-90(300↓.1), RP-90(300↓.2), RP-90(300↓.4B), RP-90(300↓.5), RP-90(300↓.6), RP-90(300↓.7), RP-90(300↓.8), RP-90(300↓.9), RP-90(300↓.10), RP-90(300↓.12), RP-90(300↓.15), RP-90(300↓.16), RP-90(300↓.19), RP-90(300↓.20), RP-92(105), RP-92(107), RP-92(108), RP-92(109), RP-92(110), VB-24(250), PL-24R(2), PL-26P(68), FA-↑278.

Medidas:

	D	O	H	O/D	O/H	CU	CU ₂	CE ₂	IC	C
RP-90(300↓.2)	29	10.8	10	0.374	0.344	54*	33/34			>2
RP-90(300↓.4B)	22.5	8	7	0.355	0.311		23			>2
RP-90(300↓.5)	24	9.2*	10*	0.383	0.291		28		1.6	>3
RP-90(300↓.6)	26.5	10	11	0.377	0.415	62*	33			7/8
RP-90(300↓.7)	28.5	9	9	0.315	0.315		24			>4
RP-90(300↓.8)	21.4	7.4	7.5	0.345	0.354	50	30	53	1.8-1.9	7/8
RP-90(300↓.9)	21.8	8	8	0.366	0.366	48*	28			>8
RP-90(300↓.10)	21	8.2	8	0.390	0.428		29		1.7	>5
RP-90(300↓.15)	27	9.1	10	0.337	0.370	63	37		1.8	2-3
RP-90(300↓.16)	29	10.6		0.365			23	23	3.0	>1
RP-90(300↓.19)	23.5	9	7.6	0.382	0.323		30		1.8	>5
PL-26P(68)	27.5	11	9.2	0.40	0.34		23		2.4	

Diagnosis: Tamaño pequeño. Involución moderada. Espira con crecimiento bajo en altura. Constricciones numerosas.

Descripción: Individuos relativamente frecuentes que se diferencian claramente por la presencia de constricciones numerosas (hasta 7-8) que estrangulan la concha durante el crecimiento y son bien patentes en la vuelta externa. El ombligo resulta moderadamente amplio (32-40%), con bordes redondeados y muralla umbilical no excesivamente desarrollada. La ornamentación es de costillas bifurcadas en el tercio externo de los flancos. Los ángulos de división son agudos y en ocasiones las costillas son algo flexuosas. Existen algunas costillas externas residuales, pero no más de una por intervalo. Índice costal bajo. Es muy característica la perturbación ornamental que provocan las constricciones. Sin datos sobre la abertura.

Discusión y afinidades: Es indiscutible la relación de los ejemplares estudiados con *O. (Ardescia) thieuloyi* ATROPS. Las diferencias más significativas son el menor crecimiento de la espira en altura durante la ontogenia y el índice costal más bajo. En general la ornamentación resulta más densa y fina. No se descarta que con un material más abundante y algo mejor conservado se pueda precisar la relación exacta con la especie de Atrops. Entre el material estudiado RP-92(109) presenta una costulación sinuosa y PL-26P(28) por su ombligo y en parte por su ornamentación, se separan algo del resto. Otras especies de *O. (Ardescia)* resultan morfológicamente más distantes.

Distribución geográfica: La distribución geográfica de *O. (Ardescia) thieuloyi* ATROPS ha sido previamente comentada. Los ejemplares estudiados provienen mayoritariamente del Algarve (S Portugal). También se ha registrado en el Prebético Central (Puerto Lorente) y Oriental (Fuente Alamo).

Distribución estratigráfica: El material recolectado procede de la parte superior de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense).

Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. aff. schaireri ATROPS

Material: 5 ejemplares: RP-90(300↓.1B), RP-90(300↓.4), RP-90(300↓.18), RP-92(104), VB-17(250).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	IC
RP-90(300↓.1B)	25.5	11.7	8	0.46	0.31	49	26	1.5-1.6
	19.5	9.5	7.3	0.49	0.37	51	27	
RP-90(300↓.4)	25.5	10.3	7	0.403	0.274		27-28	1.5-1.6
RP-92(104)	25	9.6		0.384		46	24-25	1.8-1.9
VP-17(250)	38	15.5	12	0.41	0.32		25-26	1.7
	35	14.2	11.6	0.405	0.331			2

Descripción: Individuos con peristoma conservado a diámetros inferiores a 40mm. No existen trazas de la línea de sutura ni de formaciones parabólicas. Aunque se interpretan como adultos de pequeño tamaño, no es posible descartar que fuesen juveniles debido a las limitaciones impuestas por la conservación. El ombligo es amplio y tiende a reducirse hacia diámetros mayores. El borde umbilical es redondeado y la muralla alcanza una altura moderada. La sección es ovalada con flancos ligeramente aplanados. La costulación es proversa y uniforme durante la ontogenia. Las costillas son bifurcadas en el tercio externo de los flancos, existen simples intercaladas y a veces alguna residual externa. En general es rígida pero puede ser algo sinuosa como en RP-90(300↓.1B). Las constricciones no son aparentes, salvo las relacionadas con el peristoma. La abertura presenta orejillas anchas de longitud media y puede estar precedida de una constricción bien marcada o de costillas convexas en correspondencia con la localización de las apófisis laterales.

Discusión y afinidades: *O. (Ardescia) schaireri* ATROPS alcanza un tamaño mayor y desarrolla formaciones parabólicas incluso en parte de la cámara de habitación. *O. (Ardescia) thieuloyi* ATROPS

posee constricciones numerosas y bien marcadas. *O. (Ardescia) perayensis* ATROPS presenta parábolas en el fragmocono y en la cámara de habitación y procede de niveles estratigráficos más modernos. Todas estas especies, al igual que el resto de *O. (Ardescia)*, desarrollan índices costales más altos.

Distribución geográfica: Ejemplares procedentes del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior, Zona Platynota (Subzona Guilherandense).

Subgénero *O. (Lithacosphinctes)* OLORIZ, 1978

Especie tipo: *Ammonites lictor evolutus* QUENSTEDT (1887-1888, p.957, lám.105/fig.2).

Macroconchas de tamaño medio a grande que en alguna fase del crecimiento alcanzan la mayor complicación ornamental admitida en el género *Orthosphinctes*. Involución variable. Tendencia al desvanecimiento de la ornamentación a medio flanco, generalmente más acentuada en las formas más involutas. Curva de costulación decreciente o formada por una clara inflexión. Índice costal alto. Peristoma simple.

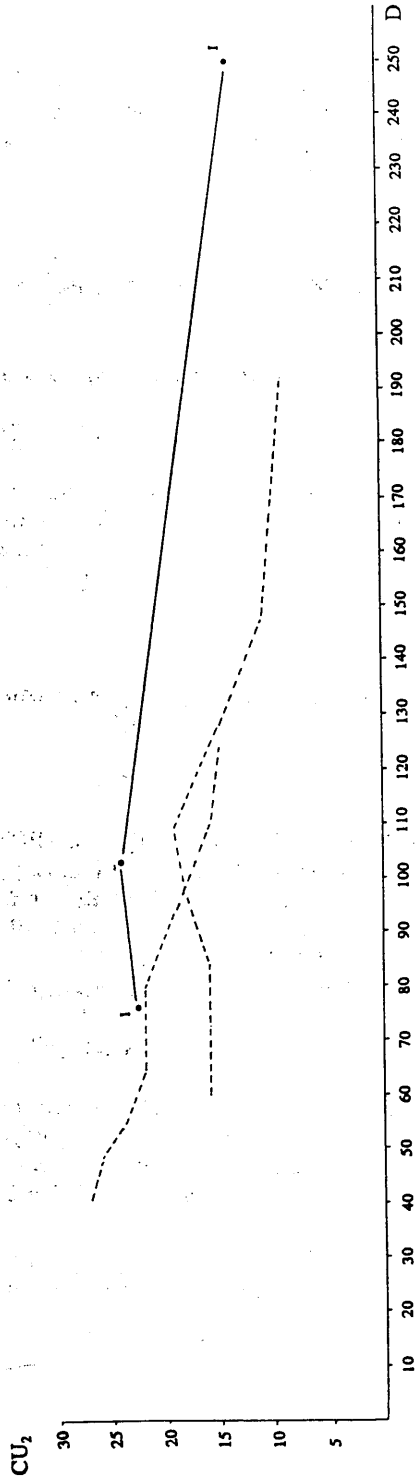
Orthosphinctes (Lithacosphinctes) pseudoachilles (WEGELE)

Lám.IV/fig.1

Sinonimia:

- ?-1887-88 *Ammonites lictor* FONTANNES in QUENSTEDT, p.956, lám.105/fig.1.
 1929-30 *Perisphinctes pseudo-Achilles n.sp.* WEGELE, p.59(153), lám.5(9)/fig.1
 ?-1929-30 *Perisphinctes aff. pseudo-Achilles* WEGELE, p.61(155), lám.5(9)/fig.2.
 pars-1974 *Lithacoceras (Lithacoceras) planulatum* (QUENSTEDT) in SCHAIRER, p.82, lám.11/figs.3?,4?,5,6?,7 (non fig.8).
 1974 *Lithacoceras (Lithacoceras) aff. planulatum* (QUENSTEDT) in SCHAIRER, p.84, lám.11/fig.2.
 1974 *Lithacoceras (Lithacoceras) pseudolictor* (CHOFFAT) in SCHAIRER, p.85, lám.9/fig.17-18.
 1982 *Orthosphinctes (M. Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE) in ATROPS, p.135, lám.22/fig.5, lám.32/figs.1,2, lám.33/figs.1,2, lám.34/figs.1,3.
 1992 *Orthosphinctes (Ardescia) sp. gr. desmoides quenstedti* ATROPS (o *O. (Lithacosphinctes) sp.gr. pseudoachilles* (WEGELE)) in OLORIZ & RODRIGUEZ-TOVAR, fig.4a.

Material: 6 ejemplares: RP-77(1), RP-77(37), RP-80(100), RP-92(100), NV-18K, FA-256(1).



I.- RP-80(100)

Fig. 74.- Curva de costulación a media vuelta para Orthosphinctes (Lithacosphinctes) pseudoschilles (WEGELE). Se compara con algunos ejemplares de la especie pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	IC
RP-80(100)	250*	106	66	0.42	0.26		14	
	103	50	35	0.485	0.339	48	24	
	76	40		0.526		51*	22-23	
NV-18K	100*	42		0.420			15	4.7
FA-256(1)	160	70		0.437			13-14	6.6

Diagnosis: Tamaño grande, involución moderada a baja. Ornamentación con curva decreciente e índice costal creciente. Desvanecimiento variable de las costillas primarias.

Descripción: Ejemplares incompletos de gran tamaño (> 200mm), junto a una forma que no alcanza los 150mm de diámetro. En todos los casos el ombligo es amplio y no muy profundo. La ornamentación muestra tendencia al desvanecimiento a medio flanco con cierto reforzamiento de las costillas periumbilicales a más de 100mm. En diámetros inferiores las costillas son bifurcadas en el tercio externo del flanco y existen residuales intercaladas. A partir de 100mm se pueden observar subpoliplocoides o incluso, tal vez, dobles bifurcaciones bajas pero no es fácil reconocer la relación exacta entre costillas primarias y secundarias. Próximo a 200mm existen fascículos o estructuras más o menos "palmadas" con numerosas costillas externas y periumbilicales claramente reforzadas. Existen constricciones que son estrechas y nunca vienen expresadas en las vueltas externas.

Discusión y afinidades: En la revisión más reciente de los Ataxioceratinos de la Zona Platynota, Atrops (1982) propone una concepción muy amplia para esta especie, en la que incluye una gran parte de las macroconchas de dicho intervalo. Por su tamaño e índice costal es fácilmente diferenciable del resto de macroconchas coetáneas. *O. (Lithacosphinctes) subachilles* (WEGELE) es más involuto y muestra una mayor tendencia al desvanecimiento de la costulación a medio flanco y al reforzamiento de las costillas periumbilicales.

Distribución geográfica: SE Francia, S Alemania, España (C. Ibérica), Portugal y N Africa (Prerift, Marruecos). Los ejemplares descritos se han recolectado en el Prebético Central (Navalperal), Oriental (Fuente Alamo) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota), con una distribución aún no definitivamente establecida con precisión en las distintas regiones citadas.

Orthosphinctes (Lithacosphinctes) sp. cf. subachilles (WEGELE)

Sinonimia:

- 1929-30 *Perisphinctes sub-Achilles n. sp.* in WEGELE, p.58(152), lám.4(8)/fig.3.
- pars·1961 *Lithacoceras (Lithacoceras) subachilles* (WEGELE) in GEYER, p.29, lám.10/fig.5.
- pars·1974 *Lithacoceras (Lithacoceras) subachilles* (WEGELE) in SCHAIRER, p.79, lám.10/fig.5.

Material: 1 ejemplar: RP-64(100).

Diagnosis: Tamaño grande. Ombligo medio. Costulación con una marcada tendencia al desvanecimiento a medio flanco y reforzamiento de las costillas periumbilicales.

Descripción: Un ejemplar que representa media vuelta de espira de una cámara de habitación perteneciente a un individuo de más de 200mm de diámetro. El ombligo es reducido ($\approx 22-23\%$), moderadamente profundo y con una muralla umbilical no muy alta. El borde umbilical no está muy marcado pero sí las costillas periumbilicales (7) que tienen aspecto tuberculiforme (bullas). El desvanecimiento a medio flanco es acentuado y existen numerosas costillas externas cuya relación con las periumbilicales no es clara. No se observan constricciones.

Discusión y afinidades: La especie más próxima es *O. (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE), pero aún sus variedades más involutas tienen un ombligo más amplio y no desarrollan costillas periumbilicales tan reforzadas. El tipo figurado por Wegele (1929, lám.4, fig.3) es algo más evolutivo ($\approx 36\%$) y su costulación es más densa en el margen umbilical. El ejemplar figurado por Geyer (1961, lám.10, fig.5) es un núcleo. El individuo figurado por Schairer (1974, lám.10, fig.5) se ajusta sin gran dificultad al tipo de Wegele. Un segundo fragmento del mismo nivel estratigráfico RP-64(103) podría ser referido a la especie de Wegele o bien a *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE).

Distribución geográfica: Especie no bien conocida, que se ha registrado en el S Alemania, y probablemente en SE Francia. Es posible que estuviese representada en W Portugal, al menos por formas próximas. Por el momento no puede descartarse que se registre en las regiones en las que se ha encontrado *O. (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE). El ejemplar descrito procede del Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: La especie ha sido referida a la Zona Platynota. El ejemplar descrito procede de la parte inferior de la Zona Platynota.

Orthosphinctes (Lithacosphinctes) sp. cf. stromeri (WEGELE)

Sinonimia:

- ?-1929-30 *Ataxioceras Stromeri* n. sp. WEGELE, p.65(159), lám.7(11)/fig.3.
 1929-30 *Ataxioceras Stromeri* n. sp. WEGELE, p.65(159), lám.7(11)/fig.4.
 1982 *Orthosphinctes (M. Lithacosphinctes) stromeri* (WEGELE) in ATROPS, p.145,
 lám.2/fig.3.

Material: 1 ejemplar: NV-18t.

Diagnosis: Tamaño grande. Evolutivo. Ornamentación con costillas primarias reforzadas y formaciones parabólicas. Curva de costulación decreciente e índice costal alto.

Descripción: Huella del lateral derecho de un individuo de al menos 110mm. El ombligo es amplio y la costulación vigorosa, con costillas periumbilicales espaciadas y algunas divisiones a medio flanco. En general las costillas son bifurcadas o pseudopoligiradas, con un número considerable de residuales

intercaladas. El índice costal se aproxima a 5. En la penúltima vuelta considerada la costulación se muestra asimismo vigorosa y relativamente espaciada.

Discusión y afinidades: *O. (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE) y *O. (Lithacosphinctes) blondeti* ATROPS no desarrollan una ornamentación tan vigorosa e irregular. *O. (Lithacosphinctes) evolutus* (QUENSTEDT) presenta IC más bajo.

Distribución geográfica: La especie de Wegele se ha reconocido en el S Alemania y SE Francia. El ejemplar descrito pertenece al perfil de Navalperal (Prebético Central).

Distribución estratigráfica: Especie poco frecuente en la Zona Platynota, aunque el ejemplar estudiado procede de la misma.

Orthosphinctes (Lithacosphinctes) nov. sp. A

Material: 1 ejemplar: FA-222(1).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂	IC
FA-222(1)	195	94	43	0.482	0.220	13-14	31	1.9*
	130*					14-15*		
	93*	37*	27*	0.397	0.290	21-22		

Diagnosis: Tamaño grande. Evolutivo. Ornamentación con curva de costulación e índice costal decrecientes. Constricciones presentes durante gran parte del desarrollo ontogenético. Sutura y peristoma desconocidos.

Descripción: Un único ejemplar, adulto, de algo más de 200mm de diámetro, que debe de estar prácticamente completo a juzgar por el desarrollo de la ornamentación. El ombligo es amplio y moderadamente profundo. El borde umbilical es prácticamente inexistente y la muralla se inclina suavemente hacia las VI. Sección previsiblemente ovalada con región ventral no muy ancha. La ornamentación está formada por costillas que se bifurcan en la parte externa del flanco y presentan una densidad media hasta unos 100mm. A continuación, las costillas primarias comienzan a espaciarse, se refuerzan en el margen umbilical y tienden a perder contacto con las costillas externas. Esta fase dura al menos hasta 130-135mm, alcanzándose estructuras palmeadas con las costillas residuales exteriores sensiblemente paralelas a las costillas primarias. Debido a la conservación, no es posible precisar el tipo de división a estos diámetros. Entre 150-200mm las costillas periumbilicales uniformizan relativamente el relieve y atraviesan por completo el flanco manteniendo unos espacios intercostales bastante amplios. En esta parte de la concha, que sin duda pertenece a la cámara de habitación, las costillas externas entran en regresión, las divisiones pierden elementos y sólo se observan bifurcaciones en torno a medio flanco y alguna doble bifurcación baja incompleta. El último 1/6 de la vuelta más externa está ocupado por rodetes que posiblemente preceden a la zona preoral. Durante toda la ontogenia parece que se desarrollan constricciones que perturban la ornamentación en las VI. En la última vuelta conservada los estrangulamientos son amplios y someros.

Discusión y afinidades: No existe descrita ni una sola especie de este género con un desarrollo ontogenético similar. Si bien la evolución de la densidad de las costillas periumbilicales es comparable a la de otros *O. (Lithacosphinctes)*, la acentuada caída del índice costal es desconocida. En general el patrón ornamental recuerda al de *O. (Lithacosphinctes) stromeri* (WEGELE), pero la especie de WEGELE no parece alcanzar tamaños tan altos y su índice costal es muy superior.

Distribución geográfica: El ejemplar descrito se ha recolectado en el Prebético Oriental (Fuente Alamo).

Distribución estratigráfica: Parte superior de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense).

GENERO ATAXIOCERAS FONTANNES, 1879

Ataxioceratinos del Kimmeridgiense inferior (especialmente de las Zonas Platynota e Hypselocyclum) que desarrollan dobles bifurcaciones y una curva de costulación decreciente desde diámetros reducidos. Los subgéneros admitidos son las microconchas de *Schneidia* y *Parataxioceras* y el macroconcha *Ataxioceras*.

Subgénero A. (*Schneidia*) ATROPS, 1982

Especie tipo: *Ataxioceras (Schneidia) collignoni* ATROPS, 1982

Microconchas de costulación fina y con desarrollo desigual de dobles bifurcaciones. Peristoma pedunculado con orejillas cortas y regresivas.

Ataxioceras (Schneidia) guilherandense ATROPS

Sinonimia:

- 1982 *Ataxioceras (m. Schneidia) guilherandense* nov. sp. ATROPS, p.158, lám.2/fig.5, lám.3/fig.3, lám.6/figs.1-6,9,10, lám.23/figs.4-5, lám.24/figs.1-4.
- 1983 *Ataxioceras (m. Schneidia) cf. guilherandense* ATROPS in MARQUES, p.379, lám.20/fig.3.
- 1988 *Ataxioceras (Schneidia) guilherandense* (ATROPS) in BENZAGGAGH, lám.1/fig.1.

Material: 1 ejemplar: SS-T (1).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂	IC
SS-T(1)	40	12	—	0.3	—	>22	—	2.7

Diagnosis: Talla media e involución variable. Constricciones frecuentes, estrechas, poco profundas y ya presentes en vueltas internas. Costillas subpoliplocoides muy escasas o ausentes. Peristoma pedunculado.

Descripción: Individuo incompleto, de ombligo moderado (30%) y ornamentación fina con constricciones reconocibles pero no muy marcadas. En la vuelta externa se observan una o tal vez más costillas subpoliplocoides. No se conservan las VI, ni el peristoma.

Discusión y afinidades: Dentro del espectro conocido de esta especie, pertenece a las variantes involutas con costulación menos compleja. La especie más próxima, *A. (Schneidia) collignoni* ATROPS, desarrolla un gran número de dobles bifurcaciones bajas y puede ser difícil de separar de las variantes involutas de *guilherandense* ATROPS.

Distribución geográfica: *A. (Schneidia) guilherandense* ATROPS se ha reconocido en el SE de Francia, S de Alemania, Península ibérica (C. Ibérica, Algarve) y Marruecos.

En el Prebético Central el ejemplar descrito ha sido recolectado en el perfil de Segura de la Sierra.

Distribución estratigráfica: La especie definida por Atrops caracteriza la parte superior de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense).

Ataxioceras (*Schneidia*) nov. sp. aff. *guilherandense* ATROPS

Material: 5 ejemplares: PL-22E, PL-24M(17), PL-24Q/R(7), PL-26P(10), PL-26P(69).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂	IC
PL-22E	49	18.8	16.7	0.383	0.34	32		3.4-3.5
PL-24Q/R(7)	28	11	9.7	0.392	0.346	32*		2.3-2.4
PL-26P(69)	37	15.4	11.2	0.416	0.302	38*		1.7-1.9
PL-26P(10)	44.5	17.6	15	0.40	0.34	33	74	2.5
	31.9	12.7	10.2	0.40	0.32	38		2.1

Diagnosís: Tamaño pequeño. Involución media. Costulación fina y densa. Subpoliplocoides en el fragmocono y en la cámara de habitación. Constricciones poco aparentes. Peristoma desconocido.

Descripción: Cuatro ejemplares aplastados con ombligos entre 39 y 41%. El borde umbilical es redondeado y la muralla umbilical presenta un relieve moderado. La ornamentación está compuesta de costillas delicadas y proversas, generalmente bifurcadas en el tercio externo de los flancos. Las costillas primarias pueden ser ligeramente flexuosas hacia el final de la vuelta externa. Existen escasas costillas simples intercaladas y residuales externas; no más de una por espacio intercostal, estos últimos se encuentran hacia los diámetros mayores. Las costillas secundarias son proversas en la periferia. Las dobles bifurcaciones, aunque no son frecuentes, se pueden observar en las dos últimas vueltas y siempre presentan primaria corta. Generalmente son incompletas, pero también hay completas. Las constricciones apenas se reconocen. Además de la preperistomal se ha observado una segunda al inicio de la última vuelta en el ejemplar PL-26P(10) que es el más completo. Sin datos sobre el peristoma y la línea de sutura.

Discusión y afinidades: Con las características descritas la única especie próxima es *guilherandense* ATROPS a través de sus variedades evolutas, pero es menos densa y su costulación resulta más gruesa y rígida.

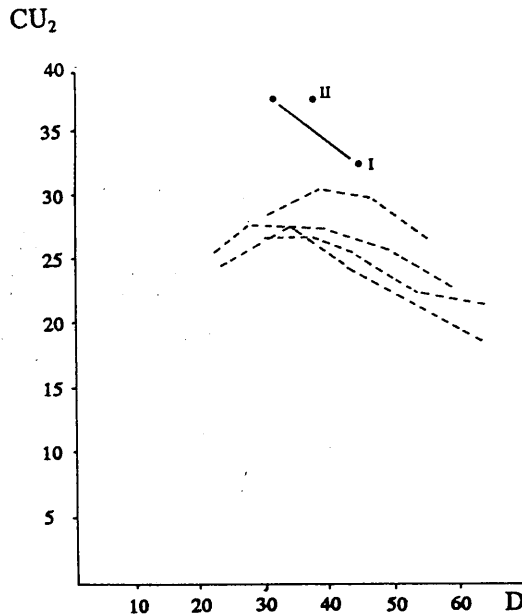
A. (*Schneidia*) *fontannesii* ATROPS desarrolla frecuentemente dobles bifurcaciones y constricciones, y su ornamentación también es menos delicada.

O. (*Ardescia*) *desmoides debelmasi* ATROPS presenta un índice costal normalmente más bajo a igual diámetro, es menos densa su costulación y desarrolla constricciones en un modelo de ornamentación más grosero.

Distribución geográfica: Las especies comparadas se han reconocido, en su totalidad o en parte, en el SE de Francia, S de Alemania, Península Ibérica (C. Ibérica, Algarve) y Marruecos.

Los ejemplares descritos provienen del perfil de Puerto Lorente en el sector de Cazorla.

Distribución estratigráfica: Las especies comparadas provienen de la parte superior de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense). El material prebético procede de un intervalo equivalente en el perfil de Puerto Lorente.



I.- PL-26P(10), II.- PL-26P(69)

Fig. 75.- Curva de costulación a media vuelta para *Ataxioceras* (*Schneidia*) nov. sp. aff. *guilherandense* ATROPS. Se compara con algunos ejemplares de *Ataxioceras* (*Schneidia*) *guilherandense* nov. sp. ATROPS pertenecientes al SE Francia (Atrops, 1982).

Ataxioceras (Schneidia) sp. aff. lussasense ATROPS
Lám.III/fig.3

Sinonimia:

- 1929-30 *Ataxioceras Guentheri* OPPEL in WEGELE, p.72(166), lám.8(12)/fig.6.
 pars·1944 *Ataxioceras semistriatum* SCHNEID, lám.1/figs.10-12.
 pars·1944 *Ataxioceras didymoides* SCHNEID, lám.5/fig.11.
 pars·1944 *Ataxioceras excellens* SCHNEID, lám.11/fig.3 (non fig.2).
 pars·1944 *Ataxioceras tentaculum* SCHNEID, lám.12/fig.3 (non fig.2).
 1961 *Ataxioceras (Ataxioceras) guentheri* (OPPEL) in GEYER, p.60, lám.1/fig.5?,
 lám.12/figs.5-7.
 1961 *Ataxioceras (Ataxioceras) pulchellum* SCHNEID in GEYER, p.61, lám.11/fig.6.
 pars·1961 *Ataxioceras (Ataxioceras) subinvolutum* (SIEMIRADZKI) in GEYER, p.56,
 lám.10/fig.6.
 1982 *Ataxioceras (m. Schneidia) lussasense nov. sp.* ATROPS, lám.2/fig.4, lám.21/figs.1-
 6, lám.22/figs.1-4, lám.33/fig.3, lám.34/fig.2.

Material: 1 ejemplar: SS-27.

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU	CU ₂	IC
SS-27	80*	23.8	38.5	0.297	0.481	47	24	3.4

Descripción: Se trata de una huella que pertenece a un individuo que pudo superar los 80-90mm. La concha es involuta y la ornamentación resulta de densidad media. No se observan constricciones. En la medida en que pueden observarse las VI se aprecian indicios de la existencia de divisiones subpoliplocoides, pero no son frecuentes. Son frecuentes las costillas externas residuales simples, las cuales bien pudieran relacionarse con dobles bifurcaciones, al menos en parte. En la parte mejor conservada, que debe pertenecer a la cámara de habitación, se puede intuir alguna doble bifurcación alta cuya división inferior se produce ligeramente por encima de la mitad del flanco. En la CH no hay trazas de desvanecimiento de la ornamentación hacia la mitad del flanco, ni tampoco del reforzamiento de las costillas primarias en el BU.

Discusión y afinidades: Con estas características la especie más próxima es *A. (Schneidia) lussasense* ATROPS, que tiene menos costillas primarias, un índice costal mayor y una evolución de divisiones subpoliplocoides poco frecuentes en VI a poliplocoides en VE, pero se registra en la Zona Hypselocyclum. Por el contrario, algunos niveles por encima del que contenía el ejemplar descrito se ha recolectado *Sutneria platynota* (REINECKE). Otras especies de *A. (Schneidia)* de la Zona Platynota resultan más alejadas morfológicamente. Así, *A. (Schneidia) guilherandense* ATROPS nunca presenta la complejidad ornamental del ejemplar aquí descrito y, además, sus variantes involutas tienen divisiones costales más sencillas. *A. (Schneidia) collignoni* ATROPS es más involuta y presenta un índice costal mayor. *A. (Ataxioceras) striatellum* SCHNEID presenta reforzamiento de las costillas primarias en el borde umbilical y su índice costal es mayor.

Distribución geográfica: *A. (Schneidia) lussasense* ATROPS se ha encontrado en el SE Francia y S Alemania. Faunas próximas se han citado en la Cordillera Ibérica. El ejemplar descrito proviene del Prebético Central (sector de Segura de la Sierra).

Distribución estratigráfica: La especie de *Atrops* se refiere tradicionalmente al Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclum) en SE Francia y S Alemania. En España (C. Ibérica) se ha citado en el mismo intervalo, así como *A. (Schneidia) sp. aff. lussasense* ATROPS en la parte superior de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense). El ejemplar descrito se encontró en la Zona Platynota (Subzona Guilherandense).

Ataxioceras (*Schneidia*) sp cf. *elmii* ATROPS

Lám.V/fig.2

Sinonimia:

1982 *Ataxioceras (m. Schneidia) elmii nov. sp* in ATROPS, p.169, lám.4/figs.1-2,7.

Material: 3 ejemplares: SS-V, SS-V(7), SS-V(8).

Diagnosis: Tamaño grande para el subgénero. Ombligo medio. Dobles bifurcaciones más o menos completas en la cámara de habitación. Constricciones frecuentes. Peristoma pedunculado.

Descripción: Los tres ejemplares están incompletos y no ha sido posible obtener medidas fiables de los diferentes parámetros. El ombligo es moderadamente amplio y en las vueltas internas se observa una costulación fina, proversa, densa y con alguna división subpoliplocoide de primaria baja. En la vuelta externa las divisiones se producen por encima de la mitad del flanco. En esta parte de la concha existen costillas poligiradas con alguna externa residual intercalada. En ocasiones la costilla intercalada se sitúa en paralelo con el resto de secundarias y da la impresión de poder conectar con ellas. En SS-V(7) el índice costal es de 3.1-3.2 para unos 80-90mm de diámetro. Este ejemplar muestra una amplia constricción preperistomal.

Discusión y afinidades: El material estudiado está bastante incompleto y la determinación tiene que ser forzosamente tentativa. Se prefiere hacer alusión a *elmii* ATROPS debido a la presencia de escasas dobles bifurcaciones en las vueltas internas y a la amplia constricción preperistomal. No se descarta que pudieran representar individuos pertenecientes a las variedades evolutas de *A. (Schneidia) guilherandense* ATROPS (ver *Atrops*, 1982, lám.23, figs.3-4 y lám.6, fig.4) con costillas externas más cortas como muestra el ejemplar SS-V(8).

Distribución geográfica: La serie tipo procede del SE Francia, aunque debe existir también en el S Alemania en donde hay formas próximas. En la Península ibérica se ha citado *A. (Schneidia) cf. elmii* ATROPS en la Cordillera Ibérica. Los ejemplares estudiados provienen del Prebético Central (perfil de Segura de la Sierra).

Distribución estratigráfica: La especie de *Atrops* proviene de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense). Los ejemplares descritos se recolectaron en el mismo intervalo.

Ataxioceras (Ataxioceras o Schneidia) sp.

Material: 14 ejemplares.

Descripción: La mala conservación de los ejemplares no ha permitido realizar medidas fiables. Los ejemplares siglados con SS-U tienen costulación fina, no excesivamente compleja y en ocasiones muestran constricciones frecuentes. Se refieren a *A. (Schneidia) sp.* con reservas debido a la limitación de observación. Se trata de fragmentos de individuos de tamaño relativamente grande que en algunos casos podrían pertenecer a *Ataxioceras* pero esto último parece indicado sólo para PL-30A(3) que es una huella de un individuo de más de 140mm, con un ombligo en torno al 35%, una costulación con divisiones poco definidas, primarias cortas y reforzadas en el borde umbilical a partir de 100mm y un índice costal algo superior a 5 para 110mm.

Los ejemplares recolectados en el Prebético Oriental son vueltas internas que muestran dobles bifurcaciones.

Distribución geográfica: Las especies comparadas se han reconocido en su totalidad o en parte, en el SE Francia, S de Alemania, Península ibérica (C. Ibérica, Algarve) y Marruecos.

En el Prebético Central los ejemplares descritos proceden de los perfiles de Segura de la Sierra y Puerto Lorente. En el Prebético Oriental se han recolectado en los perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez. También se han encontrado en el Algarve (Rocha-Pozo).

Distribución estratigráfica: *Ataxioceras (Schneidia)* se encuentra en la parte superior de la Zona Platynota y en la Zona Hypselocyclum. *Ataxioceras (Ataxioceras)* proceden de la Zona Hypselocyclum y parte inferior de la Zona Divisum.

Los ejemplares prebéticos provienen de la parte somital de la Zona Platynota, Zona Hypselocyclum y parte inferior de la Zona Divisum. El ejemplar del Algarve podría pertenecer a la extrema base de la Zona Hypselocyclum.

Subgénero A. (Parataxioceas) SCHINDEWOLF, 1925

Especie tipo: *Ammonites lothari* OPPEL, 1863.

Microconchas de involución variable y dobles bifurcaciones en divisiones altas en los flancos. Peristoma pedunculado con orejillas largas y frecuentemente espatuladas.

***Ataxioceras (Parataxioceas) lothari lothari* (OPPEL)**

Lám.V/fig.3

Sinonimia:

- pars·1830 *Ammonites planulatus comprimatus* SCHLOTHEIM in ZIETEN, p.11, lám.8/fig.5 (non fig.6).
 1863 *Ammonites lothari* OPPEL, p.244, lám.67/fig.6.
 non·1876 *Ammonites (Perisphinctes) lothari* OPPEL in FONTANNES, p.273, lám.12/figs.2-3.
 pars·1876-78 *Ammonites (Perisphinctes) lothari* OPPEL in LORIOL, p.66, lám.10/fig.7 (non figs.8-10).

- non-1879 *Perisphinctes Lothari* OPPEL in FONTANNES, p.67, lám.10/fig.5.
 pars? 1881 *Ammonites (Perisphinctes) lothari* OPPEL in LORIOL, p.13, lám.5/fig.3 (non lám.6/figs.1-2).
 non-1887-88 *Ammonites lothari* OPPEL in QUENSTEDT, p.966, lám.107/figs.7-9.
 pars-1929-30 *Ataxioceras Lothari* OPPEL in WEGELE p.69(163), lám.8(12)/fig.2.
 1929-30 *Ataxioceras latifasciculatum n.sp.* WEGELE p.70(164), lám.8(12)/fig.4.
 pars-1943 *Ataxioceras lothari* OPPEL in BUTTICAZ, p.14, lám.1/fig.3, non fig.5.
 1943 *Ataxioceras lothari* OPPEL var. in BUTTICAZ, p.15, lám.1/fig.4.
 1961 *Ataxioceras (Parataxioceas) lothari* (OPPEL) in GEYER, p.67, lám.17/fig.5.
 1961 *Ataxioceras (Parataxioceas) pseudolothari n.sp.* GEYER, p.68, lám.16/fig.6.
 1961 *Ataxioceras (Parataxioceas) nudocrassatum n.sp.* GEYER, p.72, lám.14/fig.5, lám.17/fig.4.
 1966 *Ataxioceras (Parataxioceas) pseudolothari* GEYER in KARVE-CORVINUS, p.121, lám.25/fig.3.
 1982 *Ataxioceras (m. Parataxioceas) lothari lothari* (OPPEL) in ATROPS, p.198, lám.2/fig.2, lám.8/figs.7,8, lám.10/fig.11, lám.41/fig.6, lám.42/figs.1-5.
 1992 *Ataxioceras (Parataxioceas) lothari lothari* (OPPEL) in OLORIZ & RODRIGUEZ-TOVAR, fig.4d.

Material: 1 ejemplar: PL-32(2).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂	IC
PL-32(2)	67.5	30.6	20.1	0.453	0.30	14	75	5.8-6
	58.8	23.6	20.6	0.40	0.35	≈ 10	≈ 55	
	50	18.2	17.3	0.36	0.35			
	48	30.8	12.5	0.64	0.26			

Diagnosis: Talla media a grande. Evoluto, O/H > 1 a más de 60mm. Costillas poliplocoides de implantación variable durante la ontogenia. Ornamentación debilitada hacia la mitad del flanco en fases avanzadas de la ontogenia. Poco o nulo desarrollo de formaciones parabólicas. Peristoma pedunculado.

Descripción: Individuo comprimido que muestra ombligo amplio hacia las vueltas externas (40-45%). En el fragmocono se observa costulación fina, relativamente densa y proversa, con algunas dobles bifurcaciones de primaria corta. En la cámara de habitación se sustituye el patrón dominante de bifurcadas con alguna residual externa, por costillas primarias espaciadas que se relacionan con las frecuentes secundarias según divisiones poliplocoides más o menos claras. El primer punto de división se sitúa en torno a la mitad del flanco. Al menos una constricción está bien marcada en la CH. Puede existir un cierto desvanecimiento de medio flanco hacia la abertura, pero la conservación no es favorable para reconocer inequívocamente este hecho. No se conservan las estructuras preperistomales, ni el peristoma.

Discusión y afinidades: Ejemplar de tamaño relativamente reducido que muestra parámetros asimilables al *morfortipo A* de Atrops (1982) y *nudocrassatum* GEYER *sensu* ATROPS (1982). Se trata, pues, de una forma de costulación relativamente densa. A. (*Parataxioceas*) *hippolytense*

ATROPS no presenta dobles bifurcaciones en VI. El *morfotipo C* desarrolla dobles bifurcaciones tardías. El *morfotipo B* es más involuto aunque presenta similar IC. La involución la diferencia de *A. (Parataxioceras) oppeli oppeli* GEYER. La ausencia de formaciones parabólicas la distingue de otras especies como *effrenatum* (FONTANNES) y *evolutum* ATROPS.

Distribución geográfica: *A. (Parataxioceras) lothari lothari* (OPPEL) se ha reconocido en el SE de Francia, S de Alemania, Península ibérica (C. Ibérica) y Argelia. Formas próximas se han registrado en Marruecos.

El ejemplar descrito se ha recolectado en el perfil de Puerto Lorente, sector de Cazorla.

Distribución estratigráfica: *A. (Parataxioceras) lothari lothari* (OPPEL) caracteriza la parte superior de la Zona Hypselocyclum en el Kimmeridgiense inferior.

El ejemplar descrito se ha recolectado en el estrato provisionalmente considerado techo de la Zona Hypselocyclum en el perfil de Puerto Lorente.

Ataxioceras (*Parataxioceras*) hippolytense ATROPS

Lám.V/fig.4

Sinonimia:

1982 *Ataxioceras (m Parataxioceras) hippolytense nov. sp.* ATROPS, p.193, lám.7/fig.7, lám.8/figs.5-6, lám.24/fig.6.

Material: 2 ejemplares: PL-26P(70), PL-26P(71).

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CU ₂	CE ₂	IC
PL-26P(70)	54.6	21.2	19.5	0.39	0.36	21	61	2.6
PL-26P(71)	≈96	45.5	28.5	0.47	0.30	17		5

Diagnosis: Formas primitivas del grupo *lothari* OPPEL con tamaños de 100-120mm. Evoluto. Costillas subpolilocoides tardías en la cámara de habitación. Densidad variable. Formaciones parabólicas raras o ausentes. Peristoma pedunculado.

Descripción: PL-26P(71) es un individuo casi completo, evolutivo y de tamaño medio. La ornamentación es relativamente delicada dentro del contexto de este subgénero. El desarrollo de dobles bifurcaciones bajas en vueltas internas y de auténticas polilocoides en la cámara de habitación excluye cualquier posibilidad de referencia a *O. (Ardescia)*. Índice de costulación moderado. Constricción final y cuello preperistomal bien desarrollado. Peristoma no conservado.

Discusión y afinidades: Este individuo se incluye sin dificultad en las características de las poblaciones de *A. (Parataxioceras) lothari lothari* (OPPEL), aunque esta subespecie se ha registrado en la Subzona superior de la Zona Hypselocyclum. Dentro del espectro de variabilidad de la subespecie son precisamente las formas más primitivas (*morfotipo C* in Atrops 1982, lám.42, fig.1) las que resultan más afines. Este hecho permitiría referir este individuo al *gr. lothari lothari* (OPPEL) planteando

cuestiones de interés desde el punto de vista evolutivo. El *morfortipo B* es más involuto y el *morfortipo A* presenta índice costal alto.

A. (Parataxioceras) hippolytense ATROPS apenas si se diferencia del mencionado *morfortipo C* de *lothari lothari* ATROPS en un índice costal algo más elevado, en relación con el diámetro y, sobre todo, en la aparición tardía de dobles bifurcaciones poliplocoides. *A. (Parataxioceras) hippolytense* ATROPS caracteriza la Subzona basal de la Zona Hypselocyclum.

PL-26P(71) resulta de alguna manera intermedio entre los individuos medios de dos especies ya de por sí próximas, las mencionadas especies de Atrops y Oppel.

Distribución geográfica: Las especies de Oppel, o formas próximas, se han reconocido en el SE de Francia, S de Alemania, Península ibérica (C. Ibérica), Argelia y Marruecos. La especie de Atrops sólo se ha reportado en el SE de Francia y previsiblemente se registrará también en el S Alemania.

Los ejemplares estudiados provienen del perfil de Puerto Lorente en el sector de Cazorla.

Distribución estratigráfica: Las especies de Atrops y Oppel caracterizan, respectivamente, las Subzonas inferior y superior de la Zona Hypselocyclum.

Los ejemplares descritos provienen del techo de la Zona Platynota o de la extrema base de la Zona Hypselocyclum en el perfil de Puerto Lorente.

GENERO CRUSSOLICERAS ENAY, 1959

Especie tipo: *Ammonites crusoliensis* FONTANNES in DUMORTIER & FONTANNES, 1876.

Para consideraciones generales sobre este género se refiere al lector al trabajo de Olóriz et al. (1985) que es la revisión más reciente que ha sido publicada.

Crussoliceras sp.

Lám.VI/fig.1

Material: 5 ejemplares.

Medidas: La mala conservación de los ejemplares no ha permitido realizar medidas fiables.

Discusión y afinidades: Un ejemplar que conserva la mayoría de la cámara de habitación, cuatro fragmentos pertenecientes a tres ejemplares de tamaño medio a grande, y un núcleo de costulación sencilla y fuerte cuya asignación a este género es necesariamente dudosa. El estudio de este escaso material no permite mayores precisiones, pero en la medida en que es posible una aproximación a grupos de especies, tal vez fuese posible aludir a los grupos denominados por Olóriz et al. (1985) "Divisum - Struktur - Typ" y "Almolaense - Struktur - Typ". En los fragmentos analizados es característica la costulación vigorosa del género.

Distribución geográfica: El grupo *Crussoliceras* es ampliamente reconocido, no sólo en áreas epicontinentales europeas, sino también en el N de Africa y probablemente en México y otras regiones distantes. También se reconoce en áreas distales de los márgenes N y S del Tethys: Zona Subbética en el S de España e Italia.

Los ejemplares recolectados en el Prebético Central provienen de los sectores de Cazorla y Segura de la Sierra. También se ha encontrado en el Algarve (perfil de Rocha-Pozo).

Distribución estratigráfica: Este género se ha reconocido en la Zona Divisum, pero los primeros registros ya se producen en la Zona Hypselocyclum o en su equivalente en áreas distales (Zona Strombecki).

El material recolectado procede de la Zona Divisum del perfil de Puerto Lorente, así como de los niveles más superiores con ammonites en el perfil de Navalperal. En Rocha-Pozo también pertenece a la Zona Divisum.

FORMAS DE POSICION SISTEMATICA INCIERTA

GENERO SUTNERIA ZITTEL, 1884

Especie tipo: *Nautilus platynotus* REINECKE, 1818.

Descripción: Son formas de involución variable (15 - 37%) y tamaño pequeño, con peristoma previsto de orejilla. La fuerza, el trazado y la dirección de la costulación son variables. La costulación secundaria puede afectar ó no a la RV. Pueden existir RES y tubérculos, así como costillas simples con desarrollo variable. En algunas formas se constata una marcada tendencia a la retracción de la espira al final de la CH.

Distribución estratigráfica: Su distribución estratigráfica abarca desde el Oxfordiense superior hasta el Tithónico.

Sutneria platynota (REINECKE)

Lám. VI/figs.2,4

Sinonimia:

- | | |
|-------------|---|
| 1877 | <i>Ammonites (Perisphinctes) platynotus</i> REINECKE in FAVRE, p.47 , lám.5/fig.2. |
| 1876-78 | <i>Ammonites (Perisphinctes) platynotus</i> REINECKE in LORIOL, lám.15/figs.1,2. |
| 1887-88 | <i>Ammonites platynotus</i> (REINECKE) in QUENSTEDT, p.999, lám.112/fig.6. |
| 1887-88 | <i>Ammonites reineckianus</i> QUENSTEDT, p.1001, 1002, lám.112/figs.7-14, p.1020, lám.116/fig.14. |
| non-1887-88 | <i>Ammonites reineckianus</i> QUENSTEDT, p.1002, lám.112/figs.16,17. |
| 1961 | <i>Sutneria (Sutneria) platynota</i> (REINECKE) in GEYER, p.131, lám.3/figs.11,12. |
| 1970 | <i>Sutneria (Sutneria) platynota</i> (REINECKE) in SCHAIRER, p.155, lám.1/figs.1-12, lám.2/figs.1-13. |
| 1977 | <i>Sutneria platynota</i> (REINECKE) in ZIEGLER, lám.3/fig.3. |
| 1978 | <i>Sutneria platynota</i> (REINECKE) in OLORIZ, p.371, lám.39/fig.2. |
| 1982 | <i>Sutneria platynota</i> (REINECKE) in ATROPS & BENEST, lám.1/figs.4-6. |
| 1986 | <i>Sutneria platynota</i> (REINECKE) in ATROPS & MARQUES, lám.1/figs.4,5. |
| 1992 | <i>Sutneria platynota</i> (REINECKE) in OLORIZ & RODRIGUEZ-TOVAR, p.160, fig.4c. |

1992 *Sutneria platynota* (REINECKE) in OLORIZ y RODRIGUEZ-TOVAR, p.93, figs.2,3.

Material: 36 ejemplares: RP-64(104), RP-77D(100), VB-17'(110), PL-HGC(2), PL-HGC(3), PL-6m(48), PL-8(I), PL-8(II), RG-CHK(37), BU-38, SS-2(24), SS-4(9), SS-4(16), SS-6(3), SS-6(19), SS-6(38), SS-8(17), SS-8(36), SS-10(25), SS-10(36), SS-10(53), SS-12(26), SS-12(56), SS-19(A), SS-V(24), SS-W (bas), NV-0(I), NV-0(II), NV-6(XII), NV-6(XIII), NV-21A(I), EF-2(1), EF-9-10(5), FA-6(93), FA-235(38), FA-517 ≈ 313(25).

Medidas: Se utilizan los parámetros de Schairer (1970).

D	Diámetro del ejemplar.
DI	Diámetro del primer tubérculo.
DU	Diámetro del último tubérculo.
I/D	Diámetro del primer tubérculo en relación con el D.
U/D	Idem. del último tubérculo.
T	Nº de tubérculos.
T ₂	Tubérculos en media vuelta de espira.
CU/UT	Nº de costillas umbilicales entre el último tubérculo y el peristoma.
O	Ombbligo del ejemplar.
O/D	Grado de involución.
CU ₂	Costillas umbilicales en media vuelta de espira.

	D	O	DI	DU	O/D	I/D	U/D	CU ₂	T ₂	CU/UT
VB-17'(110)	17	2.5		12.5	0.15		0.74	6-7	≥4	2
PL-HGC(2)	16.6	4	9.9	15.8	0.24			8	8	1
SS-4(9)	15	3.8	9.5	11.7	0.25	0.63	0.78	8	6	4
SS-6(19)	11	2.5		10.5	0.23		0.95	8	7	≥2
SS-6(38)	15	3.6	≈12	15	0.24	0.80	≈1	7	6?	
SS-10(36)	12	2.7	8.9	11.9	0.23	0.74	0.99	8-9	4	
SS-19(A)	19.7	5.5	12.5	16.4	0.28	0.63	0.83	≈8	5?	3
NV-0(I)	23.1	5.9	15.7	23.1	0.26	0.68	≈1		6	0

Diagnosis: Formas involutas de pequeño tamaño, con un característico estadio tuberculado, cuyos tubérculos se sitúan en la parte externa del flanco. Al final de la CH desaparece la ornamentación y la espira se retrae. Peristoma pedunculado.

Descripción: Formas de pequeño tamaño (11-23.1mm), variando el grado de involución entre el 15% y el 28%. La deformación por aplastamiento es frecuente. Entre el material estudiado se pueden distinguir 5 estadios desde el punto de vista ontogenético:

Un primer estadio desarrollado en la parte inicial de la VE. Consiste en una fase de costulación primaria fina y densa. Estas costillas se bifurcan en la parte inferior del flanco, dando lugar a costillas secundarias finas que atraviesan bifurcadas la región ventral de manera uniforme y

constante. Entre estos pares de costillas secundarias se desarrollan costillas residuales que se pierden antes de alcanzar la región umbilical.

En el segundo estadio la costulación primaria se va haciendo progresivamente menos densa pero a la vez más robusta. Las costillas primarias algo flexuosas se bifurcan, según un ángulo más amplio que en la fase anterior (hacia la mitad superior del flanco), dando lugar a pares de costillas secundarias entre las que se intercalan algunas otras residuales. Todas ellas atraviesan densamente la RV.

En el tercer estadio y de manera progresiva, las costillas primarias se encuentran algo más robustecidas y van adquiriendo en la parte más externa del flanco un pequeño tubérculo o "pellizco" en dirección radial. A partir de este aparecen normalmente 2 costillas, que junto con algunas residuales situadas entre ellas atraviesan ininterrumpidamente la RV.

El cuarto estadio es uno de los más significativos de esta especie. Se caracteriza por el fuerte robustecimiento de las costillas primarias (más anchas hacia la parte más externa del flanco), en cuyos extremos latero-ventrales suele desarrollarse un tubérculo en la dirección de crecimiento. Hacia el peristoma existe un número variable de costillas sin tubérculo. De acuerdo con esto, el número de tubérculos que caracteriza la especie es variable.

A partir de estos tubérculos suelen desarrollarse 3 costillas ventrales, que aún siendo marcadas y robustas en los primeros tubérculos van perdiendo intensidad en los últimos, dejando en su lugar una RV prácticamente lisa.

El último estadio es definitorio a la hora de la clasificación intraespecífica de *Sutneria platynota* según Schairer (1970). En él se desarrollan costillas primarias bien marcadas, flexuosas, que se bifurcan en la parte superior del flanco dando lugar a costillas secundarias también bien marcadas en un principio aunque progresivamente pierden intensidad hasta desaparecer, dejando una RV totalmente lisa.

El número de costillas primarias puede variar entre 4 y prácticamente 0 en correspondencia con los *morfortipos C, A* y su intermedio el *morfortipo B* (Schairer, 1970).

Al final de la CH se desarrolla un reborde característico en algunos ejemplares, así como un peristoma pedunculado con apófisis variables en el detalle.

Es de destacar que los cambios de ornamentación se suceden en general de forma progresiva en aquellos individuos donde se encuentran prácticamente todos los estadios desarrollados, aunque no siempre ocurre así, sino que pueden faltar algunos de ellos.

En ningún ejemplar se han podido conocer datos de la línea de sutura, ni medidas de la longitud de la CH.

Discusión y afinidades: A partir de los datos representados en la tabla de medidas y de algunas características cualitativas se pueden distinguir los diferentes morfortipos de Schairer (1970). Así los ejemplares PL-HGC(2), NV-0(I) y FA-6(93) muestran características propias del *morfortipo A*, los ejemplares PL-8 (I), SS-10(25), SS-19A, NV-6(XII) y EF-9-10(5) se asemejan más al *morfortipo B*, y los ejemplares SS-4(9), SS-6(3) y PL-8(II) al *morfortipo C*. El ejemplar VB-17'(110) muestra caracteres intermedios a *A* y *B*. Los ejemplares RP-64(104), RG-CHK(37), BU-38, SS-6(19), SS-12(26), SS-W(bas) y NV-21A(I) presentan caracteres intermedios a *B* y *C*.

El resto de los ejemplares debido a su mala conservación no poseen características excluyentes que los hagan incluir en un morfortipo determinado.

Es de destacar que de los ejemplares con morfortipo asignado, el 11% pertenecen al *morfortipo A*, el 28% al *B*, el 17% al *C*, el 5% a los *morfortipos A o B* y el 39% restante a los *morfortipos B o C*. Esto supone una desviación notable respecto al registro en el SE de Alemania, donde es bien conocida la distribución estratigráfica de los morfortipos de esta especie.

Con respecto a *Sutneria galar* (OPPEL) esta es de costulación fina y no posee tubérculos.

En relación con otras especies de *Sutneria* estas pertenecen a niveles estratigráficos diferentes.

Distribución geográfica: Sur de Alemania, Suiza, Francia, Península ibérica (C. Ibérica, C. Bética), Norte de Africa (Argelia) y México.

Prebético Central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra), Prebético Oriental (perfiles de Elche-Férez y Fuente Alamo) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior, Zona Platynota. En los perfiles estudiados es más abundante en la parte inferior de la Zona.

Sutneria cyclodorsata (MOESCH)

Lám.VI/fig.3

Sinonimia:

- 1867 *Ammonites cyclodorsatus* MOESCH, p.292 , lám.1/fig.1.
 1876-78 *Ammonites (Perisphinctes) cyclodorsatus* MOESCH in LORIOL, p.93, lám.15/fig.3, non lám.15/fig.4.
 non-1887-88 *Ammonites reineckianus* QUENSTEDT, p.1002, lám.112/fig.17.
 1978 *Sutneria cyclodorsata* (MOESCH) in OLORIZ, p.373, lám.39/fig.1.
 1979 *Sutneria hoelderi* n.nom. ZEISS, p.268, lám.2/fig.3.
 1979 *Sutneria cf. lorioli* n.nom. ZEISS, p.273, lám.6.

Material: 9 ejemplares: VB-9(2), VB-9(8), PL-39A(I), PL-39A(II), PL-39A(III), PL-45B(I), PL-45B(II), PL-45B(6), PL_{II}-G.

Medidas:

	D	O	H	O/D	H/D	CE ₂	CU ₂
PL-39A(I)	11	3	4	0.27	0.36		
PL-39A(III)	13	3.7		0.28		28	10?
PL-45B(I)	16	4	6.5	0.25	0.41		
PL-45B(II)	12	2.5	5.5	0.21	0.46		
PL-45B(6)	14	4	6	0.29	0.43		
PL _{II} -G	11	2	4.5	0.18	0.41		

Diagnosis: Tamaño pequeño, involución variable, sección subredondeada. Ornamentación de CU bifurcadas, con intercalaciones de costillas residuales, o poligradas. Las CE atraviesan sin interrupción la RV. Peristoma pedunculado.

Descripción: Formas de pequeño tamaño, con grado de involución variable (18-29%) y sección de subovalada a subredondeada. Se observan costillas primarias bien marcadas, robustas y espaciadas,

salvo excepciones de costulación primaria fina y densa (PL_{II}-G). Hacia la mitad del flanco estas costillas primarias se incurvan un poco (morfología en codo) y se dividen, dando lugar según los casos a costillas bifurcadas (PL-45B(6)) o a costillas poligiradas (VB-9(8), PL-45B(I)). En la mayoría de los casos las costillas secundarias son más finas que las primarias de las que proceden, salvo en los ejemplares VB-9(8) y PL_{II}-G en los que las costillas secundarias son igual de finas que las primarias. Posteriormente, cerca del final de la CH, las costillas primarias se van debilitando hacia la mitad del flanco PL-45B(I), dando paso a un área bastante lisa. El final del individuo consta de un peristoma pedunculado con ligeras diferencias según los ejemplares.

Discusión y afinidades: Entre los ejemplares estudiados destacan formas con costulación poligirada, más próximas al tipo de *S. hoelderi* ZEISS (PL-45B(I)). Otros ejemplares presentan morfología y costulación similar a *S. cf. lorioli* (PL-39A(I), PL-39A(III), PL-45B(6)); probablemente las morfologías más próximas al holotipo de *S. cyclodorsata s.e.* sean el PL-39A(II) y PL-45B(II).

Se diferencian de *S. galar* (OPPEL) y *S. platynota* (REINECKE) por su morfología y distribución estratigráfica.

Distribución geográfica: Europa continental, Inglaterra, Anatolia (Turquía), Etiopía y México. Prebético Central (sector de Cazorla) y Algarve (S Portugal).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zona Hypselocyclum)-Kimmeridgiense medio.

En el sector estudiado se han encontrado en el Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum)-Kimmeridgiense medio.

Sutneria sp. gr. *batalleri* (GEYER)

Sinonimia:

- | | |
|---------|--|
| 1887-88 | <i>Ammonites reineckianus</i> QUENSTEDT, p.1002, lám.112/fig.17. |
| 1963 | <i>Sutneria batalleri</i> GEYER, p.189, lám.18/figs.1-2. |
| 1978 | <i>Sutneria</i> sp. gr. " <i>eumela</i> " - <i>cyclodorsata</i> - <i>batalleri</i> in OLORIZ, p.374, lám.39/fig.4, non lám.39/fig.3. |

Material: 2 ejemplares: PL-33K(10), PL-33K(16).

Medidas: Material fragmentario que no permite medidas fiables.

Diagnosis: Formas involutas de pequeño tamaño y sección redondeada. Ornamentación sencilla y fuerte, esencialmente bifurcada, a veces poligirada al inicio de la vuelta externa. Parte final de la cámara de habitación lisa, con peristoma pedunculado.

Descripción: Formas de pequeño tamaño, involutas, con un grado de conservación que no permite un estudio detallado. Ornamentalmente se componen de costillas primarias gruesas y bien marcadas, bifurcadas a distintas alturas del flanco PL-33K(10). Las costillas externas, gruesas y bien marcadas, también atraviesan de forma continua e ininterrumpida la RV.

Discusión y afinidades: La costulación más vigorosa, así como la presencia de costillas poligiradas frecuentes, los distingue de *S. cyclodorsata* (MOESCH). La morfología general y su distribución estratigráfica las diferencia de otros grupos de *Sutnerias*.

Distribución geográfica: Península ibérica y Anatolia (Turquía). Prebético Central (sector de Cazorla).

Distribución estratigráfica: Kimmeridgiense inferior (Zonas Hypselocyclum y Divisum). El material descrito se ha recolectado en el Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum).

III.3. BIOESTRATIGRAFIA

III.3-1. CARACTERIZACIONES BIOESTRATIGRAFICAS PREVIAS

Antes de presentar el estudio realizado expondré, brevemente, algunas de las caracterizaciones bioestratigráficas propuestas para estos sectores en anteriores trabajos, con especial atención a las dataciones previamente obtenidas en los perfiles analizados en esta memoria.

En líneas generales, tanto en el Algarve como en el Prebético, mientras los sedimentos de edad Oxfordiense tardío y Kimmeridgiense temprano han podido ser datados por ammonites, los materiales jurásicos más modernos, de facies propias de plataforma interna, han sido caracterizados a partir del estudio de microorganismos como foraminíferos bentónicos, algas o incluso ostrácodos.

Las dataciones más significativas propuestas para los materiales del Jurásico superior en los distintos sectores son:

III.3-1.a. Sector Septentrional del Algarve (Sur de Portugal)

Los materiales datados a partir del estudio de ammonites en este sector han sido fundamentalmente los pertenecientes a la formación **Calcários margosos e margas do Peral** (Marques, 1983, 1984; Marques & Olóriz, 1989b, 1992; Marques et al., 1992, 1993). Otras formaciones en las que se han reconocido restos de ammonites; **Calcários hidráulicos de Loulé** y **Calcários com nódulos de silex da Jordana**, no han podido ser suficientemente caracterizadas desde el punto de vista bioestratigráfico (Marques, 1983).

Un primer estudio bioestratigráfico del intervalo Oxfordiense-Kimmeridgiense en el Algarve oriental se encuentra en Marques (1983, 1984). Estudios posteriores, más detallados, han mejorado el conocimiento del intervalo Oxfordiense medio/superior (Marques et al., 1992, 1993), y de la parte superior del Kimmeridgiense inferior, Zona Divisum (Marques & Olóriz, 1992). Marques (1983, 1984) reconoció el resto del Kimmeridgiense inferior, Zonas Platynota e Hypselocyclum, en el Algarve oriental, incluso con asociaciones de ammonites relativamente empobrecidas. Aunque la autora destaca la dificultad de establecer el límite Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, a causa de la escasez de *Sutneria platynota* (REINECKE), caracteriza las distintas Subzonas de la Zona Platynota, e incluso un *horizonte de Amoeboceras* en la Subzona Orthosphinctes (Marques, 1983, 1984). A partir de los datos bioestratigráficos de Marques (1983), Olóriz et al. (1988) ponen de manifiesto la frecuente ausencia en el Algarve de especies que caractericen la parte superior de las Subzonas Desmoides y Guilherandense. Olóriz et al. (1994), aportan nuevos datos para la caracterización de la Zona Platynota en el perfil de Rocha-Pozo.

La datación del resto del Jurásico superior se ha realizado, fundamentalmente, a partir del estudio de foraminíferos bentónicos y algas caráceas (Ramalho, 1985). Debe destacarse la distribución

de *Alveosepta jaccardi* por su importancia a nivel del paleomargen suribérico. Ramalho (1985) registra este fósil índice en dos tramos estratigráficos, siempre en relación con la instalación de formaciones de plataforma interna en el Algarve oriental: a) el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense basal, y b) desde el Kimmeridgiense, sin especificar, al límite Kimmeridgiense-Portlandiense. Ramalho & Ribeiro (1985) reconocen, puntualmente, en el Algarve occidental, unas capas con este fósil, datadas con corales como Kimmeridgiense inferior.

III.3-1.a.1. Dataciones previas en los perfiles seleccionados

- Perfil de Vale da Burra

La bioestratigrafía más completa del perfil de Vale da Burra se encuentra en Marques (1983). En este trabajo la autora reconoce parte del Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum y Planula) y del Kimmeridgiense inferior (Zonas Platynota e Hypselocyclum). En la Zona Platynota se diferencian las Subzonas Orthosphinctes (con *Sutneria gr. platynota* (REINECKE) y *Amoeboceras sp.*, entre otros) y Desmoides (con *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE), *Orthosphinctes (Ardescia) cf. desmoides* (WEGELE) *desmoides* ATROPS y *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) cf. pseudoachilles* (WEGELE), entre otros). En la Zona Hypselocyclum reconoce la Subzona Lothari (con *Taramelliceras (Taramelliceras) cf. compsum* (OPPEL), *Ataxioceras (Ataxioceras) gr. hypselocyclum* (FONTANNES) *hypselocyclum* ATROPS y *Crussoliceras sp.* entre otros).

- Perfil de Rocha-Pozo

La primera caracterización bioestratigráfica detallada del perfil de Rocha-Pozo la propone Marques (1983). En este trabajo se diferenció parte del Oxfordiense superior (Zonas Bimammatum y Planula) y del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota), sin embargo no se reconoce de manera precisa el límite entre ambos pisos debido a la ausencia de *Sutneria platynota* (REINECKE). Respecto a la Zona Platynota se diferencia únicamente la Subzona Desmoides a partir del registro de *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE), *Orthosphinctes (Ardescia) cf. desmoides* (WEGELE) *desmoides* ATROPS, *Orthosphinctes (Ardescia) gr. proinconditus* (WEGELE), *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) cf. evolutus* (QUENSTED) y *Ataxioceras (Schneidia) sp.*, entre otros. Por encima de la Zona Platynota (Subzona Desmoides) se registran: *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) cf. pseudoachilles* (WEGELE), *Orthosphinctes (Ardescia) sp.* y *Ataxioceras (Schneidia) sp.*, entre otros, asignados a un Kimmeridgiense inferior sin mayor precisión.

En publicaciones posteriores se han estudiado algunos intervalos en detalle, desde el punto de vista bioestratigráfico y de las asociaciones fósiles. A este respecto destacaríamos; a) la caracterización del Oxfordiense medio-superior (Marques et al., 1992, 1993), b) el estudio de los biohermos reconocidos entre las Formaciones Peral-Jordana y asignados al Kimmeridgiense inferior (Ramalho, 1988; Marques & Olóriz, 1989b), y c) la caracterización de la parte superior del Kimmeridgiense inferior, Zona Divisum, a partir del registro de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) a techo de la formación Peral (Marques & Olóriz, 1992).

Olóriz et al. (1994), representan en una columna litológica sintética la distribución bioestratigráfica de los ammonites más significativos a lo largo de la Zona Platynota (Subzonas Orthosphinctes, Desmoides y Guilherandense).

III.3-1.b. Zona Prebética

A los tramos calizos inferiores de la sucesión del Malm se les ha asignado clásicamente una edad Oxfordiense tardío a partir del estudio de una abundante asociación de ammonites e incluso del análisis de microfácies (Foucault, 1965, 1971a,b; Fourcade, 1966b, 1970, 1971; Azéma, 1971, 1977; Azéma et al., 1971, 1979; López-Garrido, 1971; López-Garrido y Jerez-Mir, 1971; Pendas, 1971; Dabrio, 1973; Jerez-Mir, 1973; García-Hernández, 1978; Rodríguez-Estrella, 1978; García-Hernández y López-Garrido, 1979; Baena y Jerez-Mir, 1982). Trabajos más detallados han puesto de manifiesto la existencia del Oxfordiense medio en las partes basales de la sucesión caliza, bajo los materiales del Oxfordiense superior (Behmel, 1970; García-Hernández y López-Garrido, 1979c, 1988; García-Hernández et al., 1979, 1981; Acosta et al., 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989). Behmel (1970) diferencia, incluso, el Oxfordiense inferior, en el sector oriental de la Zona Prebética.

La sucesión suprayacente, caracterizada por unas margas basales a las que sucede una alternancia margoso-calcárea o sus equivalentes laterales, ha sido asignada al Kimmeridgiense inferior en líneas generales:

- El tramo de carácter mayoritariamente margoso, reconocido a base de la sucesión, ha sido atribuido, generalmente, al Kimmeridgiense inferior (base o términos inferiores del Kimmeridgiense en los trabajos más antiguos), por la presencia de ammonites como *Sutneria platynota* (REINECKE) y algunos *Ataxioceras* sp. (Fourcade, 1966b, 1970, 1971; Azéma et al., 1971; Jerez-Mir, 1973). En ocasiones se reconoce la Zona Platynota (López-Garrido, 1971; García-Hernández y López-Garrido, 1979a,c, 1988; García-Hernández et al., 1979; López-Garrido y García-Hernández, 1988). Localmente, las partes inferiores de estas margas son asignadas al Oxfordiense superior, reconociéndose el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el interior del tramo margoso (Behmel, 1970; Azéma et al., 1971; Foucault, 1971a,b; Azéma, 1977; Arias, 1978; García-Hernández y López-Garrido, 1979c; Acosta et al., 1988; Acosta, 1989; Rodríguez-Tovar, 1990; López-Galindo et al., 1992).

- El tramo correspondiente a la alternancia margoso-calcárea o equivalentes laterales es atribuido, en la mayoría de los casos, al Kimmeridgiense inferior sin mayor detalle: a) por la presencia de algunos *Ataxioceras* fundamentalmente en la base del tramo, b) por su posición estratigráfica, o c) por correlación con otros perfiles (Fourcade, 1966b, 1970, 1971; Azéma, 1971, 1977; López-Garrido, 1971; Dabrio, 1973; Arias, 1978; García-Hernández y López-Garrido, 1979a,c, 1988; García-Hernández et al., 1979; López-Garrido y García-Hernández, 1988). Ocasionalmente este tramo se ha asignado incluso a la Zona Platynota (García-Hernández, 1978; Rodríguez-Estrella, 1978; Acosta, 1989).

De manera puntual los niveles medios y superiores del tramo han sido datados de edad Kimmeridgiense "medio" (Jerez-Mir, 1973; Baena y Jerez-Mir, 1982).

Trabajos bioestratigráficos detallados han permitido una caracterización precisa de la ritmita margoso-calcárea. Mayoritariamente, esta ritmita es asignada al Kimmeridgiense inferior, con divisiones a nivel zonal (Behmel, 1970; Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a), e incluso de rango subzonal (Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a).

- Por último, las facies que caracterizan las partes basales del tramo superior del Malm (dolomías, calizas, calizas gravelosas, oolíticas, oncolíticas...), han sido mayoritariamente datadas como Kimmeridgiense medio a partir del estudio de microorganismos, de la posición estratigráfica y por correlación (Fourcade 1970, 1971; López-Garrido, 1971; Dabrio, 1973; Jerez-Mir, 1973; Fourcade et al., 1977; Arias, 1978; García-Hernández, 1978; Rodríguez-Estrella, 1978; Azéma et al.,

1979; García-Hernández y López-Garrido, 1979a,b,c, 1988; García-Hernández et al., 1979; Baena y Jerez-Mir, 1982; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989).

Al igual que he procedido con los materiales asignados al Kimmeridgiense medio en el Algarve, resulta interesante analizar, brevemente, su datación en la Zona Prebética:

- Fourcade (1970, 1971), propone la "zone à *Alveosepta* (ex *Pseudocyclammina*) *jaccardi*". Este autor la atribuye al Kimmeridgiense medio en el SE de España, considerándola un buen marcador estratigráfico para caracterizar capas de la parte media del Kimmeridgiense. Previamente Fourcade (1966b) encontraba *Pseudocyclammina jaccardi* en las calizas que existen en la parte superior de la secuencia rítmica, bajo las dolomías y las calizas gravelosas u oolíticas. Asimismo, en 1970 (apartado C, pg. 80) registra las primeras *Alveosepta jaccardi* en los sedimentos que corresponderían al final del Kimmeridgiense inferior. En las tablas de repartición estratigráfica (1970, fig.2 y 1971, fig.3) la distribución de *Alveosepta jaccardi* abarca todo el Kimmeridgiense medio, y también una parte significativa del Kimmeridgiense inferior.

Sin embargo, la atribución de la "zone à *Alveosepta jaccardi*" al Kimmeridgiense medio (Fourcade, 1970, 1971), junto con la calibración poco detallada de los materiales infrayacentes, e incluso, ocasionalmente, la dificultad para identificar el techo de la sucesión infrayacente por criterios litológicos, condicionó la datación del Jurásico superior de este sector de la Zona Prebética (Linares-Girela, 1976; Fourcade et al., 1977; Rodríguez-Estrella, 1978; Arias, 1978).

Una interesante y novedosa aportación la encontramos en Arias (1978, p.249-250). A partir de la clasificación de unos ammonites recolectados en las areniscas oolíticas, y la presencia de un ejemplar de *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) *sp.*, este autor data el Kimmeridgiense inferior en las facies en las que Fourcade (1970) citaba la presencia de *Alveosepta jaccardi* y asignaba en esta región al Kimmeridgiense "medio".

Los condicionantes arriba mencionados influyeron, asimismo, en las investigaciones realizadas en los sectores situados hacia el oeste:

- García-Hernández (1978) propone una biozona intervalo entre *Sutneria Platynota* (REINECKE) y *A. Lusitanica*, para el conjunto de materiales que media entre la desaparición de *Sutneria Platynota* (REINECKE), bajo facies de margocalizas y margas con ammonites, y la aparición de *A. Lusitanica*. Esta biozona se correspondería, según el autor, con las biozonas de *A. jaccardi* y de *E. virguliana*, propuestas por Fourcade (1970). Sin embargo, dada la práctica ausencia de ambos indicadores zonales en el área de estudio, García-Hernández (1978, fig.72a), prefirió caracterizar el período como una biozona de intervalo que abarcaría el Kimmeridgiense medio y superior, zonas *A. jaccardi* y *E. virguliana* según Fourcade (1970).

- García-Hernández y López-Garrido (1979b), definen la biozona de *A. jaccardi* a partir de los trabajos de Fourcade (1970) y García-Hernández (1978), asignándola al Kimmeridgiense medio y parte basal del Kimmeridgiense superior (García-Hernández y López-Garrido, 1979b, fig.1). Este mismo esquema lo siguen utilizando en García-Hernández & López-Garrido (1988) y López-Garrido y García-Hernández (1988).

III.3-1.b.1. Dataciones previas en los perfiles seleccionados

III.3-1.b.1.a. Prebético Central

- Perfil de Puerto Lorente

Foucault (1971, pg.72, fig.13) estudia detalladamente el afloramiento de Puerto Lorente. Respecto de la sucesión del Malm reconoce unos primeros niveles de calizas nodulosas rojas, asignados por correlación al Oxfordiense superior. Sobre estos existen calizas y margas de edad Kimmeridgiense, seguidas por margas verdes con brechas y pisolitos ferruginosos del Portlandiense-Berriasense (paso Jurásico-Cretácico). Reconoce un hardground en el Malm en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Acosta (1989, fig.18) presenta la columna estratigráfica de la ritmita margoso-calcárea del Kimmeridgiense inferior. Desde el punto de vista bioestratigráfico este autor reconoce el Oxfordiense superior (Zona Planula), coronado por un hardground, sobre el que sitúa la Zona Platynota, Kimmeridgiense inferior, aunque sin delimitar su techo. La sucesión kimmeridgiense limita a techo con un nivel de arcillas rojas-verdosas con nódulos y pisolitos ferruginosos del Aptense superior.

Rodríguez-Tovar (1990), realiza una detallada caracterización bioestratigráfica del Kimmeridgiense inferior-medio p.p., en este perfil. Respecto del Kimmeridgiense inferior diferencia: a) la Zona Platynota, en la que reconoce las Subzonas Desmoides y Guilherandense, y propone con reservas la Subzona Orthosphinctes para los niveles basales, b) la Zona Hypselocyclum, y c) la Zona Divisum. Respecto del Kimmeridgiense medio, reconoce parte de la Zona Acanthicum. La asociación de ammonites reconocida, y revisada por Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a), será empleada en esta memoria para la caracterización bioestratigráfica del perfil, con los retoques obligados por la obtención de nuevos datos.

En trabajos posteriores en los que se estudia el perfil de Puerto Lorente se ha empleado esta caracterización bioestratigráfica (López-Galindo et al., 1991; Olóriz et al., 1992a,b, 1994; Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992b, a en prensa).

Recientemente Olóriz y Rodríguez-Tovar (1993b) reconsideran el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en este perfil, tras reconocer algunos ejemplares de *Sutneria platynota* (REINECKE) en la superficie ferruginizada que precede a la intercalación margosa de edad Kimmeridgiense.

- Perfil de Segura de la Sierra

López-Garrido (1971) diferencia calizas nodulosas con abundante fauna de ammonites en la parte inferior de la sucesión del Malm. En la base, reconoce numerosas formas inclasificables del grupo *Divisosphinctes* (= *Dichotomoceras*). Sobre estas identificó: *Euaspidoceras* sp.; *Ochetoceras marantianus* (ORBIGNY); *Taramelliceras flexuosus pinguis* (QUENSTEDT), entre otros. Hacia techo aparecen: *Perisphinctes (Orthosphinctes) tiziani* (OPPEL); *Lithacoceras (Progeronia) pseudopolyplacoides* GEYER, entre otros. Este autor interpreta que en las calizas nodulosas está representado su Oxfordiense superior (Zona de bimammatum) y que la fauna encontrada hacia techo marca ya la transición al Kimmeridgiense basal.

Sobre las calizas nodulosas reconoció una alternancia de calizas, margocalizas y margas, en cuyo tramo inferior la asociación de *Sutneria platynota* (REINECKE), *Ataxioceras polyplacus breviceps* (QUENSTEDT) y *A. (Parataxioceras) cf. schneidii* GEYER, entre otros, le puso de

manifiesto la existencia del Kimmeridgiense inferior (Zona de platynota). En el resto de la sucesión no encontró ammonites.

Sobre las alternancias de calizas y margas diferencia unas dolomías que deben corresponder al Kimeridgiense por correlación con Navalperal.

García-Hernández (1978) describe brevemente 2 series estratigráficas en las cercanías del pueblo de Segura de la Sierra, en las que diferencia un Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) con alternancia de margas y calizas, y un Kimmeridgiense medio dolomítico. En ningún caso especifica los criterios para su interpretación cronológica.

En los itinerarios por las sierras de Cazorla y Segura, que forman parte de los documentos del II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, García-Hernández y López-Garrido (1979a) describen el perfil de Segura de la Sierra (parada nº9) sin aportar datos bioestratigráficos nuevos a los publicados por López-Garrido (1971).

García-Hernández et al. (1981, perfil nº2) estudian las calizas nodulosas del perfil de Segura de la Sierra; en esta ocasión se diferencia un Oxfordiense medio-superior (Zonas Bifurcatus-Bimammatum y Planula) y se reconoce el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en un hardground sobre el que se asientan las margas kimmeridgienses.

Rodríguez-Tovar (1990) presenta un minucioso análisis bioestratigráfico del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en este perfil, reconociendo las Subzonas Desmoides y Guilherandense, y proponiendo con reservas la Subzona Orthosphinctes para los niveles basales. La asociación de ammonites reconocida, y revisada por Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a) se empleará en esta memoria para la caracterización bioestratigráfica del perfil, con las modificaciones obligadas por la obtención de nuevos datos.

En trabajos posteriores en los que se estudia el perfil de Segura de la Sierra se ha empleado esta caracterización bioestratigráfica (López-Galindo et al., 1991; Olóriz et al., 1992a,b, 1994; Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992b).

- Perfil de Navalperal

López-Garrido y Jerez-Mir (1971) proponen este perfil como serie tipo para el Mesozoico prebético en la región de Orquera y Siles. Estos autores diferencian unas calizas de aspecto noduloso con una asociación de ammonites del Oxfordiense superior (*Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT) y *Gregoryceras sp.* entre otros). Sobre estas diferencian una alternancia de margocalizas, margas y calizas con *Ataxioceras sp.* y *Lithacoceras sp.*, entre otros, a la que asignan una edad Kimmeridgiense. En niveles superiores reconocen un tramo de dolomías masivas, sin fósiles, datado como Kimmeridgiense, sobre el que se asienta un nuevo tramo dolomítico, igualmente sin fósiles, datado como Portlandiense en facies Purbeck. Por encima se reconoce una alternancia de calizas, margas y lutitas que por micropaleontología es datada como Aptense.

López-Garrido (1971) aporta nuevas precisiones cronoestratigráficas. La abundante fauna clasificada en las calizas nodulosas (*Perisphinctes (Arisphinctes) helenae* DE RIAZ; *Perisphinctes aff. rhodanicus* DORN, *Perisphinctes monteiroi* CHOFFAT, *Perisphinctes triplicatilis albus* (QUENSTEDT), *Euspidoceras perarmatus* (SOW.), *Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT) le permite datar su Oxfordiense superior (Zonas de transversarium y bimammatum). La alternancia de margocalizas piritosas y margas con algunos ammonites; *Sutneria*?, *Ataxioceras sp.*, *Lithacoceras sp.*, entre otros, le permiten datar el Kimmeridgiense inferior (zona de *S. platynota*). Las calizas y dolomías, que se superponen a la alternancia de margocalizas y margas, son asignadas al Kimmeridgiense medio y superior respectivamente.

García-Hernández (1978) distingue Kimmeridgiense inferior (biozona de *S. platynota*) compuesto de margas y calizas, Kimmeridgiense medio de calizas y dolomías, y Kimmeridgiense superior de calizas arrecifales. En ningún caso se argumenta la base de la asignación cronológica.

En los itinerarios geológicos por las sierras de Cazorla y Segura, que forman parte de los documentos del II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, García-Hernández y López-Garrido (1979a) describen el corte de Navalperal en la parada (nº10). La figura que presentan se encuentra en López-Garrido y Jerez-Mir (1971).

García-Hernández et al. (1981, perfil 1) diferencian el Oxfordiense medio (Zona *Bifurcatus*) y superior (Zonas *Bimammatum* y *Planula*). La base del Kimmeridgiense inferior (Zona *Platynota*) la sitúan en el interior de un tramo calizo, en cuyo techo reconocen un *hardground*.

Baena y Jerez-Mir (1982, fig. nº7a,45), en referencia a López-Garrido (1971), presentan la columna litológica de Navalperal-Peñalta. En esta distinguen: a) el Oxfordiense superior de calizas nodulosas, b) el Kimmeridgiense inferior-medio con alternancia de calizas y margas, y c) el Kimmeridgiense medio en un tramo dolomítico.

Rodríguez-Tovar (1990) realiza un análisis bioestratigráfico de los materiales de edad kimmeridgiense temprano en este perfil. La asociación de ammonites permite reconocer las Zonas *Platynota* y *Divisum*. La Zona *Hypselocyclum* es propuesta por su posición estratigráfica. Respecto de la Zona *Platynota* reconoce las Subzonas *Desmoides* y *Guilherandense*, y propone con reservas la Subzona *Orthosphinctes* para los niveles basales. La asociación de ammonites reconocida será empleada en esta memoria para la caracterización bioestratigráfica del perfil. En trabajos posteriores, en los que se hace referencia al perfil de Navalperal, se ha empleado esta caracterización bioestratigráfica (López-Galindo et al., 1991; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a).

III.3-1.b.1b Prebético Oriental

- Perfil de Fuente Alamo

De los 2 perfiles seleccionados en el sector oriental de la Zona Prebética es el de Fuente Alamo el mejor caracterizado bioestratigráficamente y al que se hace referencia en numerosas publicaciones.

Fourcade (1966a,b, 1970 y 1971 en Azéma et al., 1971) es el primero en estudiar en detalle esta sucesión. En 1966a, el autor reconoce la existencia de ammonites que, según él, permiten diferenciar el Oxfordiense medio en las calizas con espongiarios basales. En trabajos posteriores, Fourcade (1966b, 1970 y 1971) presenta la columna estratigráfica del perfil, diferenciando de muro a techo: a) unas calizas basales con ammonites asignadas al Oxfordiense superior (*Argoviense* y *Rauraciense*), b) unas margas con ammonites piritosos de la base del Kimmeridgiense (Fourcade, 1966b), datadas del Kimmeridgiense inferior por la presencia de *Sutneria platynota* (REINECKE) y *Ataxioceras* (Fourcade, 1970, 1971), c) una alternancia de calizas y margas con fragmentos de *Ataxioceras* en su base, sobre las que se reconocen calizas incluso con oncolitos que poseen *Pseudocyclammia (Alveosepta) jaccardi* bien por encima del límite Oxfordiense/Kimmeridgiense (Fourcade, 1966b) y que fueron atribuidas al Kimmeridgiense inferior en Fourcade (1970, 1971), y d) unas dolomías y calizas superiores con microfacies de "cachet kimmeridgien" (Fourcade, 1966b), datadas como Kimmeridgiense medio y superior con microorganismos (Fourcade, 1970) o sólo como Kimmeridgiense medio en Fourcade (1971).

Behmel (1970, perfil 15) basándose en el estudio de ammonites establece una bioestratigrafía bastante detallada de la sucesión de Fuente Alamo. Este autor reconoce el Oxfordiense medio (Zona *Plicatilis*) y superior (Zonas *Bifurcatus*, *Bimammatum* y *Planula*) en las calizas con espongiarios

basales, salvo la Zona Planula diferenciada casi por completo en el tercio inferior de las margas con las que se inicia la ritmita. En el Kimmeridgiense inferior reconoce las Zonas Platynota, Hypselocyclum y Divisum. La Zona Platynota comprende el resto de las margas y parte de la alternancia de margas y margocalizas, en la que también se registran las Zonas Hypselocyclum y Divisum. El límite entre el Kimmeridgiense inferior y superior, en un tramo de carácter marcadamente calizo, no está claramente establecido. La parte superior de la sucesión es asignada al Tithónico. De la calibración bioestratigráfica obtenida para el Kimmeridgiense inferior destacarían los siguientes hechos:

- La coincidencia en el mismo nivel de *Sutneria galar* (OPPEL) y *Sutneria platynota* (REINECKE).
- La distribución de *Sutneria platynota* (REINECKE) a lo largo de todo el intervalo asignado a la Zona Platynota.
- La presencia de *Ataxioceras (Parataxiocheras) pseudoeffrenatum* WEGELE, prácticamente a lo largo de toda la Zona Hypselocyclum.
- La presencia en el intervalo entre la Zona Divisum y la Subzona Setatum (Kimmeridgiense inferior y superior, respectivamente) de *Lithacoceras (Lith.) sp.ex gr.lictor* (FONTANNES); *Lithacoceras (Lith.) albulum* (QUENSTEDT); *Perisphinctes (Orthosphinctes) cf. praenuntians* FONTANNES y *Virgatosphinctes (Virgatataxiocheras) cf. setatum* (SCHNEID).

Sin embargo, como se comprobará posteriormente, la temporización establecida por Behmel (1970) no coincide exactamente con la considerada en esta memoria y que se apuntó en López-Galindo et al. (1992) como un esquema preliminar.

- Perfil de Elche-Férez

Respecto al perfil de Elche-Férez, Behmel (1970, perfiles 12a y 12b) reconoce el Oxfordiense medio (Zona Plicatilis?) y superior (Zonas Bifurcatus, Bimammatum y Planula) no demasiado bien representados en niveles de calizas, calizas con espongiarios y dolomías; la Zona Planula la diferenció fundamentalmente en el tercio inferior de las margas registradas en la base de la ritmita. En el Kimmeridgiense inferior este autor diferencia la Zona Platynota, correspondiente a los 2/3 superiores de las margas, y la Zona Hypselocyclum cuyo límite superior no establece. En este caso la caracterización bioestratigráfica no es tan precisa, destacando la presencia de *Ataxioceras (Parataxiocheras) desmoides* WEGELE y *Ataxioceras (Parataxiocheras) cf. schneidi* GEYER en el mismo nivel, hecho que interpreta como base de la Zona Hypselocyclum.

Jerez-Mir (1973) estudia este perfil (Serie entre el río Segura y la Sierra de la Solana), sin aportar datos bioestratigráficos nuevos. Mientras el Oxfordiense superior es correlacionado a partir del estudio de las microfácies, el Kimmeridgiense inferior-medio y el Kimmeridgiense medio son interpretados por litologías, facies y posición estratigráfica.

III.3.2. PROPUESTA BIO-CRONOESTRATIGRAFICA

En las investigaciones sobre el Jurásico superior, una práctica tradicional, y aún no relevada, es el establecimiento de temporizaciones a partir del estudio de ammonites. En áreas epicontinentales se ha reconocido el valor de los perisphinctidos. Así, para el Kimmeridgiense inferior serán los Ataxioceratinae los que proporcionan esquemas bioestratigráficos con capacidad de correlación, incluso a nivel intra-zonal.

En los afloramientos estudiados la consecución de un esquema bioestratigráfico encuentra limitaciones debido a combinaciones variables de escasez y conservación de los restos de ammonites. Esto implica que el reconocimiento de los límites zonales sea difícil, e incluso que de hecho se utilicen cronozonas, indirectamente deducidas por las asociaciones faunísticas, mejor que biozonas. En nuestro caso se han identificado las cronozonas Platynota, Hypselocyclus, Divisum y parte de Acanthicum. Sólo en el primer caso el intervalo puede localmente corresponder, casi en su totalidad, a la biozona de *Sutneria platynota* (REINECKE).

La revisión bioestratigráfica más reciente de la parte basal y media del Kimmeridgiense inferior en áreas epicontinentales submediterráneas fue realizada por Atrops (1982) en el SE de Francia, sobre la base de un detallado estudio paleontológico de la subfamilia Ataxioceratinae s. Zeiss (1968). El esquema de este autor se ha venido considerando un standard de referencia para la subdivisión bioestratigráfica y las correlaciones en dichas áreas. En efecto, los argumentos básicos de la subdivisión parecen ser reconocibles en regiones distantes, tanto en la Península ibérica como en el N de África, Suiza y S de Alemania. No obstante algunas diferencias, que pueden considerarse menores en un principio, pero no por ello carentes de significación, se van reconociendo en la medida en que avanza el conocimiento en áreas epicontinentales más meridionales.

En la Península ibérica el Kimmeridgiense inferior de plataforma ha sido estudiado por medio de ammonites en la Cordillera Ibérica (Moliner, 1983; Atrops & Meléndez, 1984; Moliner & Olóriz, 1984) y en el Algarve (Marques, 1983, 1984; Marques & Olóriz, 1992). Los trabajos mencionados recogen la información básica, prácticamente sin modificaciones posteriores. En el Prebético, los estudios son muy escasos y no se centran en análisis paleontológicos de detalle; solo recientemente se han realizado los primeros análisis centrados en el Kimmeridgiense inferior (Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a), dado que en el trabajo de García-Hernández et al. (1979) la ritmita kimmeridgiense sólo fue aludida en términos muy generales.

De las investigaciones realizadas en la Península ibérica puede sorprender a primera vista que sea la región más "distante" del SE Francia, el Algarve, la que registra de manera más fiel el esquema propuesto en l'Ardeche y en regiones próximas a partir de las sucesiones de Ataxioceratinae. Como se ha comentado anteriormente, según Marques (1983), y aún con asociaciones relativamente empobrecidas, la completa subdivisión de la Zona Platynota es reconocible, incluido un horizonte de *Amoeboceras* que representará una incursión de formas boreales o subboreales (Marques, 1983, 1984). Por el contrario, las investigaciones en la C. Ibérica (Atrops & Meléndez, 1984; Moliner & Olóriz, 1984) evidencian la existencia, en esa región, de ciertas desviaciones significativas: dificultad de reconocimiento y espesor reducido de la Subzona de orthosphinctes, dificultad de reconocimiento a nivel de algunos horizontes bioestratigráficos en las Subzonas de *O. (A.) desmoides* y *Atax. (Schn.) guilherandense*, ausencia en la Subzona de orthosphinctes del horizonte de *Amoeboceras* y rangos bioestratigráficos algo diferentes en especies con valor bioestratigráfico, todo ello en un contexto de reconocidas desviaciones fenotípicas con valor regional. En toda Iberia, la Zona Hypselocyclus es comparativamente pobre en ammonites y su caracterización es también más difícil, con escasas posibilidades de subdivisión por el momento (Marques 1983, 1984; Atrops & Meléndez, 1984; Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a). Por el contrario, la Zona Divisum se caracteriza fácilmente a partir del registro de *Crussoliceras* (Atrops & Meléndez, 1984; Rodríguez-Tovar, 1990; Marques & Olóriz, 1992; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a), e incluso, de acuerdo con Rodríguez-Tovar (1990), Marques & Olóriz (1992) y Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a) es posible reconocer una subzona superior (Subzona Uhlandi) tal como fue propuesto para el Subbético (Olóriz, 1978).

De acuerdo con lo anterior parece adecuado prever y admitir para el Kimmeridgiense inferior, la existencia de ciertas desviaciones respecto a un esquema bioestratigráfico standard (Atrops, 1982), que es aceptable en sus rasgos generales.

Para el Kimmeridgiense medio (o superior *s. gallico*) la información es aún insuficiente tanto en la Cordillera Ibérica, como en el Prebético y en el Algarve. Es necesario concentrar futuros esfuerzos en este intervalo en los dominios epicontinentales de Iberia. De acuerdo con esto, se aludirá a la Zona Acanthicum como referente standard para las plataformas europeas de carácter submediterráneo, sin que ello elimine la posibilidad de reconsideraciones en un futuro próximo.

En consecuencia, la propuesta que se presenta a continuación debe considerarse provisional, en tanto pueda obtenerse una información más completa y conocerse la significación de las desviaciones reconocidas.

Zona de Platynota

Reconocida por la distribución registrada de *Sutneria platynota* (REINECKE) y/o de las formas que generalmente la acompañan. Tentativamente se han diferenciado las Subzonas Orthosphictes, Desmoides y Guilherandense (Atrops, 1982). Con frecuencia ha sido imposible la identificación inequívoca de los límites a nivel de subzona. En ningún caso se han delimitado horizontes bioestratigráficos correlacionables con los del SE de Francia (Atrops, 1982), o de la C. Ibérica (Moliner & Olóriz, 1984). Así pues, el esquema general resulta más próximo al reconocido en el Algarve, Portugal (Marques 1983, 1984), con el que las diferencias más notables son la carencia de indicios de la existencia del horizonte de *Amoeboceras*, cuestión que necesita ser investigada en profundidad (Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a), y la relativa abundancia del registro de *Sutneria platynota* (REINECKE).

En el contexto general de la Zona Platynota destaca un máximo del registro de los Ataxioceratinae en la Subzona Desmoides, que se corresponde con la proliferación de *O. (Ardescia)*. El límite superior de la Zona Platynota se correlaciona bien con la desaparición del índice zonal, con el techo del registro diversificado de *O. (Ardescia)* y con un escaso desarrollo de *Ataxioceras (Schneidia)*.

La asociación registrada está compuesta por:

Lytoceras sp.; *Phylloceras sp.*; *Sowerbyceras sp.*; *Haplocerataceae gen. indet.*; *Streblites sp.*; *Taramelliceras sp.*; *T. (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL); *T. (M.) subnereus* (WEGELE); *T. (M.) falcula* (QUENSTEDT); *T. (M.) kobyi wegelei* SCHAIRER; *T. (M.) kobyi kobyi* (CHOFFAT); *T. (M.) crassatus* (QUENSTEDT); *T. (M.) rigidum* (WEGELE); *T. (M.) sp.*; *Creniceras dentatum* (REINECKE); *Glochiceras subgén. indet.*; *G. (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL); *G. (Lingulaticeras) lingulatum* (QUENSTEDT); *G. (L.) nudatum* (OPPEL); *G. (L.) crenosum* (QUENSTEDT); *G. (L.) sp.*; *G. (Coryceras) modestiforme* (OPPEL); *G. (C.) canale* (QUENSTEDT); *Ochetoceras sp.*; *O. (Ochetoceras) canaliferum* (OPPEL); *O. (Granulochetoceras) cristatum* DIETERICH; *Aspidoceras sp.*; *Aspidoceras binodum* (OPPEL); *Pseudowaagenia sp.*; *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL); *Physodoceras altenense* (D'ORBIGNY); *Physodoceras sp.*; *Aspidoceratidae (gen. y sp. indet.)*; *Idoceras sp. gr. sautieri* (FONTANNES); *Nebrodités (Nebrodités) sp. gr. malletianus* (FONTANNES); *N. (N.) hospes hospes* (NEUMAYR); *N. (N.) sp. gr. hospes suteri* (GEYSSANT); *N. (N.) sp.*; *N. ("Mesosimoceras") hosingense* (FISCHER); *Sutneria platynota* (REINECKE); *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE); *O. (O.) freybergi* (GEYER); *O. (O.) polygyratus morf. polyplocoides* (GEYER) o *O. (Ardescia) enayi* ATROPS; *O. (Ardescia) proinconditus* (WEGELE); *O. (A.) sp. cf. proinconditus* (WEGELE); *O. (A.) nov. sp. aff. proinconditus* (WEGELE); *O. (A.) enayi* ATROPS; *O. (A.) enayi* ATROPS o *desmoides quenstedti* ATROPS; *O. (A.) desmoides desmoides* (WEGELE); *O. (A.) sp. gr. desmoides desmoides* (WEGELE); *O. (A.) desmoides debelmasi* ATROPS; *O. (A.) nov. sp. gr. desmoides* (WEGELE); *O.*

(A.) *sp.gr. desmoides quenstedti* ATROPS-*enayi* ATROPS; *O. (A.) thieuloyi* ATROPS; *O. (A.) sp. aff. thieuloyi* ATROPS; *O. (A.) nov. sp. aff. schaireri* ATROPS; *O. (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE); *O. (L.) sp. cf. subachilles* (WEGELE); *O. (L.) sp.cf. stromeri* (WEGELE); *O. (L.) sp.gr. evolutus* (QUENSTEDT); *O. (L.) nov.sp. A; Ataxioceras (Schneidia) guilherandense* ATROPS; *A. (S.) sp.aff. guilherandense* ATROPS; *A. (S.) nov.sp.aff. guilherandense* ATROPS; *A. (S.) sp.cf. elmii* ATROPS; *A. (S.) sp.aff. lussasense* ATROPS; *A. (Ataxioceras o Schneidia) sp.*; *A. (Parataxioceas) hippolytense* ATROPS; *A. (Parataxioceas) sp.*; *Ataxioceratinae indet.*

Zona Hypselocyclum

Reconocida por la generalización del registro del género *Ataxioceras*, junto con una marcada disminución en la variabilidad y frecuencia de *O. (Ardescia)*. El límite superior coincide con los últimos registros del género *Ataxioceras*. No ha sido posible reconocer subzonas de manera fiable.

En un contexto general de registro comparativamente más pobre que en la Zona anterior, la interpretación que se presenta de la Zona Hypselocyclum podría aproximarse a la propuesta por Atrops (1982), salvo en que la aparición de *Crussoliceras* se ha registrado en niveles superiores. Idénticas consideraciones pueden hacerse respecto a las propuestas de Marques (1983, 1984) y Atrops & Meléndez (1984) para otras regiones epicontinentales de Iberia.

La asociación registrada está compuesta por:

Sowerbyceras sp.; *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL); *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL); *G. (Lingulaticeras) lingulatum* (QUENSTEDT); *G. (L.) crenosum* (QUENSTEDT); *Haplocerataceae gen. indet.*; *Aspidoceras binodum* (OPPEL); *A. sp.*; *Physodoceras sp.*; *Nebrodités (Nebrodités) sp.*; *N. (N.) hospes hospes* (NEUMAYR); *N. (N.) sp.gr. agrigentinum* (GEMMELLARO)-*doublieri* (D'ORBIGNY); *Ataxioceras (Parataxioceas) lothari lothari* (OPPEL); *Ataxioceratinae indet.*; *Sutneria cyclodorsata* (MOESCH); *Sutneria sp.*

Zona Divisum

Se ha reconocido por el registro de *Crussoliceras*, *Idoceras balderum* (OPPEL) y *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL). El límite inferior coincide con la desaparición del género *Ataxioceras*. El superior con el último registro de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL). En esta Zona se produce una diversificación de los géneros *Idoceras* y *Nebrodités* que se reconoce sin dificultad.

De acuerdo con los datos obtenidos es posible que se pueda reconocer una subzona de Uhlandi en la parte superior, tal como ha sido propuesta para el Subbético (Olóriz, 1978). Un intervalo equivalente ha sido reconocido en las plataformas del Algarve recientemente (Marques & Olóriz, 1992) y puede deducirse también para la Cordillera Ibérica de los datos publicados por Atrops & Meléndez (1984). En el SE de Francia el horizonte de *balderum* (Atrops, 1982) es un equivalente cuya correlación en el detalle es, por el momento, poco conocida.

La asociación registrada está compuesta por:

Lytoceras sp.; *Phylloceras sp.*; *Sowerbyceras sp.*; *Haplocerataceae gen. indet.*; *Streblites tenuilobatus* (OPPEL); *St. sp.*; *Taramelliceras sp.*; *Taramelliceras (Metahaploceras) sp.*; *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL); *G. (Lingulaticeras) nudatum* (OPPEL); *G. (L.) crenosum* (QUENSTEDT); *G. (Glochiceras-Coryceras?) sp.*; *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL);

Pseudowaagenia micropla (OPPEL); *Idoceras balderum* (OPPEL); *Idoceras sautieri* (FONTANNES); *Idoceras* sp.; *Nebrodités (Nebrodités) sp. gr. agrigentinum* (GEMMELLARO) - *doublieri* (D'ORBIGNY); *N. (N.) hospes hospes* (NEUMAYR); *N. (Mesosimoceras) sp. gr. herbichi* (v. HAUER) - *teres* (NEUMAYR); *N. (Mesosimoceras) sp.*; *Sutneria sp. gr. cyclodorsata* (MOESCH); *S. sp. gr. batalleri* (GEYER); *Crussoliceras sp.*; *Ataxioceratinae indet.*

Zona Acanthicum

Es un intervalo nominado de manera provisional, y conservadora, de acuerdo con la terminología usualmente admitida para materiales de plataforma submediterránea. Curiosamente la especie más representativa, desde el punto de vista bioestratigráfico, entre las reconocidas, es *Taramelliceras compsum* (OPPEL), lo que podría utilizarse, en principio, como argumento para una denominación diferente, al menos en este momento. Sin duda representa la base del Kimmeridgiense superior *s. gallico* o del Kimmeridgiense medio en el sentido mediterráneo. Este intervalo, en parte o en su totalidad, suele asignarse a la Zona Acanthicum en materiales de plataforma epicontinental; mientras en áreas pertenecientes a las regiones distales del margen Sudibérico (Subbético) estos materiales se refieren a la Zona Compsum, intervalo en el que *Taramelliceras compsum* (OPPEL) comienza a mostrar un registro representativo por primera vez y en ausencia de otros índices conocidos.

La asociación registrada, que se menciona a continuación, no permite comparaciones de interés respecto a las referidas en otras áreas.

Sowerbyceras sp.; *Haplocerataceae gen. indet.*; *Taramelliceras (Taramelliceras) sp. gr. compsum* (OPPEL); *T. sp.*; *T. (Metahaploceras) sp.*; *Glochiceras (Glochiceras-Coryceras?) sp.*; *N. (Nebrodités) peltoideus* (GEMMELLARO); *N. (N.) sp. gr. agrigentinum* (GEMMELLARO) - *doublieri* (D'ORBIGNY); *N. (N.) sp.*; *N. (N.) sp. gr. herbichi* (v. HAUER)-*teres* (NEUMAYR); *Sutneria sp. gr. cyclodorsata* (MOESCH).

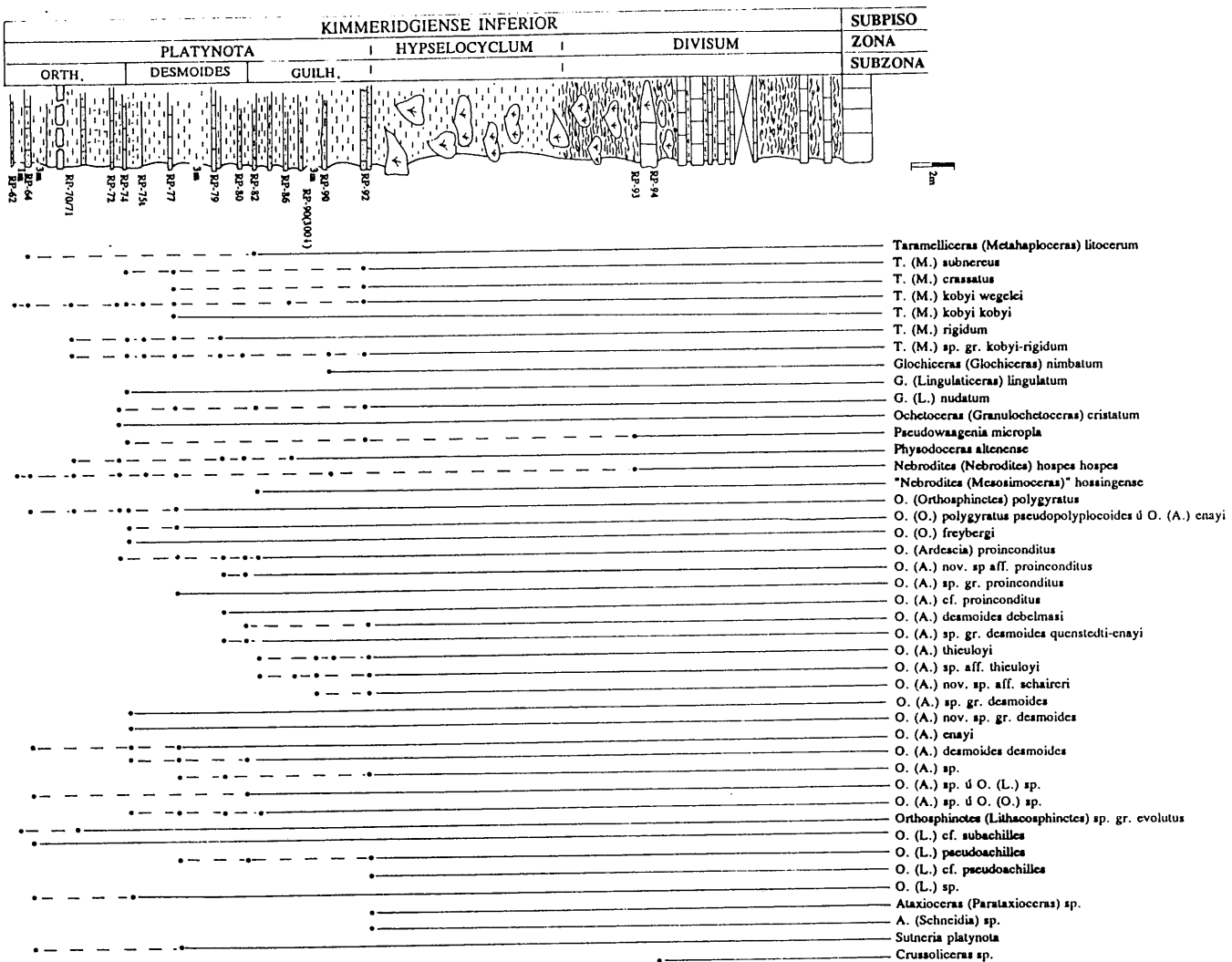


Fig. 76.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Rocha-Pozo (Sector Septentrional del Algarve).

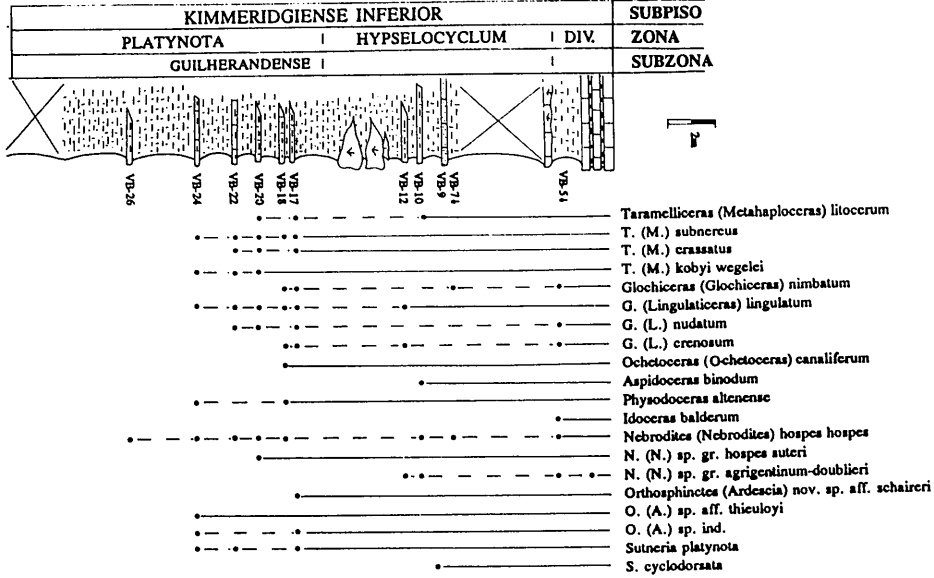


Fig. 77.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Vale da Burra (Sector Septentrional del Algarve).

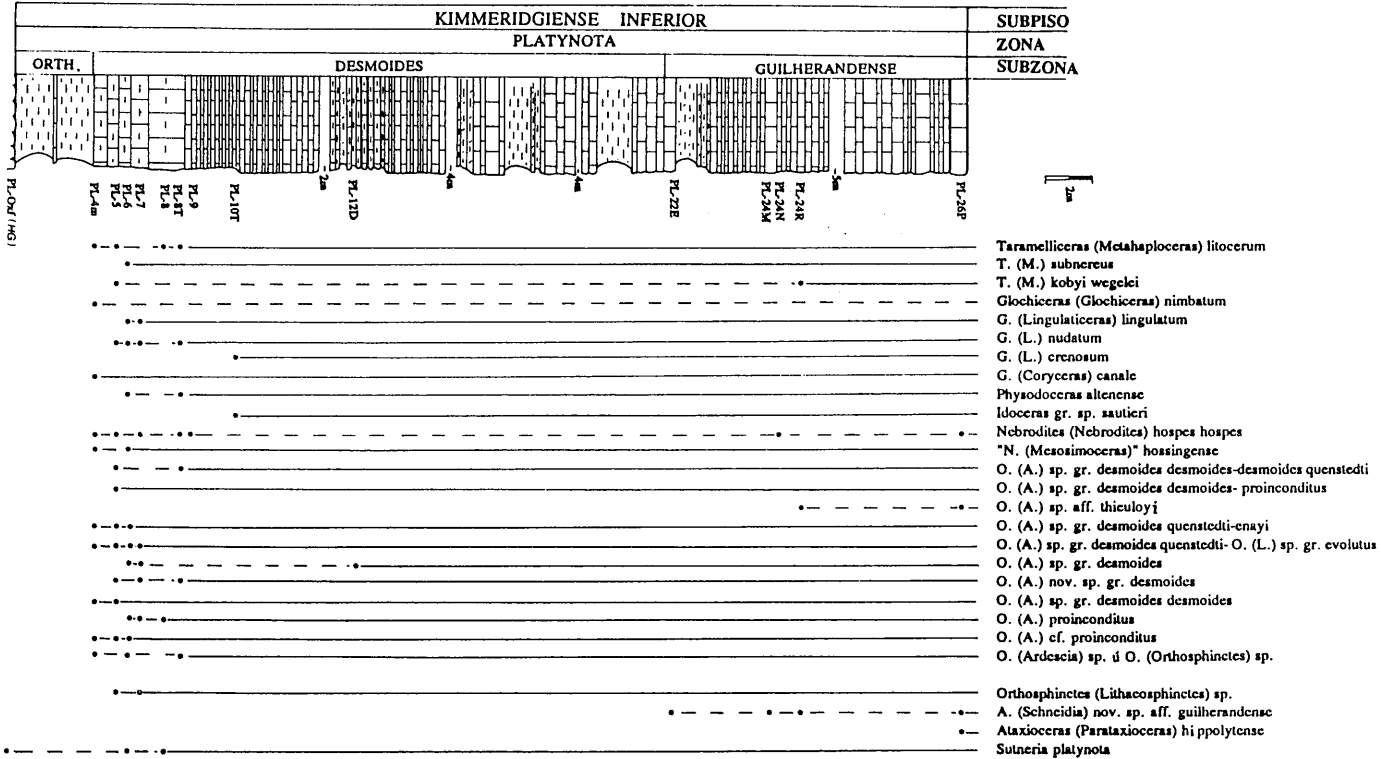


Fig. 78a.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Puerto Loriente (Prebético Extremo Central).

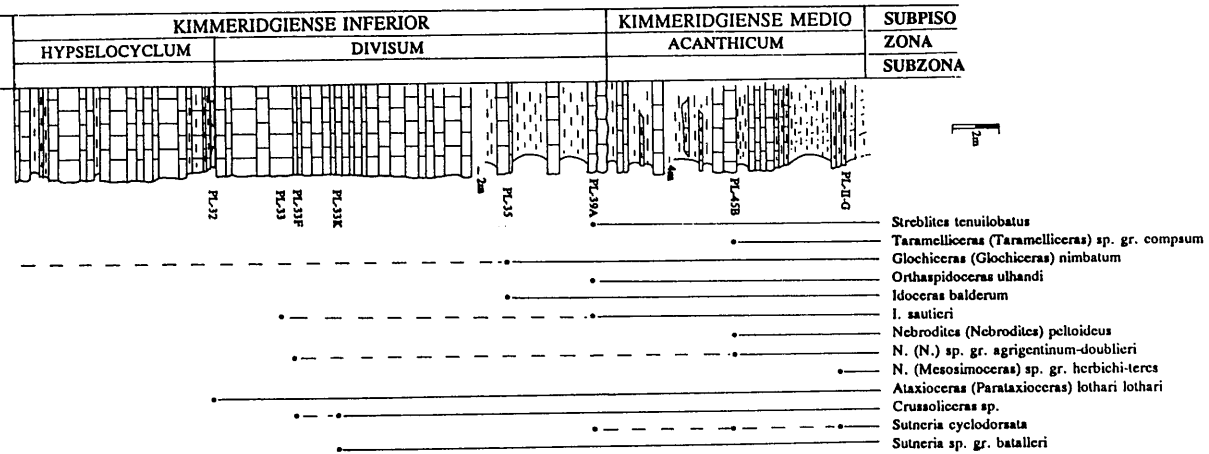


Fig. 78b.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Puerto Lorente (Prebético Externo Central).

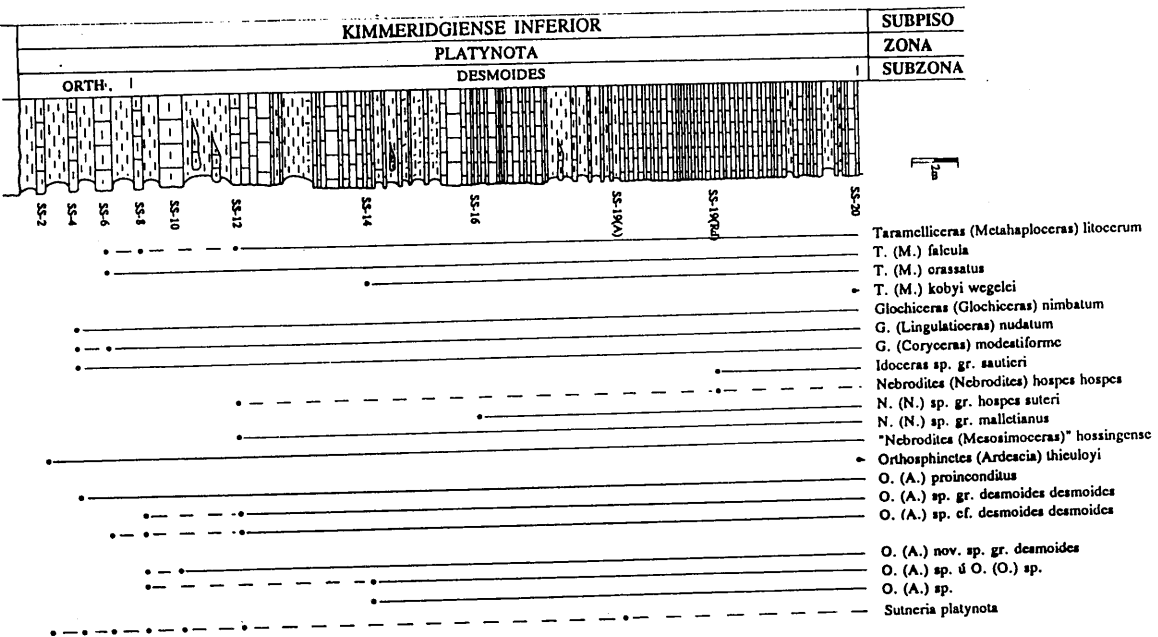


Fig. 79a.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Segura de la Sierra (Predélico Interno Central).

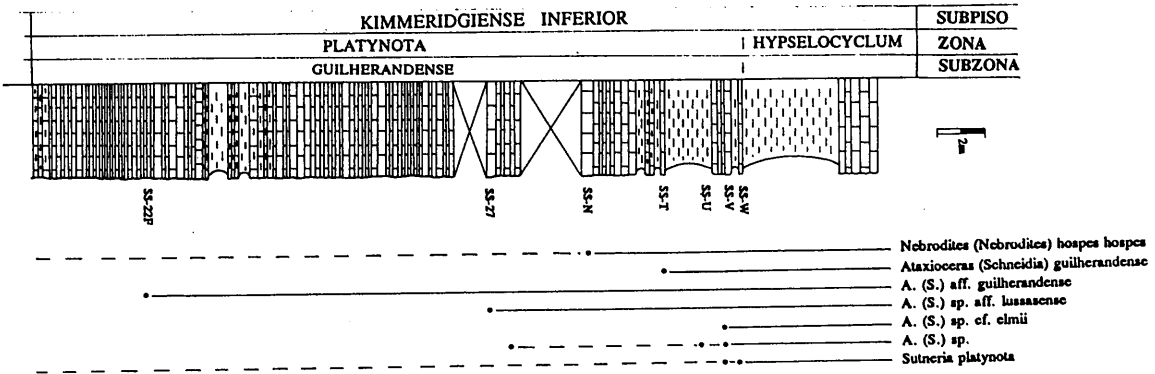


Fig. 79b.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Segura de la Sierra (Prebético Interno Central).

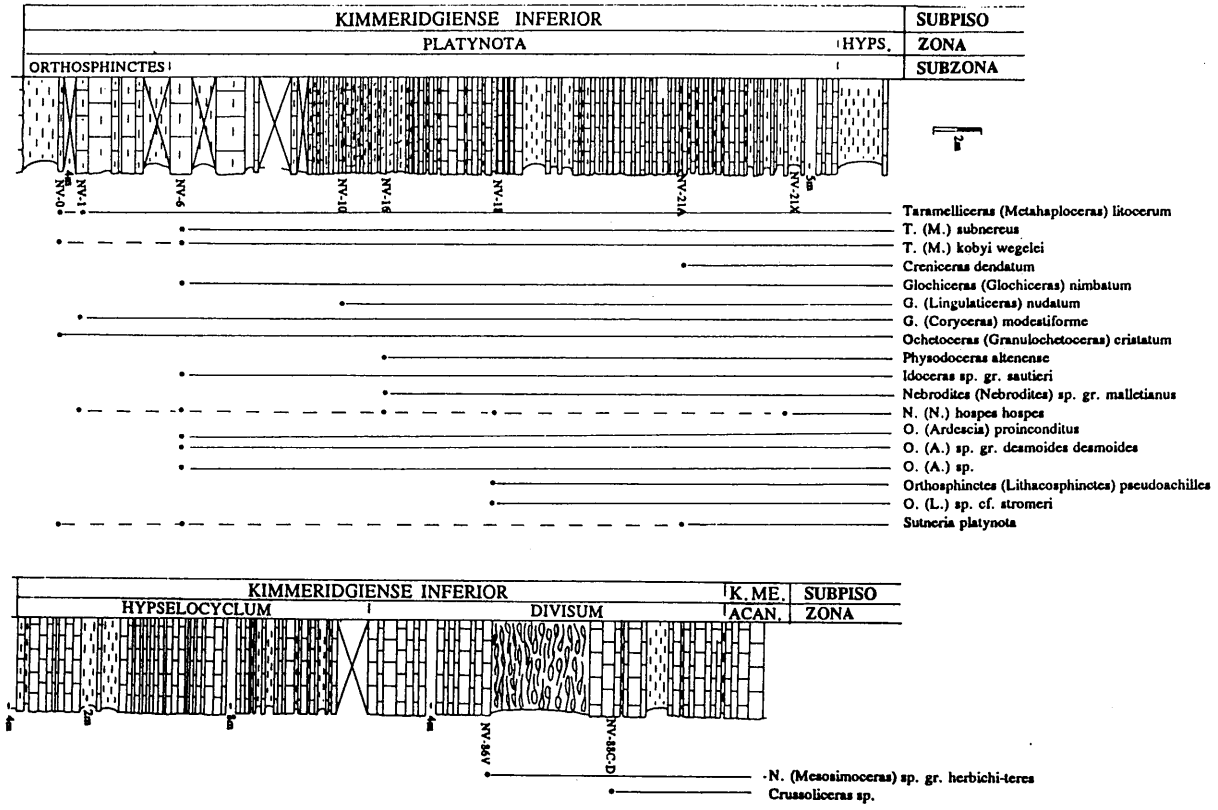


Fig. 80.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Navajerral (Prebético Interno Central).

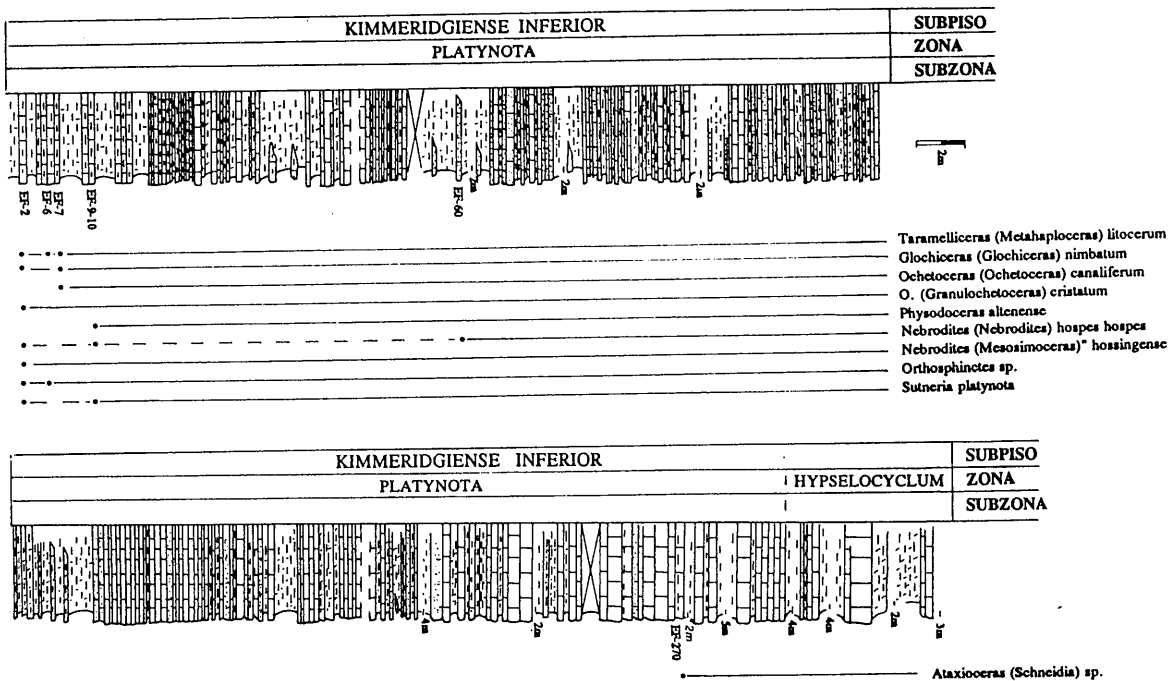
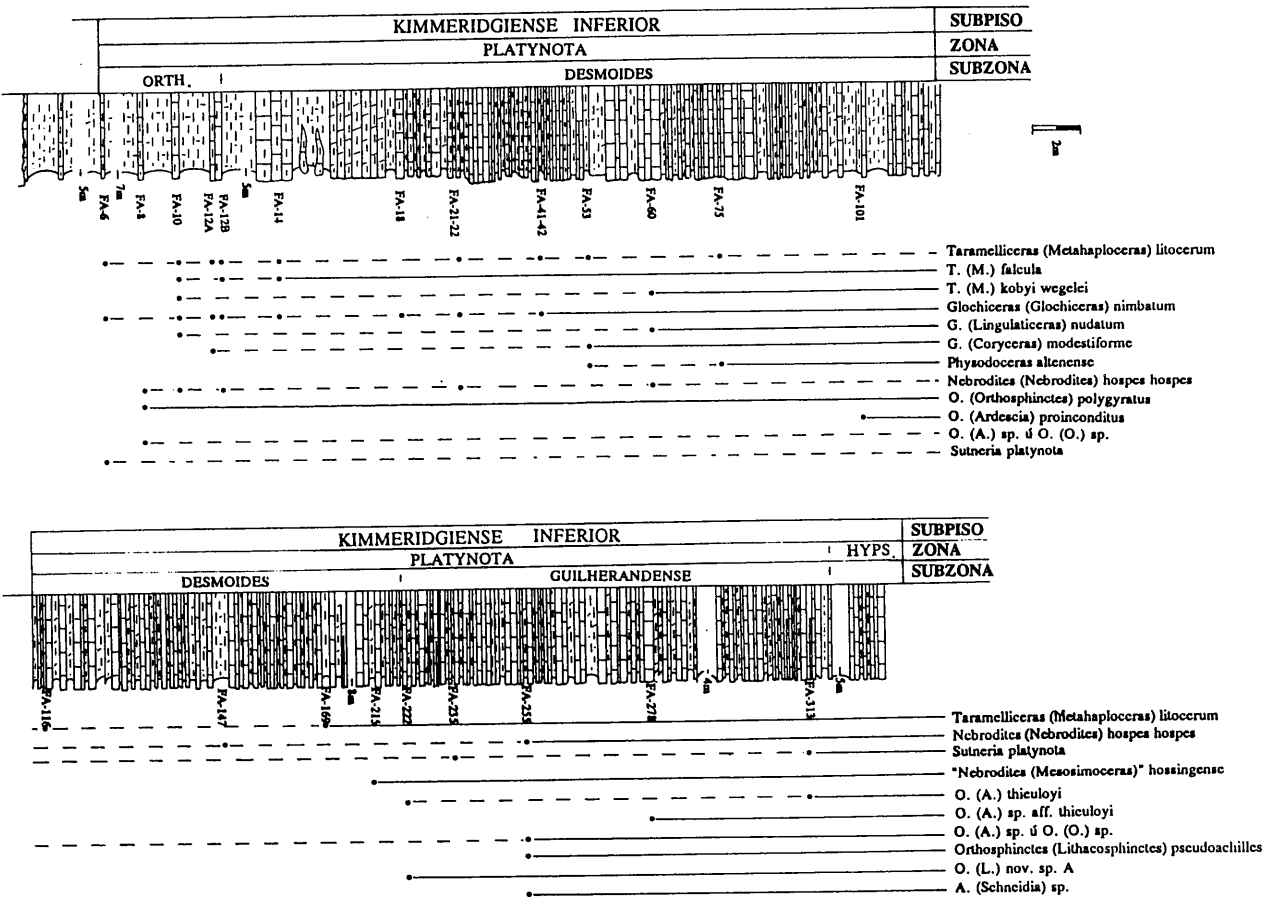


Fig. 81.- Distribución de los principales ammonites en el perfil de Eliche-Férez (Prebético Externo Oriental).



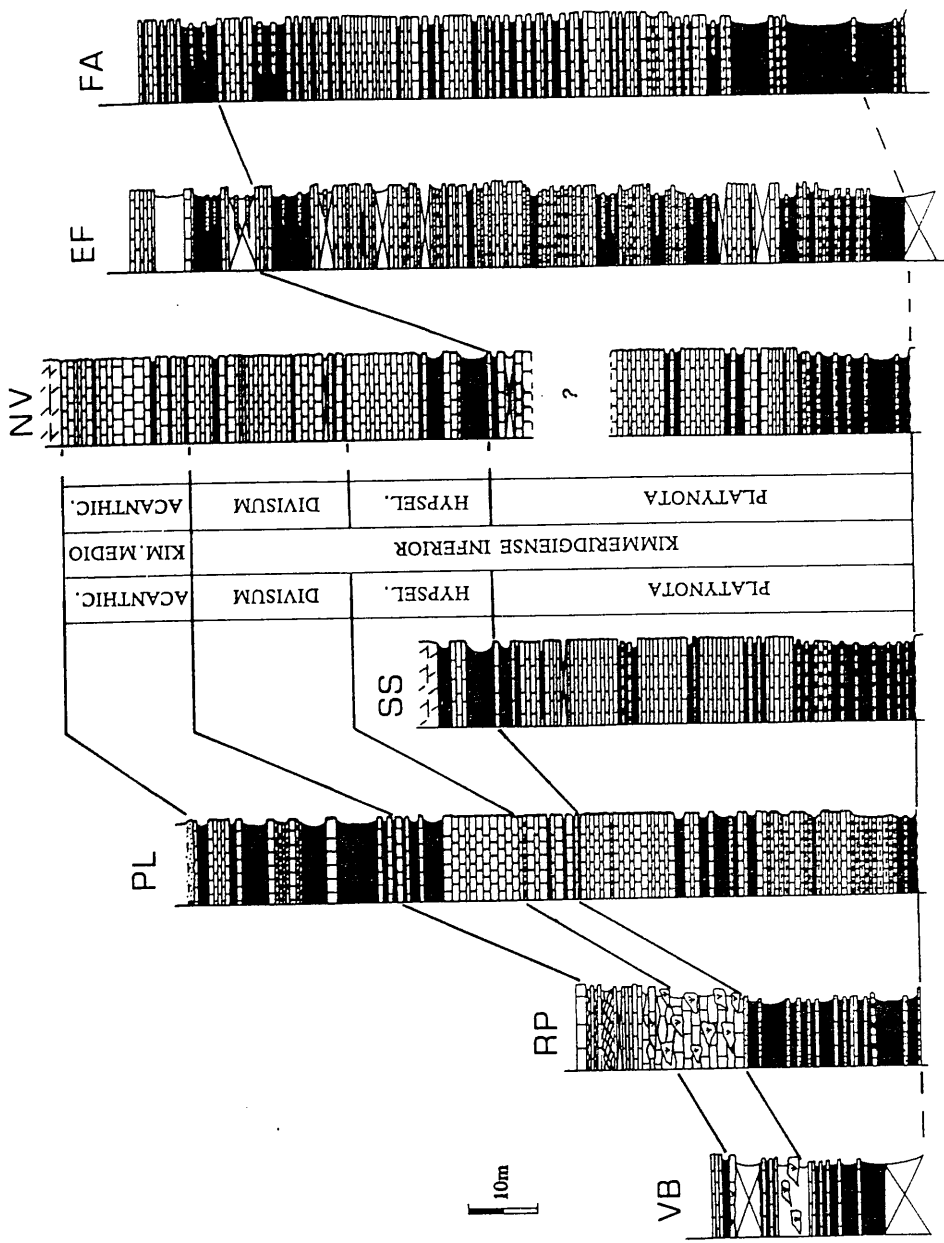


Fig. 83.- Correlación entre los perfiles seleccionados.

III.4. ANALISIS TAFONOMICO

Un paso previo al estudio ecoestratigráfico de las asociaciones fósiles, es la realización del análisis tafonómico de los restos. Un detallado análisis tafonómico permitirá poner de manifiesto los procesos (bioestratinómicos y fosildiagenéticos) que afectaron a los restos tras la muerte de los organismos. Así, este estudio aportará una valiosa información para la interpretación de cuestiones ecológicas, sedimentarias e incluso diagenéticas en el área de estudio (Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz et al., 1991, 1992b, 1994; Marques et al., 1993). Otros estudios en plataformas jurásicas han sido publicados por Fernández-López (1981, 1984a, 1986, 1989).

En la sucesión estudiada el análisis tafonómico se ha centrado, fundamentalmente, en el estudio de las siguientes características: composición, conservación (fragmentación, desarticulación, deformación, corrosión), distribución, orientación y colonización de los restos.

III.4-1. COMPOSICION

Las observaciones estrato a estrato facilitan el reconocimiento de aquellos niveles en los que es posible realizar un muestreo detallado. Este muestreo permitirá llevar a cabo no sólo consideraciones cualitativas, las cuales se analizarán a lo largo de toda la sucesión, sino también cuantitativas. En concreto, experiencias anteriores (Olóriz et al., 1988, 1991, 1992b, 1994; Rodríguez-Tovar, 1990; Marques et al., 1992, 1993) han revelado que un tamaño muestral mínimo de 50 restos (ejemplares o fragmentos de distintos ejemplares) es bastante fiable a la hora de caracterizar la composición de las *entidades conservadas*.

Los espectros realizados están dominados por ammonites y bivalvos en proporciones variables. En menores cantidades se registran belemnites, braquiópodos, gasterópodos, corales, etc. Una interpretación detallada de la composición de los espectros y de su variación a lo largo de la sucesión se presenta en el capítulo sobre análisis ecoestratigráfico. En este contexto de abundancia de restos de ammonites, resulta interesante destacar el bajo porcentaje o incluso la práctica ausencia de *aptychus*.

Aunque la variabilidad de tamaños es grande, son dominantes los restos de tamaño pequeño. Entre los distintos componentes son los ammonites los que poseen un tamaño mayor, usualmente más pequeño de 10 cm.

El análisis de microfacies pone de manifiesto la ausencia de diferencias significativas entre la composición del sedimento que rellena los moldes y de la matriz que los envuelve. Únicamente en la superficie ferruginizada reconocida en la base de la sucesión, se han diferenciado moldes de composición distinta a la de la matriz que los engloba. En ocasiones se reconocen rellenos calcícticos ocupando el núcleo de algunos ammonites.

III.4-2. CONSERVACION

En la mayoría de los casos, fundamentalmente en los perfiles estudiados en la Zona Prebética, los restos se conservan como molde interno. Ocasionalmente algunos bivalvos se registran con la concha, sobretodo algunos pectínidos de concha fina. Braquiópodos y en menor porcentaje gasterópodos se conservan con la concha. En algunas ocasiones, usualmente en el perfil de Fuente Alamo, se reconocen restos del esqueleto torácico de artrópodos. En los perfiles estudiados en el Algarve es comparativamente usual reconocer ammonites que conservan la concha externa. Este hecho puede estar relacionado con el carácter manifiestamente más margoso de la sucesión.

La fracturación es en general bastante selectiva. Se concentra en los ammonites evolutos de mayor tamaño (platyconos, serpenticonos), fundamentalmente Ataxioceratinos y Simoceratinos. Sin embargo, aquellos de pequeño tamaño y grado de involución mayor, mayoritariamente Haploceratacea, no solo no están prácticamente afectados, sino que es frecuente apreciar estructuras delicadas bien conservadas (ej. peristoma pedunculado). Otros ammonites; Phylloceratacea (*Sowerbyceras*), Aspidoceratacea y Aulacostephanidae no están apenas fracturados. Respecto al resto de fósiles, la fracturación es inexistente en braquiópodos, bivalvos y gasterópodos. En relación con estos últimos, destaca la conservación de finas espinas de longitud superior a los 2cm (mayores al resto del organismo). Es significativa, asimismo, la conservación esporádica de las delicadas estructuras de las esponjas. En ningún caso se encuentran como individuos completos los pocos crustáceos reconocidos.

Los restos fracturados de un mismo ejemplar suelen encontrarse prácticamente en contacto. La desarticulación afecta fundamentalmente a crinoides. Respecto a los bivalvos, la desarticulación es también muy importante, sin embargo, es frecuente reconocer bivalvos con las dos valvas unidas e incluso prácticamente cerradas.

La deformación por carga es dominante (exclusiva ?). En general es bastante importante, concentrándose en ammonites de tamaño pequeño a medio y en bivalvos. A menudo la deformación es ligeramente oblicua al plano de simetría del individuo.

La corrosión es prácticamente inexistente y cuando se reconoce es poco significativa. En general los únicos restos corroídos y erosionados se registran en los estratos que evidencian rasgos de condensación.

III.4.3. DISTRIBUCION

No se observa ni gradación, ni distribución selectiva de bioclastos por su tamaño. No se reconocen concentraciones de restos que puedan ser relacionadas con procesos de transporte (p.e. pavimentos de conchas). En general los bioclastos no están en contacto entre sí, incluso en los niveles condensados se aprecia algo de matriz entre los restos fósiles. La disposición de los restos no presenta unas pautas de orientación determinadas. El dispositivo más frecuente es aproximadamente paralelo a los planos de estratificación (fundamentalmente en las conchas de gran tamaño). Sin embargo, la orientación en la horizontal es variable. Asimismo, son frecuentes otras orientaciones a distintos grados de inclinación respecto a la horizontal, llegando incluso a registrarse posiciones prácticamente perpendiculares a la superficie.

Sólo ocasionalmente se reconocen algunas huellas que pueden ser relacionadas con el impacto de los restos sobre el fondo.

III.4.4. COLONIZACION DE SUBSTRATOS DUROS - PERFORACION

En general la colonización es poco importante. Cuando se reconocen, son fundamentalmente serpúlidos y otros organismos vermiformes los que colonizan moldes de ammonites, bivalvos e incluso restos de esponjas. En ocasiones, fundamentalmente en niveles condensados, se han reconocido algunos ostreídos sobre la superficie o sobre algunos restos de esponjas.

No es frecuente la perforación de los restos. Ocasionalmente el análisis de microfacies pone de manifiesto la existencia de microperforaciones en conchas de bivalvos y en algunos otros restos.

III.4-5. INTERPRETACION TAFONOMICA

III.4-5.a. Evidencias de transporte

Las características anteriormente comentadas; ausencia de gradación o distribución selectiva de los bioclastos, orientación variable de los restos, escasez de trazas de impacto o rodamiento, etc., pueden ser interpretadas en relación con la práctica ausencia de un transporte significativo, que no sea el propio de decantación y escaso rodamiento tras la muerte, de los restos de organismos epifaunales.

Aunque se reconozca fracturación, la escasa dispersión de los restos es indicativa de una fracturación post-enterramiento o en cualquier caso del poco transporte de los fragmentos. Asimismo, la presencia relativamente frecuente de bivalvos no desarticulados corrobora esta interpretación. En este sentido puede interpretarse también la presencia de estructuras delicadas bien conservadas.

Respecto a los organismos que viven ligados al fondo es significativa la presencia de esponjas en posición de vida, o ligeramente volcadas.

La interpretación tafonómica en relación con la ausencia de transporte importante, al menos al nivel del fondo, es coherente con la escasez de estructuras sedimentarias relacionadas con efectos de tracción de fondo. Sólo se han registrado casos puntuales de morfologías en "ripples", con dirección de avance perpendicular a la superficie del estrato, y algunas alternancias de clastos paralelos a techo y muro del estrato. Como se comenta en el capítulo de icnología, no puede descartarse la presencia de un ligero aventamiento, de manera puntual, de los centímetros más superficiales de la columna sedimentaria.

Respecto al transporte, y dada su significación en las interpretaciones posteriores, es conveniente considerar la ausencia de *aptychus* en un contexto de frecuentes ammonites. Este hecho puede ser indicativo de un ligero transporte de las conchas de ammonites tras la muerte del organismo. Este transporte se produciría durante la decantación de las conchas. La buena preservación de los moldes de bivalvos parece indicar su escaso transporte, lo cual permite interpretar que el transporte de las conchas de ammonites se realizó hacia sectores más proximales. Este hecho debe de ser tenido en cuenta cuando se realice la interpretación paleoecológica a partir del análisis de los restos.

III.4-5.b. Acumulación de los restos

El registro de diversas orientaciones en los clastos, incluso perpendiculares a la superficie, puede interpretarse en relación con la acumulación en un fondo blando. La existencia de deformaciones oblicuas al plano de simetría de los ejemplares puede relacionarse con una disposición de los restos paralela u oblicua a la dirección de esfuerzos (en este caso presumiblemente verticales). Este hecho nos puede dar una idea del grado de verticalidad de los fósiles y por tanto de la poca consistencia del fondo. Asimismo, el enterramiento debió ser rápido ya que no se reconoce una corrosión importante y sólo ocasionalmente se registran relieves negativos en los moldes como consecuencia de la colonización interna de la concha.

Aunque este es el contexto general, las características reconocidas en la superficie ferruginizada a techo de los niveles condensados (corrosión de algunos bioclastos, colonizaciones, etc.), pudieran ser interpretadas como producto de una mayor exposición de los restos y de un endurecimiento comparativamente temprano del fondo.

III.4-5.c. Contaminación

Antes de iniciar cualquier interpretación sobre la evolución del medio ecológico en el que se desarrollaron los organismos, es necesario poner de manifiesto la fiabilidad de los resultados obtenidos. En concreto, será necesario analizar la posible existencia de fósiles reelaborados (heredados de sedimentos más antiguos) y/o resedimentados (coetáneos que han sufrido cierto transporte), con la intención de obtener interpretaciones suficientemente válidas.

En general, como ha sido comentado anteriormente, el transporte de los restos previo al enterramiento no ha sido importante. Únicamente se ha podido evidenciar la propia decantación de los organismos no ligados al fondo y la probable, pero ligera, deriva *post-mortem* de las conchas de ammonites hacia áreas comparativamente más proximales.

Procesos de resedimentación tampoco han sido significativos, y no es común el registro de trazas de impacto o rodamiento. Sólo puntualmente en algunas conchas se reconocen relieves a ambos lados de la vuelta externa de la concha. Este hecho sería indicativo de una ligera movilización que afectaría al fondo. Como se ha comentado anteriormente, las características ponen de manifiesto que la removilización fue mínima.

Respecto de procesos de reelaboración, en general no se conocen claras evidencias. La escasa presencia de moldes colonizados puede ser indicativa de algunos procesos de desenterramiento, pero no necesariamente acompañados de transporte. Salvo en los niveles de condensación reconocidos a base de la sucesión, no se registran diferencias entre los rellenos de los moldes y el sedimento que los engloba. En los niveles condensados, sin embargo, no se reconocen mezclas de fósiles de edades diferentes, ni siquiera a nivel de biohorizonte estratigráfico (en torno a 150.000 años). Las diferencias composicionales anteriormente aludidas pueden ser relacionadas con procesos de bioturbación, o en cualquier caso, con la resedimentación de restos coetáneos.

La ausencia generalizada de diferencias composicionales entre los moldes y la matriz puede indicar la escasa contaminación entre restos coetáneos cuyo relleno tuviera diferente composición interna. Sin embargo, no podría descartarse la contaminación entre restos coetáneos de igual composición, pertenecientes a áreas diferentes. Aunque no se descarta la segunda posibilidad, es difícil de evaluar, fundamentalmente cuando no se registra ningún rasgo inequívoco que evidencie procesos de transporte significativo.

Por tanto, pudiera concluirse que la reelaboración no fue demasiado importante, y en cualquier caso no se produjo una mezcla de restos de edades diferentes.

III.4-5.d. Procesos secundarios

Los rellenos calcíficos en los fragmoconos de algunos moldes, la deformación de los restos y la poca dispersión de fragmentos de un mismo individuo, pueden interpretarse en relación con procesos secundarios. Procesos de movilización de carbonato en los primeros estadios de la cementación favorecen su precipitación en aquellas partes que no han sido rellenas de sedimento. La presión por carga produce la deformación de los restos e incluso la fracturación en el lugar en el que se encuentran, aunque este último hecho no es un rasgo generalizado. La frecuencia de desplazamientos relativos en espiras de conchas de ammonites es una evidencia de que la deformación *in situ* fue dominante.

III.5. ANALISIS ICNOLOGICO

La relación existente entre las condiciones eco-sedimentarias reinantes durante el depósito de los sedimentos y el comportamiento de los organismos, hace del estudio de las trazas fósiles un complemento de gran importancia, especialmente cuando se pretende interpretar la evolución de las condiciones de depósito en una sucesión de sedimentos finos. En concreto, en el caso estudiado, el análisis de las trazas no sólo enriquece el conocimiento de los factores que controlan el depósito, sino que aporta una valiosa información para caracterizar el origen de las alternancias y la posible sobreimpresión de fenómenos secundarios (diagénesis y meteorización).

El análisis de las trazas fósiles requiere una metodología y unas técnicas de trabajo particulares, adecuadas a su estudio. Para cuestiones de detalle de las técnicas utilizadas, prefiero remitirme a aquellos trabajos de carácter más específico sobre el tema (Hamblin, 1962; Bouma, 1964; Rhoads & Stanley, 1966; Bockelie, 1973; Howell, 1977; Bromley, 1981; Ekdale et al., 1984; García-Ramos et al., 1989). En concreto, en la sucesión estudiada la metodología de trabajo ha obedecido a dos partes bien diferenciadas; a) una primera parte de análisis macroscópico sobre el afloramiento, y b) una segunda de estudio en el laboratorio:

a) El análisis macroscópico sobre el afloramiento ha tenido como objetivo una primera identificación y caracterización de las trazas. A partir del estudio de los niveles que fueran propicios se obtendría una visión general de los tipos de trazas, así como una valoración de los aspectos cuantificables de las mismas (tamaño, orientación, conservación...). Este análisis permitiría también considerar la distribución estratigráfica de las trazas y su relación con aquellas características litológicas reconocidas sobre el terreno.

b) Los rasgos particulares de la sucesión, compuesta fundamentalmente por sedimentos de tamaño de grano fino, impiden una buena caracterización de las trazas exclusivamente por estudios macroscópicos. El análisis de laboratorio ha permitido precisar las características icnológicas de los perfiles, poniendo de manifiesto rasgos de las trazas fósiles de gran interés para la interpretación del sistema eco-sedimentario. Las técnicas utilizadas han sido diversas, centrándose fundamentalmente en resaltar la composición icnológica de las facies. Entre otras se han realizado; cortes pulidos impregnados en agua y aceite, estudios radiográficos, análisis de scanner y estudios de microficies (una descripción detallada de las técnicas se encuentra en Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992a en prensa).

III.5-1. TRAZAS RECONOCIDAS. ASPECTOS DESCRIPTIVOS

Antes de describir los tipos de icnitas diferenciados, es necesario hacer algunas consideraciones sobre su reconocimiento en la sucesión. El análisis macroscópico de las trazas fósiles en los perfiles seleccionados pone de manifiesto la existencia de una conservación selectiva de las mismas, que se relaciona fundamentalmente con las características de las facies. De los perfiles estudiados, las trazas fósiles son especialmente bien reconocidas en el perfil de Puerto Lorente, mientras que en el resto de perfiles su diferenciación resulta menos aparente y dificulta su estudio. Macroscópicamente, este hecho debe interpretarse en relación con la menor definición de la estratificación y el aumento del carácter terrígeno registrado en estos perfiles.

A continuación se enumeran los distintos icnogéneros reconocidos de acuerdo con la clasificación taxonómica propuesta por Häntzschel (1962). Como complemento se empleará terminología que alude al comportamiento, preservación o paleoambiente.

Arenicolites SALTER 1857

Diagnosis: Trazas verticales de tubos en forma de U y orientación perpendicular a las superficies de estratificación, que se caracterizan por la ausencia de conexiones (*spreites*) entre ambos tubos verticales. Las paredes de los tubos pueden poseer o no esculturas.

Respecto al tamaño de las galerías; los diámetros suelen ser milimétricos (entre 1 y 10 mm.), la distancia entre ambos tubos variable, aunque del orden centimétrico, y la profundidad de excavación suele ser de pocos centímetros (Chamberlain, 1978; Earhouse & Driese, 1988; Suárez de Centi et al., 1989).

Descripción: Solamente en casos puntuales se han reconocido galerías en forma de U que pueden ser asignadas a *Arenicolites*. Sin embargo se han registrado con mayor frecuencia pares de orificios en los que no ha sido posible reconocer el corte perpendicular. En estos casos la ausencia de conexiones en la superficie horizontal impide poder diferenciar entre *Arenicolites* o *Diplocraterion*, ya que no necesariamente una traza de *Diplocraterion* tiene que mostrar esas conexiones en la superficie superior.

Cabría descartar la posibilidad de que fuera otro tipo de traza (ej. *Rhizocorallium*), ya que cuando se han observado cortes perpendiculares son referibles a *Diplocraterion* o *Arenicolites*. En los casos en los que se ha reconocido el corte perpendicular, son trazas de pequeño tamaño y escasa penetración. En la mayoría de los casos en los que se han reconocido los pares de orificios los diámetros oscilan entre 7 y 11 mm., siendo la distancia entre los pares del orden de 14-16.5 mm.

Localización geográfica y geológica: Se registran en la Zona Prebética. Los cortes en plano vertical se han reconocido en los perfiles de Segura de la Sierra y Fuente Alamo. Los pares de orificios en el plano horizontal se han localizado en los perfiles de Puerto Lorente y Fuente Alamo (Lám. X). En cualquier caso, siempre se han localizado a techo de la Zona Platynota-base de la Zona Hypselocyclum y en la Zona Divisum (Kimmeridgiense inferior).

Relación con las facies: Se ha diferenciado en las partes superiores de estratos calizos.

Discusión e interpretación: Se trata de trazas referibles a organismos suspensívoros, registrados en la *icnofacies de skolithos*. García-Ramos (1982) las relaciona con ambientes de plataforma somera, litorales y de transición, decreciendo su densidad en facies más profundas.

Chondrites STERNBERG 1833

Diagnosis: Se trata de sistemas tridimensionales de trazas formadas por anélidos o pequeños artrópodos. Están compuestos por un eje principal vertical, del que parten ramificaciones a distintas alturas. El grado de inclinación de las ramas es variable, reconociéndose incluso dispositivos horizontales, producto quizás de la compactación. Las ramificaciones, de sección circular o elíptica, no llegan a intersectarse. El tamaño de las galerías es variable; entre 0.1 y 10mm (Bromley & Ekdale, 1984; Sageman, 1989) y frecuentemente entre 1 y pocos mm. (Kern & Warne, 1974; Byers & Stasko, 1978; Ekdale & Berger, 1978; Savrda & Bottjer, 1988).

Descripción: Se trata de la traza más abundante en los afloramientos estudiados. No se han reconocido los sistemas tridimensionales típicos de esta icnita. En general los ejes verticales están prácticamente ausentes y los que se diferencian no sobrepasan un centímetro de longitud. Las trazas

horizontales están asimismo poco desarrolladas. Con frecuencia lo que se reconocen son secciones de morfología variable y tamaño bastante pequeño. En afloramiento el diámetro medio oscila entre 1 y 2mm, reconociéndose ocasionalmente trazas ligeramente mayores. El análisis de laboratorio ha puesto de manifiesto la existencia de trazas de menor tamaño (micro-*Chondrites*), con rangos menores al milímetro. Las ramificaciones no llegan a intersectarse.

Localización geográfica y geológica: Como se ha comentado anteriormente, se trata de la traza más abundante en la sucesión. Se diferencia en todos los perfiles estudiados, reconociéndose a lo largo de todo el intervalo temporal considerado (Lám. IX).

Relación con las facies: La distribución de *Chondrites* no parece tener una estrecha relación con las facies. Estas trazas se reconocen en niveles margosos, margocalizos y calizos. Sólo parecen faltar en niveles arcillosos. La relación detallada respecto a las distintas facies será comentada posteriormente.

Discusión e interpretación: La interpretación ecológica de *Chondrites* ha sido puesta de manifiesto en numerosos trabajos (Kern & Warne, 1974; Brenner & Seilacher, 1978; Ekdale & Berger, 1978; Bromley & Ekdale, 1984; Savrda & Bottjer, 1986, 1987, 1988, 1989; Ekdale, 1988; Ekdale & Mason, 1988; Vossler & Pemberton, 1988; Sageman, 1989). En general, esta traza se relaciona con organismos sedimentívoros, oportunistas (estrategias poblacionales de tipo r), cuyo comportamiento respondería a dos objetivos fundamentales: alimentación y hábitculo (*fodinichnia*). Frecuentemente se relacionan con substratos ricos en materia orgánica, bajos niveles de oxígeno y cambios en la tasa de sedimentación (Shourd & Levin, 1976). En conclusión, se interpretan originadas por organismos que explotan un substrato cuyas características eco-sedimentarias son bastante extremas, tanto más cuanto mayor es su densidad, menor su tamaño y menor la presencia de otro tipo de bioturbaciones.

Diplocraterion TORELL 1870

Diagnosis: Se trata de galerías tubiformes con forma de U y disposición perpendicular al plano de estratificación (Häntzchell, 1962; Suárez de Centi et al., 1989). Es característica la presencia de conexiones (*spreites*) entre los dos tubos verticales y, ocasionalmente, la terminación de los tubos en forma de cono invertido.

En relación con el tamaño de estas trazas; su diámetro es de orden milimétrico (entre 1 y pocos milímetros), la distancia entre los tubos de pocos centímetros y la profundidad variable, llegando a alcanzar medio metro de penetración (Chambelain, 1978; Earhouse & Driese, 1988; Suárez de Centi et al., 1989).

Descripción: Se han reconocido varios ejemplares de trazas en forma de U y carácter protusivo. Las características cuantificables son claramente distintas entre ellos.

- Se ha reconocido un ejemplar de mayor tamaño; diámetro de 6mm, separación entre los tubos de 30mm y penetración aproximada de 100mm.
- Se han diferenciado individuos de menor tamaño; diámetro de 3mm, separación entre los tubos de 15 y 20mm y profundidad de escavación entre 20 y 30mm.

Localización geográfica y geológica: Todos pertenecientes a la Zona Prebética. Se han localizado en los perfiles de Segura de la Sierra (el ejemplar de mayor tamaño, Lám. X) y Fuente

Alamo, siempre a techo de la Zona Platynota o base de la Zona Hypselocyclum.

Relación con las facies: Se reconocen a techo de paquetes calizos, a menudo sobre los que se registran intercalaciones de carácter margoso.

Diagnosis e interpretación: Se encuentran asociados con frecuencia a *Arenicolites* (Seilacher, 1967; 1978; Frey, 1978; Howard, 1978; Ekdale, 1985, 1988, García-Ramos et al., 1989; Bromley, 1990). En general se relacionan con organismos suspensívoros que colonizan un fondo relativamente blando (*softground*). Su carácter protusivo o retrusivo es relacionado con estrategias de escape (*fugichnia*), en relación con rápidos procesos de erosión o depósito.

Su utilización como indicador paleobatimétrico es bastante importante. Son trazas pertenecientes a las *ichnofacies de skolitos*, localizándose fundamentalmente en facies litorales, de transición y de plataforma somera, sobre todo en su parte interna (García-Ramos, 1982; García-Ramos et al., 1989). En los diferentes esquemas batimétricos se suelen relacionar con ambientes someros (menos de 200m de profundidad).

Planolites NICHOLSON 1873

Diagnosis: Se trata de una traza de disposición horizontal o ligeramente oblicua, formada por tubos cilíndricos o subcilíndricos que raramente poseen ramificaciones. El tamaño medio se reconoce en torno al centímetro, variando entre 0.5 y 3cm. (Ekdale & Berger, 1978; Ekdale et al., 1984). No poseen revestimiento externo y el relleno interno tiene características texturales y estructurales diferentes al del sedimento que lo envuelve.

Descripción: Se han reconocido trazas de longitud y diámetro variable. La longitud media es de unos pocos centímetros, aunque ocasionalmente llega a alcanzar algunas decenas de centímetros. Los espesores suelen estar en torno al centímetro. También pueden asimilarse a *Planolites* algunas trazas de diámetros milimétricos. La sección es mayoritariamente ovalada como consecuencia de fenómenos de compactación. Esta deformación es selectiva en relación con las facies en las que se registra la galería (se comentará posteriormente). En general no se observa revestimiento externo, aunque es frecuente reconocer colonizaciones por *Chondrites*. Generalmente son trazas rectas, simples y sólo ocasionalmente se ha reconocido alguna ramificación.

Localización geográfica y geológica: Es la segunda traza en abundancia después de *Chondrites*. Sin embargo, aunque se reconoce en todos los perfiles a lo largo del intervalo estudiado, su registro en la sucesión no presenta una continuidad manifiesta.

Relación con las facies: *Planolites* se ha diferenciado, exclusivamente, en niveles margocalizos y calizos. La relación detallada con las distintas facies se comentará posteriormente.

Discusión e interpretación: No se descarta la posibilidad de que algunas de las trazas asignadas a *Planolites* fueran en realidad *Palaeophycus*. Aunque existen algunas características propias de *Planolites* que permiten diferenciarlo de *Palaeophycus*: ausencia generalizada de ramificaciones, carencia de revestimiento o presencia de diferencias texturales y estructurales entre la matriz y el sedimento envolvente, la vaga descripción del icnogénero y la existencia de características no definitivamente excluyentes pueden ocasionar confusión.

La gran variabilidad morfológica de esta traza, así como su presencia en diferentes ambientes

y su amplio rango temporal, induce a considerar que sean varios los organismos que pueden llegar a originarla (Suárez de Centi et al., 1989). En general, sin embargo, se consideran formadas por organismos vermiformes, detritívoros, que colonizaron sedimentos con relativa cantidad de agua, o al menos blandos (*soft, soupy*), a escasa profundidad (cerca de la interfase agua/sedimento) y con poca energía (Bromley & Ekdale, 1984; Ekdale, 1988; Bromley, 1990).

Su presencia en un amplio rango de ambientes hace pensar que las condiciones de oxígeno que toleran sean variables. Aunque en general se relacionan con niveles de oxígeno parecidos a los de *Thalassinoides*, no puede descartarse que acepte incluso condiciones de menor oxigenación. La asociación a *Chondrites* es interpretada en relación con condiciones disaeróbicas, aunque, en cualquier caso, en los rangos más oxigenados en los que se encuentra *Chondrites* (Savrda & Bottger, 1986; Sageman, 1989).

Thalassinoides EHRENBERG 1944

Diagnos: Se utiliza el término *Thalassinoides* para galerías ramificadas y sistemas de túneles con dispositivos mayoritariamente horizontales y bifurcaciones en forma de Y o T. Las ramificaciones poseen un ángulo variable y ensanchamientos en las intersecciones. En general no se les reconoce una ornamentación superficial especial. Muy típico de esta galería es la presencia de tubos verticales que conectan con la columna de agua sobre el fondo.

El tamaño de la traza es variable; la extensión puede ser de orden métrico y el diámetro de los tubos oscila entre los pocos milímetros y la decena de centímetros (Kern & Warme, 1974; Savrda & Botter, 1988; Savrda, 1991).

Descripción: Las trazas diferenciadas poseen tamaño variable. Las galerías horizontales pueden llegar a alcanzar 70cm de longitud (perfil de Puerto Lorente) y sus diámetros son de orden centimétrico. No se han reconocido las extensiones verticales de la traza, lo cual pudiera estar relacionado con procesos de erosión de los primeros centímetros de sedimento bajo el fondo. Sin embargo, esta interpretación es difícil de valorar, dada la ausencia de trazas de erosión y el escaso desarrollo que pueden alcanzar estos tubos verticales (Kamola, 1984). La conservación de las trazas es variable, así como su grado de compactación.

Localización geográfica y geológica: Trazas de *Thalassinoides* bien conservadas se han reconocido en los perfiles de Segura de la Sierra y Puerto Lorente (Lám. X), en ambos casos a techo de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior).

En Fuente Alamo se reconocen morfologías irregulares en la superficie ferruginizada basal, que pudieran relacionarse con la existencia de estas trazas. En este caso, la edad sería intra-Subzona Galar (Oxfordiense terminal).

En Vale da Burra se ha diferenciado bioturbación de *Thalassinoides*, mal conservados, en torno al límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum (Kimmeridgiense inferior).

Relación con las facies: Todos los ejemplares reconocidos se localizan hacia la parte superior de estratos calizos o calizo-arenosos.

Discusión e interpretación: Esta traza se interpreta como producto de estrategias de alimentación-morada (*fodinichnia*), realizadas por crustáceos decápodos (Häntzschel, 1962; Bromley & Frey, 1974; Kern & Warme, 1974; Savrda & Bottger, 1988; García-Ramos et al., 1989). Se originan por organismos sedimentívoros que excavan relativamente rápido (Bromley, 1990).

Su tamaño, grosor de las paredes, relleno interno, profundidad de excavación y relación con otras trazas, suele interpretarse en términos de grado de oxigenación y cohesión del substrato, siendo estos factores de gran importancia en su desarrollo (Ekdale et al., 1984; Savrda & Bottjer, 1988; Savrda, 1991).

En general se reconocen en ambientes de oxigenación variable entre aeróbicos y disaeróbicos, utilizándose en la realización de curvas de contenido relativo de oxígeno (Savrda & Bottjer, 1986; Savrda, 1991). Los grados de oxigenación menor se les atribuyen cuando se reconoce asociada a *Chondrites* y *Planolites* (Sageman, 1989).

Pueden reconocerse en substratos relativamente cohesivos (Savrda, 1991), aunque no se asocian a sedimentos que han sido tempranamente endurecidos por procesos diagenéticos (Savrda & Bottjer, 1988).

En relación con la batimetría, esta traza no proporciona información sobre la profundidad del fondo, reconociéndose su distribución a lo largo de las plataformas.

III.5-2. TRAZAS FOSILES EN LA SECUENCIA LITOLOGICA ELEMENTAL

Una vez identificadas las trazas fósiles a lo largo de la sucesión, el paso siguiente es considerar su evolución a menor escala, en el detalle. Para ello, el estudio se llevará a cabo en segmentos de la sucesión litológica que se han interpretado como secuencia litológica elemental. Como fue puesto de manifiesto por Rodríguez-Tovar (1990), en la sucesión estudiada se pueden diferenciar una serie de secuencias litológicas elementales, caracterizadas por la disminución del componente siliciclástico de muro a techo de las mismas. Sin embargo, no en todos los perfiles estudiados se pueden realizar estudios de estas características. En concreto, el carácter detrítico generalizado y la comparativamente menor definición de los estratos en la mayoría de los perfiles, han condicionado que el trabajo se centre en el perfil de Puerto Lorente (Lám. IX).

Asimismo, de los distintos tipos de secuencias litológicas elementales reconocidas (Rodríguez-Tovar, 1990), se ha optado por estudiar la formada por la secuencia marga, margocaliza, caliza ya que en esta secuencia las trazas fósiles poseen una mayor variabilidad y un mejor desarrollo que en el resto de las diferenciadas (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992a en prensa).

El análisis detallado ha permitido reconocer las bioturbaciones de *Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides* y *Diplocraterion* o *Arenicolites*. La relación entre ellas y su distribución a lo largo de la secuencia litológica elemental es variable. La evolución de la secuencia elemental de muro a techo es la siguiente:

- Tramo margoso: Ausencia de bioturbación macroscópica. A partir del estudio de laboratorio se diferencian trazas de micro-*chondrites* (*icnoguild de chondrites*) en las partes más altas del tramo. Se emplea el término *icnoguild* en base a las características de comportamiento, alimentación y utilización del eco-espacio por el organismo (Bromley, 1990).

- Tramo margocalizo: En este tramo se ha diferenciado una *asociación Chondrites-Planolites*. Si atendemos a la composición interna de la traza y a su contorno, se puede diferenciar: a) tramo de *Chondrites* y *Planolites* de contorno circular y relleno calcáreo, y b) tramo de *Planolites* de contorno aplastado y relleno arcilloso. Aunque no se reconocen, no se puede descartar que existan trazas de *Chondrites* aplastados y de relleno arcilloso. Es significativo el aumento del tamaño de *Chondrites* de muro a techo del tramo.

- Tramo calizo: La diferenciación de trazas reconocidas en este tramo es bastante manifiesta: a) en las partes inferior y media se reconocen exclusivamente *Chondrites*, con una disminución de tamaño hacia la parte media del tramo, y b) en la parte superior aumenta la variabilidad, registrándose la *asociación Chondrites-Planolites* y/o las *icnofacies Chondrites-Thalassinoides* y *Chondrites-*

Planolites-Thalassinoides, en relación con el grado de condensación del estrato. Ocasionalmente a techo de este tramo se pueden reconocer trazas correspondientes a *Diplocraterion* o *Arenicolites*.

III.5-3. SIGNIFICADO SEDIMENTOLOGICO Y PALEOECOLOGICO DE LA BIOTURBACION

Como se ha comentado anteriormente, las trazas fósiles son consecuencia de las diferentes estrategias adoptadas por los organismos en respuesta a las condiciones eco-sedimentarias del fondo. Por este motivo, el análisis icnológico puede aportar una valiosa información acerca del contexto deposicional e incluso paleoambiental, que no se alcanzaría a partir de otro tipo de estudios.

En la sucesión estudiada, los resultados conseguidos van a ser de gran importancia para reconstruir las condiciones que influyeron en el comportamiento de los organismos, tanto a gran escala, a lo largo de toda la sucesión, como en el detalle, en la secuencia litológica elemental.

En general, los factores que ejercen un mayor control sobre la actividad de los organismos, y que pueden ser en gran parte inferidos a partir del estudio de las trazas fósiles son: Grado de oxigenación del fondo, tasa de sedimentación-procesos de erosión/depósito, energía del medio, estabilidad y consistencia del sedimento, abundancia de materia orgánica y profundidad del fondo.

Sin embargo, antes de analizar cada uno de estos factores conviene aclarar dos aspectos fundamentales:

a) La relativa escasez del registro icnológico condiciona que las interpretaciones que se lleven a cabo sean tomadas con la suficiente precaución. En consecuencia, las conclusiones obtenidas irán enfocadas hacia interpretaciones de carácter cualitativo más que cuantitativo, a partir del tratamiento del mayor número de datos posibles.

b) Las estrategias reconocidas serán, en la mayoría de los casos, producto de la interacción de diversos factores sobre el comportamiento de los organismos. Por tanto, es necesario tener la precaución de no sobrevalorar algunos de los factores frente al resto.

III.5-3.a. Grado de oxigenación del fondo

Una información fiable sobre el grado de oxigenación del fondo la aporta el análisis de *Chondrites*. En general en la sucesión existen una serie de indicios que pueden relacionarse con un grado de oxigenación bajo; tonalidad grisácea dominante, escasez de fauna epibentónica, etc. La abundancia de *Chondrites* a lo largo de la sucesión parece corroborar esta interpretación. Sin embargo, aunque a grandes rasgos esta conclusión parece válida, el análisis detallado de la sucesión a nivel de la secuencia litológica elemental pone de manifiesto los siguientes hechos:

- Las facies margosas, caracterizadas por la presencia exclusiva de trazas de micro-*Chondrites*, pueden ser interpretadas como indicativas de unos niveles de oxigenación comparativamente menores al resto de la sucesión (condiciones aeróbicas de nivel bajo-disaeróbicas). Algo similar ocurriría con las partes medias de los estratos calizos, donde exclusivamente se desarrollan estas trazas.

- Variaciones en el tamaño de las trazas pueden ser relacionadas con cambios en el grado de oxigenación del medio. El aumento de diámetro registrado de muro a techo del tramo margocalizo y la disminución reconocida desde la parte inferior a la media del tramo calizo pueden relacionarse, respectivamente, con subidas y bajadas en el nivel de oxigenación.

- El registro de *Chondrites* junto con otras trazas (*asociación Chondrites-Planolites*, *icnofacies de Chondrites-Thalassinoides* e *icnofacies de Chondrites-Planolites-Thalassinoides*) podría ser relacionado con el paso desde condiciones disaeróbicas hacia un mayor contenido en oxígeno. Esta

tendencia parece coherente con el carácter anodulado y las coloraciones crema-rosadas que caracterizan los estratos en los que se concentra la mayor variabilidad de trazas.

III.5-3.b. Tasa de sedimentación - procesos de erosión/depósito

Cuando se analiza la tasa de sedimentación en la sucesión, habría que diferenciar dos partes claramente distintas:

Facies margosas: El depósito de los potentes tramos margosos puede interpretarse en relación con procesos de sedimentación continua, comparativamente rápida, en la que no se observan trazas de interrupción sedimentaria. La presencia de micro-*Chondrites* en las partes altas del tramo pudiera relacionarse con procesos de ralentización relativa del depósito respecto de las partes iniciales del tramo.

Facies margocalizas y calizas: En este tipo de facies se reconoce: a) el aumento en el tamaño de las trazas de *Chondrites* de muro a techo en los estratos margocalizos, y b) el aumento de la variabilidad de las trazas en los estratos calizos. Como se ha comentado anteriormente, estas tendencias pueden relacionarse con eventos de oxigenación ligados a procesos de ralentización de la tasa de sedimentación del carbonato. La presencia de *Diplocraterion/Arenicolites* a techo de las facies calizas sería producto de los mayores grados de oxigenación, en relación con los momentos más acusados de ralentización en la tasa de sedimentación.

El caso particular de disminución de los tamaños de *Chondrites* hacia la mitad de estratos calizos, pudiera relacionarse con momentos de aumento de la tasa de producción de carbonato y disminución del grado de oxigenación del fondo.

En relación con los fenómenos erosivos habría que diferenciar dos aspectos distintos:

a) El carácter protrusivo reconocido en las trazas de *Diplocraterion* puede ser interpretado como consecuencia de la reactivación de la energía y de procesos erosivos registrados tras las fases de ralentización de la sedimentación ocurrida a techo de los estratos calizos.

b) En el contexto general, la presencia de *Planolites* puede revelar la ausencia de procesos de erosión significativos en la parte superior de la columna sedimentaria.

Sin embargo, cuando se analizan las *icnofacies de Chondrites-Planolites-Thalassinoides* se reconoce la ausencia de trazas verticales en *Thalassinoides*, así como la carencia de relieve. Este hecho puede estar relacionado con procesos de erosión que, ocasionalmente, de manera selectiva, permiten la conservación de trazas de *Planolites*. No puede descartarse, incluso, que las *icnofacies de Chondrites-Thalassinoides* reflejen fenómenos de erosión comparativamente mayores, hasta el punto de que desaparecieran las partes más superficiales, donde se concentrarían las trazas de *Planolites* y donde se registrarían los tubos verticales de *Thalassinoides*. En este caso, es difícil de evaluar la intensidad de la erosión, dado el escaso desarrollo que en ocasiones pueden presentar los tubos verticales de estas trazas.

III.5-3.c. Energía del medio

La ausencia de estructuras sedimentarias a lo largo de la sucesión puede relacionarse con un contexto de energía débil. Este hecho puede ser analizado a partir del estudio de las trazas fósiles. Medios energéticos, dominados por la presencia de fuertes procesos de oleaje y/o corrientes, estarán caracterizados por la ausencia de trazas fósiles (erosión) o por la presencia mayoritaria de trazas atribuibles a organismos suspensívoros. Medios de baja energía, estarán caracterizados por el predominio de trazas originadas por organismos sedimentívoros (García-Ramos et al., 1989).

El estudio realizado pone de manifiesto la abundancia de trazas originadas por organismos sedimentívoros (*Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides*) y la escasez de trazas asignadas a organismos suspensívoros (*Arenicolites*, *Diplocraterion*), las cuales sólo han sido reconocidas de manera esporádica.

Se puede concluir, por tanto, la existencia de un medio de baja energía, caracterizado por la ausencia de procesos de oleaje y/o corrientes de importancia. Sólo eventualmente, se registrarán eventos de mayor energía caracterizados por la presencia de trazas de desarrollo vertical. Como ha sido comentado anteriormente, estas trazas (*Diplocraterion* y *Arenicolites*) se concentran en la parte superior de la Zona Platynota e inferior de la Zona Hypselocyclum. Este hecho puede interpretarse en relación con el incremento en la energía, relacionado con la bajada del nivel relativo del mar que se registra en ese intervalo temporal (ver capítulo de estratigrafía secuencial).

III.5-3.d. Consistencia del sedimento

El delicado entramado de las estructuras tridimensionales de *Chondrites* hace pensar en sedimentos suficientemente cohesivos para su desarrollo (*softground* y *firmground*). Este hecho adquiere mayor significación cuando las trazas tienen un tamaño comparativamente pequeño.

El resto de trazas (*Planolites*, *Thalassinoides*, *Diplocraterion* o *Arenicolites*) puede desarrollarse en un sedimento rico en agua (*soupy*), o ligeramente cohesionado (*softground*). La presencia de una misma asociación (*Chondrites-Planolites*) con grados de compactación y relleno diferentes, ha sido interpretada como consecuencia de una colonización del fondo en diversas etapas, en relación con grados de cohesión diferentes. Las trazas deformadas y no deformadas se generarían en momentos anteriores y posteriores, respecto a una primera etapa de compactación del sedimento.

III.5-3.e. Abundancia de materia orgánica

Como se ha comentado anteriormente, la diferenciación de facies en las que la única traza registrada corresponde a *Chondrites* puede ser interpretada en general, en relación con unas condiciones ambientales comparativamente extremas. Es factible admitir que la abundancia de trazas de *Chondrites* se relacione con el desarrollo de una estrategia poblacional oportunista (estrategia de tipo r) por parte de los organismos que originaron esas trazas. Como ha sido comentado anteriormente, esos organismos sedimentívoros colonizaron un substrato de escasa oxigenación, caracterizado asimismo por una cantidad de materia orgánica comparativamente alta. En esas condiciones selectivas sólo esos *Chondrites* ocuparían el substrato.

III.5-3.f. Consideraciones batimétricas

La consideración de aspectos batimétricos a partir del análisis de las trazas fósiles requiere una actitud conservadora. En la mayoría de los trabajos el análisis icnológico es utilizado para diferenciar zonas de profundidad diferente; zona somera, intermedia, batial o abisal, pero sin aportar cuantificaciones precisas sobre la profundidad. Este hecho se debe, fundamentalmente, a que los organismos generadores de las trazas fósiles están condicionados por un gran número de factores además de la profundidad. Poder discernir con precisión el grado de influencia de la batimetría en un medio como el analizado parece una cuestión fuera de alcance por el momento.

Teniendo en cuenta las trazas reconocidas y los diferentes esquemas batimétricos propuestos

(Seilacher, 1967, 1978; Crimes, 1975; Rhoads, 1975; García-Ramos, 1983; Ekdale et al., 1984), es posible admitir que nos encontramos en un medio marino somero, de plataforma (profundidades inferiores a 200m). La aparición de trazas de *Diplocraterion* y *Arenicolites* puede interpretarse en relación con disminuciones de la profundidad. Este hecho es coherente con el contexto de bajada del nivel relativo del mar propuesto para el intervalo en que se registran estas trazas (ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria).

III.6. ASOCIACIONES DE MACROINVERTEBRADOS FOSILES. ANALISIS ECOESTRATIGRAFICO

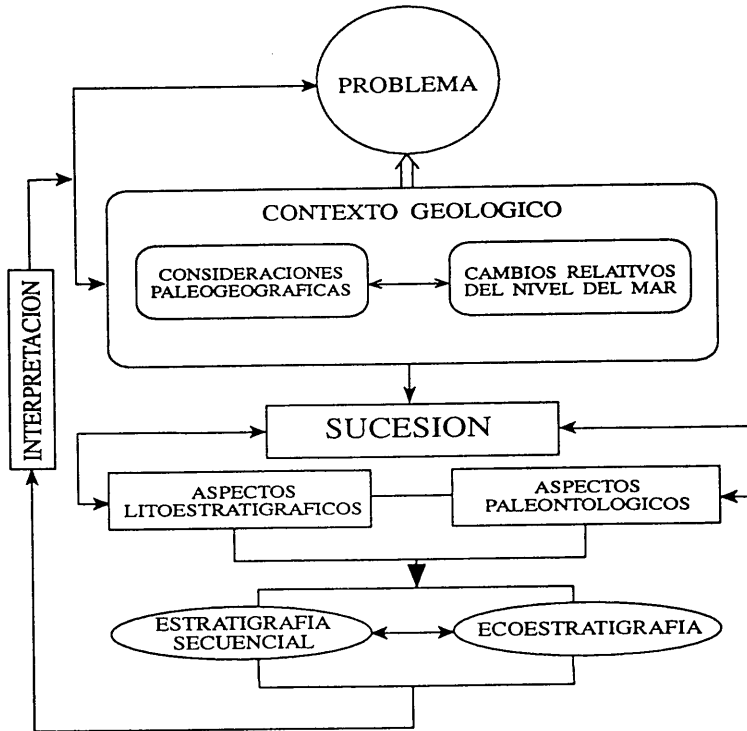
III.6-1. CONSIDERACIONES GENERALES

El desarrollo del **International Geological Correlation Program (IGCP)** propició la iniciativa del "**Project Ecostratigraphy**" en la década de los años setenta. De esta manera se puso de manifiesto la utilidad de la ecoestratigrafía para alcanzar una mayor precisión en la correlación de las sucesiones estratigráficas.

La ecoestratigrafía se implanta como metodología complementaria de un análisis bioestratigráfico tradicional, más o menos actualizado. Su objetivo sería conseguir una subdivisión del registro geológico más detallada que la obtenida a partir, exclusivamente, de los medios clásicos de datación, mejorando así las posibilidades de interpretación del registro geológico.

El análisis ecoestratigráfico se fundamenta en la asunción de la existencia de interacciones generalizadas entre los organismos y el medio en el que se desarrollaron. Los organismos se integran en comunidades. Variaciones en las comunidades suelen ser relacionables con cambios en los parámetros que caracterizan el medio en el que estas se desarrollan (temperatura, grado de oxigenación, salinidad, nutrientes, luminosidad, hidrodinámica, etc.). La capacidad de reconocer los cambios en los sistemas orgánicos a ese nivel, la posibilidad de relacionarlos con los del medio físico y la posibilidad de correlacionar las relaciones establecidas, son la base en la que se fundamenta el análisis ecoestratigráfico para la subdivisión e interpretación del registro geológico.

Para Boucot (1982), el análisis ecoestratigráfico no implica principios estrictamente nuevos. Aunque, el "esfuerzo de coordinar en un conjunto, información taxonómica, ecológica, biogeográfica y evolutiva, junto con el modelo sedimentario y la información geocronológica" si plantea cuestiones metodológicas. Este tipo de análisis requiere un estudio detallado, estrato a estrato, que permita poner de manifiesto la evolución de la asociación registrada a lo largo del tiempo, en un contexto de estrategia de muestreo que provea la obtención de datos sobre aspectos orgánicos e inorgánicos, combinada en una secuencia lógica:



La capacidad de utilización de la ecoestratigrafía para la subdivisión del registro geológico estará en relación directa con la capacidad de este para grabar las trazas del cambio en el medio eco-sedimentario y su reflejo en las asociaciones registradas. En concreto, cuanto más brusco sea el cambio ambiental, más acusada será la respuesta por parte de las comunidades, mayor la posibilidad de que el cambio sea reconocido y más factible su correlación. Así, como señala Boucot (1986), los análisis ecoestratigráficos se hacen especialmente interesantes en la evaluación de los efectos de los eventos ambientales sobre las comunidades.

En la actualidad, y siguiendo los principios del análisis ecoestratigráfico, el estudio de eventos ecoestratigráficos es de gran utilidad para la obtención de una alta resolución en la estratigrafía de eventos (**High-Resolution Event Stratigraphy**, HIREs, Kauffman, 1986, 1988; Vera, 1990; Kauffman et al., 1991), cuyo objetivo es la subdivisión del registro geológico en intervalos temporales inferiores a los 100.000 años, a partir de la utilización de diversas técnicas.

Sin embargo, la capacidad de subdivisión del registro geológico no agota el desarrollo y la aplicación del análisis ecoestratigráfico. En áreas como la que se analiza en esta investigación, la caracterización cronoestratigráfica a partir del estudio de ammonites es lo suficientemente detallada como para reconocer subdivisiones a nivel subzonal o incluso inferior. En este contexto, sólo eventos bastante extendidos que ocasionaran una drástica y rápida alteración de la comunidad, podrían precisar la calibración temporal.

Como se ha comentado anteriormente, el análisis ecoestratigráfico se fundamenta en el estudio de las variaciones en la estructura de las comunidades y su relación con fluctuaciones en el medio eco-sedimentario. En consecuencia, la gran aportación del análisis ecoestratigráfico, y a la vez su mayor

exigencia, radica en la capacidad de integrar de datos procedentes de distintas disciplinas. En situaciones favorables esta integración será operativa a escalas temporales variables, no necesariamente en intervalos temporales inferiores o del orden de 100.000 años. Tal como se ha planteado en trabajos anteriores (Olóriz et al., 1993), la aplicación de los análisis ecoestratigráficos tendrá un interés especial en casos en los que sea comparativamente sutil el registro macroscópico de los cambios en el medio de depósito, así como en aquellos en los que operen factores de control ambiental cuyo registro geológico sólo es factible a través de su reconocimiento en los sistemas orgánicos a diferentes niveles.

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, el análisis ecoestratigráfico se manifiesta como una metodología de trabajo de gran aplicación potencial en el estudio de cuencas sedimentarias. El análisis ecoestratigráfico resulta especialmente adecuado en la investigación de la evolución de las condiciones eco-sedimentarias de las ritmitas del kimmeridgiense inferior del margen Sudibérico, cuya interpretación se encontraba "congelada" en aproximaciones tradicionales que hacían resaltar el carácter ingrato y los escasos resultados obtenidos del estudio de estas facies.

III.6-2. ANALISIS ECOESTRATIGRAFICO DE LA SUCESION ESTUDIADA

En el análisis ecoestratigráfico realizado, la información paleontológica se ha basado en un estudio detallado de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles, los cuales fueron previamente caracterizados mediante una metodología apropiada que permitió poner de manifiesto aspectos cualitativos y cuantitativos.

La metodología utilizada ha sido evaluada y puesta en práctica en trabajos anteriores (Olóriz et al., 1988, 1990, 1991, 1992b, 1993, 1994; Rodríguez-Tovar, 1990; Marques & Olóriz, 1992; Marques et al., 1992, 1993). En concreto, consiste en un estudio detallado estrato a estrato de la sucesión, en el que junto con el análisis tafonómico de los restos se realiza la toma de muestras en aquellos estratos favorables. Con la intención de que los muestreos sean comparables entre sí, en un mismo perfil y entre perfiles distintos, la recolección por estrato se realiza con un tamaño muestral mínimo de 50 ejemplares (individuos completos o fragmentos de distintos individuos). En los trabajos anteriormente mencionados se ha comprobado que este tamaño muestral es bastante fiable, registrándose fluctuaciones menores del 10% en condiciones normales. Variaciones de este orden sólo deben ser tenidas en cuenta cuando signifiquen la aparición o desaparición de un determinado componente.

Una vez clasificados los ejemplares se realiza la representación gráfica, mediante diagramas circulares (espectros), de las unidades taxonómicas seleccionadas, con la intención de facilitar la visualización de los datos. Estos espectros pueden corresponder a una capa individual, o representar el promedio de diferentes capas que eventualmente pueden ser agrupadas, en la mayoría de los casos por su similitud composicional. Olóriz et al. (1988) realizan tres tipos de representaciones, con un aumento progresivo en el detalle de la información sobre las asociaciones registradas, de acuerdo con la consideración de unidades taxonómicas cada vez más pequeñas.

En esta investigación se han realizado dos tipos de representaciones:

a) En la primera, de carácter más general, se establece la relación entre ammonites y el resto de macroinvertebrados fósiles (fundamentalmente bivalvos), con el fin de poner de manifiesto la relación entre formas pelágicas (y/o epibentónicas móviles) y bentónicas. El escaso número de ejemplares suficientemente conservados del macrobentos ha impedido profundizar en su conocimiento. La obtención de un material más numeroso y mejor conservado, junto con el análisis del bentos, permitirá en el futuro completar la interpretación ecoestratigráfica aquí presentada.

b) En la segunda representación, más detallada, se ilustra la composición de la asociación de

ammonites, diferenciando entre Ataxioceratinae, Phylloceratina+Lytoceratina, Haploceratacea y el resto de Ammonitina. En esta representación se ilustra la composición de estas unidades taxonómicas, conocido su interés en el análisis ecoestratigráfico de áreas epicontinentales durante el Jurásico superior. No se ha realizado la diferenciación dentro de "otros Ammonitina" ya que el registro de los diferentes componentes es poco significativo. Asimismo, no se llevan a cabo representaciones más detalladas, análisis taxonómicos a nivel de familia o género, puesto que entraríamos en un nivel de relaciones ecológicas excesivamente bajo, cuyo registro presenta fluctuaciones comparativamente frecuentes, difíciles de interpretar con los datos disponibles y que podrían desvirtuar o al menos enmascarar la interpretación general. Sin embargo, cuando se ha creído conveniente se ha precisado el registro de un determinado género (ej. **Lytoceras** o **Phylloceras**).

La atención dedicada a la composición interna de las asociaciones de ammonites se basa en: a) el conocimiento que se tiene de estos organismos, b) su abundancia y rendimiento en la temporización (bio-cronoestratigrafía) del Jurásico superior del margen Sudibérico, y c) la conservación comparativamente defectuosa del macrobentos.

Antes de utilizar los datos obtenidos es necesario evaluar su validez. Para ello se hace imprescindible un minucioso análisis tafonómico. El análisis tafonómico realizado (Cap.III.4), ha puesto de manifiesto la escasa significación de los procesos de resedimentación y la práctica ausencia de fósiles reelaborados. Sin embargo, se ha interpretado que las conchas de ammonites debieron sufrir un ligero transporte *post-mortem* hacia zonas más internas de las plataformas (escasez o práctica ausencia de aptychus), hacia sectores en los que habría una mayor proporción de bivalvos. Teniendo en cuenta este aspecto, podemos utilizar el análisis de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles para obtener valoraciones ecoestratigráficas, considerando que las interpretaciones obtenidas a partir de las asociaciones registradas estarán ligeramente distorsionadas por esta deriva *post-mortem*.

El análisis de la relación existente entre las variaciones registradas en las asociaciones de macroinvertebrados fósiles y las alteraciones del medio, permite reconocer 3 órdenes de interacción (Olóriz et al., 1991):

- Primer orden: Este orden hace referencia a variaciones mayores, persistentemente expresadas en las asociaciones registradas como consecuencia de diferenciaciones básicas en los parámetros ecológicos. En el margen Sudibérico se han reconocido dos grandes ámbitos paleogeográficos: las plataformas epicontinentales (áreas epicontinentales) y las regiones distales del margen (áreas epiocéánicas).

El presente estudio se lleva a cabo en el contexto de las plataformas epicontinentales del margen Sudibérico. Desviaciones menores en la horizontal se han relacionado con variaciones topográficas que inducirían heterogeneidad en las condiciones del medio.

Conocido el marco paleogeográfico de referencia, variaciones en las asociaciones a lo largo del tiempo pueden ser relacionadas con fluctuaciones del ecoespacio, condicionadas por cambios del nivel relativo del mar. A grandes rasgos, se pueden diferenciar los siguientes órdenes de interacción, en relación con la magnitud de los cambios ambientales:

- Segundo orden: En primer lugar es posible relacionar los cambios en las asociaciones de macroinvertebrados fósiles con las tendencias reconocibles en las fluctuaciones de amplio rango del nivel relativo del mar (ej. curvas de **long term** en Haq et al., 1987, 1988). En este contexto, las asociaciones reflejarían los cambios en el ecoespacio, originados por cambios eustáticos y/o por interacciones entre la tectónica y la eustasia.

- Tercer orden: Un análisis más detallado de las asociaciones permite reconocer oscilaciones

entre unidades taxonómicas más pequeñas. Estas pueden ser relacionadas con variaciones en las curvas eustáticas de rango menor. En este caso, se pueden caracterizar tendencias en las asociaciones, inducidas por cambios en el ecoespacio, que sean relacionables con las variaciones del nivel relativo del mar en conexión con la curva de *short term* (Haq et al., 1987, 1988) adaptada al área concreta de estudio.

Por tanto, el análisis ecoestratigráfico revelará la relación existente entre los organismos y el medio a lo largo del tiempo, si se admite la hipótesis previa de que cambios en las asociaciones de macroinvertebrados fósiles pondrán de manifiesto variaciones en el medio ecológico, en las condiciones de depósito y/o en el sistema eco-sedimentario en el que estas asociaciones se desarrollaron. Es decir, será factible analizar las relaciones entre las asociaciones registradas de macroinvertebrados fósiles, las variaciones del ecoespacio disponible y los cambios del nivel relativo del mar. En este marco se reconoce el carácter complementario entre los análisis ecoestratigráficos y los análisis basados en la estratigrafía secuencial, tal como han planteado Olóriz et al. (1993).

Con el objetivo de realizar una interpretación ecoestratigráfica de las asociaciones registradas de macroinvertebrados fósiles, se ha procedido a obtener la caracterización bioestratigráfica precisa a partir del análisis de los ammonites en la sucesión estudiada (Cap.III.3).

El análisis detallado de los siete perfiles seleccionados en la Zona Prebética y en el Algarve ha permitido recolectar cerca de 6.000 especímenes de macroinvertebrados fósiles (individuos y fragmentos). La mayoría de los restos pertenecen al Kimmeridgiense inferior; aproximadamente 4.000 a la Zona Platynota, unos 1.000 a la Zona Hypselocyclum y más de 500 a la Zona Divisum. El resto, más de 200, pertenecen a la Zona Acanthicum (Kimmeridgiense medio).

En primer lugar se han caracterizado las asociaciones en el marco de las configuraciones paleogeográficas mayores. Posteriormente se analizó la evolución de las asociaciones en el tiempo, en relación con variaciones del ecoespacio (contracción-expansión) que pudieron interpretarse en el contexto de los cambios propuestos en el nivel relativo del mar.

III.6-2.a. Distribución areal de las asociaciones

Como se ha comentado anteriormente, en el margen Sudibérico se reconocen dos configuraciones paleogeográficas mayores claramente diferenciadas; las plataformas epicontinentales y los umbrales epioceánicos. Cada una de estas áreas está caracterizada por unas condiciones sedimentarias y ecológicas propias, cuyas diferencias se ponen de manifiesto cuando se estudian las asociaciones de macroinvertebrados fósiles.

En lo que respecta a esta investigación, el estudio se ha llevado a cabo en el área de plataforma epicontinental representada actualmente por los materiales aflorantes en el Prebético y en el Algarve. Entre las características propias de estas áreas habría que destacar que se trata de un medio: a) relativamente proximal y somero, b) con aportes siliciclásticos fundamentalmente en las partes proximales y medias, c) con ligeros cambios hacia partes proximales, tanto en parámetros sedimentarios como ecológicos y d) con una asociación de macroinvertebrados fósiles (fundamentalmente ammonites) típicamente submediterránea. Todas estas características van a determinar un ambiente eco-sedimentario particular, un ambiente de plataforma (**Platform Ambitus** s. Olóriz, 1985), caracterizado por una asociación propia, la denominada Asociación Proximal (**Proximal Association** s. Olóriz, 1985).

Conocidas las características generales del área de estudio, el análisis de la relación existente entre las asociaciones de macroinvertebrados fósiles y las características particulares del medio será de gran utilidad para poner de manifiesto diferencias fisiográficas y paleogeográficas entre las distintas áreas de depósito. Para un determinado intervalo temporal, la comparación entre las asociaciones registradas en los distintos perfiles puede ser utilizada para reconocer esas diferencias. En concreto, la razón ammonites/resto de macroinvertebrados (fundamentalmente bivalvos en los ejemplos estudiados) va a ser especialmente interesante para este tipo de análisis.

En la sucesión estudiada se ha comparado el espectro promedio para la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior) de los siete perfiles seleccionados. Se ha escogido este intervalo por su buena caracterización bioestratigráfica en todos los perfiles (Fig.84). El espectro representado para la Zona Platynota es un espectro promedio de los obtenidos a lo largo de la Zona (Figs.85,86,87). En la mayoría de los espectros se pone de manifiesto un hecho significativo, típico de las asociaciones que colonizaron el medio de plataforma; el alto porcentaje de formas bentónicas, que en algunos casos supera el 50% del espectro promedio.

Cuando se analiza la razón ammonites/resto de macroinvertebrados (fundamentalmente bivalvos), el ordenamiento de los perfiles según el porcentaje de ammonites sería el siguiente:

VB > RP > PL > NV > SS > EF > FA

Esta sucesión pone de manifiesto:

a) La mayor proporción de ammonites en los perfiles pertenecientes al Algarve, destacando un número relativamente significativo de *Phylloceras* y *Lytoceras*. Esta "alta" proporción comparativa puede estar afectada, en parte, por la ausencia en el Algarve de espectros correspondientes al techo de la Zona Platynota. Como se comentará posteriormente, los espectros registrados en torno al límite entre las Zonas Platynota e *Hypselocyclum* se caracterizan por poseer los valores más altos en bentónicas de todo este intervalo. Su ausencia, por tanto, desvía ligeramente el espectro promedio de la Zona Platynota hacia unos valores comparativamente más altos en ammonites.

Además de esta ligera distorsión, existen otra serie de factores que pueden influir en la mayor proporción de ammonites. Así, el carácter más arenoso de las facies en el Algarve, con abundantes restos vegetales, puede relacionarse con un medio comparativamente más energético, más oxigenado y más rico en nutrientes. Este medio, en principio favorable para los invertebrados marinos, podría estar comparativamente deteriorado cerca del fondo como consecuencia de los aportes siliciclásticos. Este hecho podría determinar un menor desarrollo de las formas bentónicas. Las diferencias hidrodinámicas puestas de manifiesto entre los perfiles de Vale da Burra y Rocha-Pozo (Cap.II.2), podrían determinar, al menos en parte, las diferencias registradas entre los dos perfiles.

Las características paleogeográficas y la fisiografía también pueden influir en la composición de las asociaciones. Olóriz et al. (1988) reconocen para la cuenca del Algarve Septentrional una plataforma epicontinental estrecha, cercana a las aguas del mar abierto pero limitada al sur por los materiales correspondientes al sector Meridional del Algarve. Aunque el área correspondiente al Algarve Meridional impediría la libre circulación de organismos como los ammonites, es posible que la cercanía a este mar abierto facilite la incursión esporádica y eventual de formas como *Phylloceras* o *Lytoceras*; de hecho la fauna reconocida en el Algarve Septentrional es típicamente submediterránea.

b) La proporción significativamente menor de ammonites en el sector centro-oriental del margen Sudibérico (afloramientos prebéticos en la actualidad).

En líneas generales este hecho puede ser interpretado en relación con los factores

anteriormente mencionados:

- Grado de oxigenación y nutrientes menor, en relación con el carácter menos arenoso de las facies. Asimismo, el comparativamente menor aporte de siliciclásticos facilitaría la colonización de los fondos por bentónicos relativamente resistentes.

- Las características paleogeográficas y fisiográficas de las plataformas en este sector. Las diferencias respecto del Algarve son interpretadas en relación con la existencia de una plataforma más extensa, de topografía irregular y comparativamente desconectada de las influencias oceánicas.

Las diferencias existentes entre los distintos perfiles de la Zona Prebética pueden interpretarse de la siguiente manera:

- El perfil de Puerto Lorente ocupó un área relativamente proximal (Prebético Externo) con un fondo elevado. En este área, existe una mayor posibilidad de registrar aquellos organismos móviles que se desenvuelven en las partes comparativamente más altas de la columna de agua, en este caso las faunas de ammonites en general.

- Los perfiles de Fuente Alamo y Elche-Férez, situados en áreas deprimidas y proximales (Prebético Externo), registrarían los porcentajes más elevados en organismos bentónicos. En este caso, la baja proporción de bentónicos en el perfil de Elche-Férez puede estar relacionada con el deterioro de los fondos en áreas relativamente próximas a fuentes de aporte que proporcionan una sedimentación más grosera (Cap.II.2).

- Los perfiles de Navalperal y Segura de la Sierra, localizados en áreas relativamente distales (Prebético Interno), poseen los mayores porcentajes de ammonites registrados en zonas deprimidas de la plataforma.

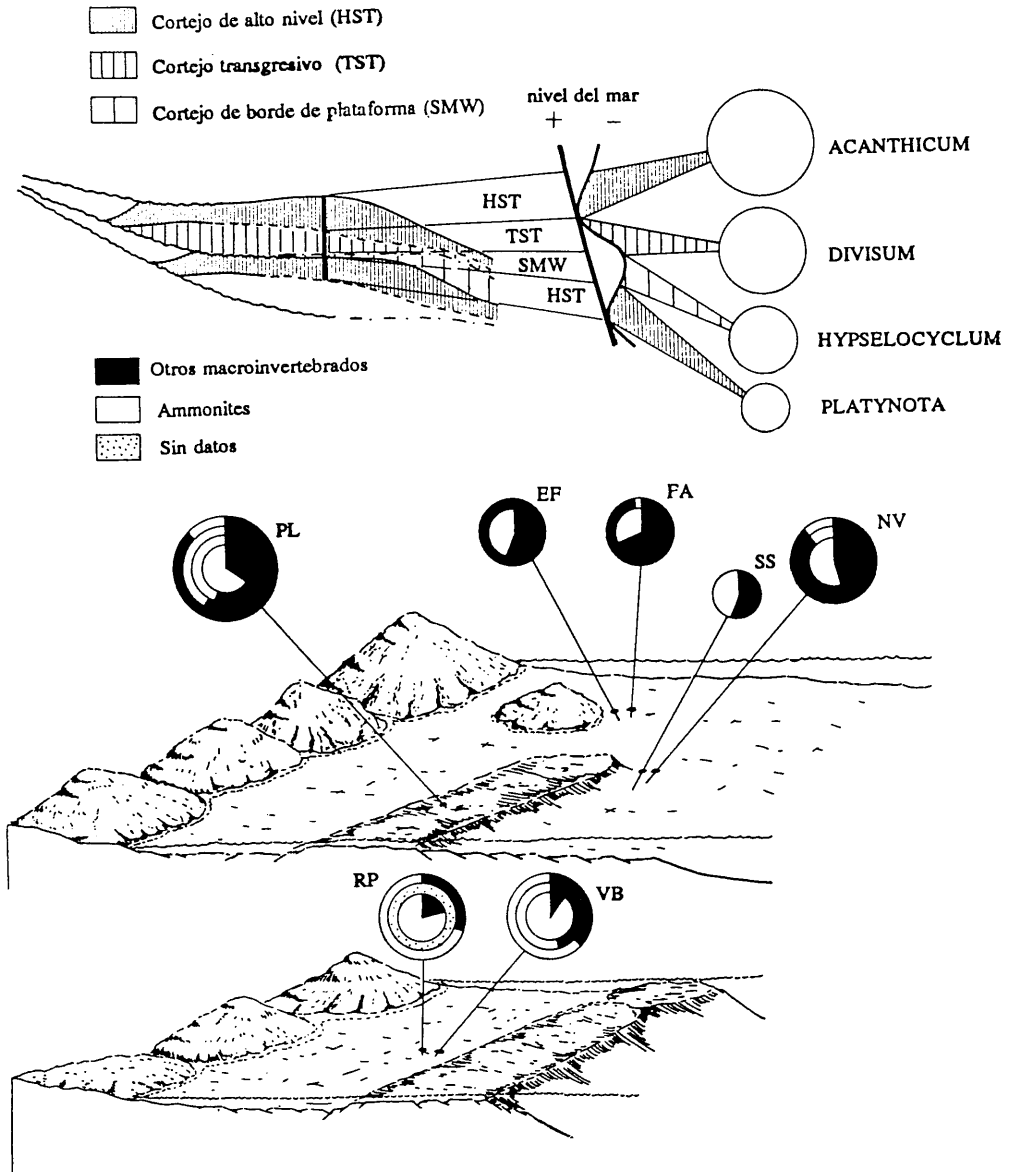


Fig. 84.- Configuración paleogeográfica y fisiografía del sector estudiado para el Kimmeridgiense inferior-medio p.p.. Evolución de los espectros promedio (ammonites/resto de macroinvertebrados) a lo largo del intervalo analizado en relación con los cambios del nivel relativo del mar.

III.6-2.b. Evolución estratigráfica de las asociaciones

Una vez conocido el contexto paleogeográfico básico, en áreas de plataforma epicontinental, el estudio de la evolución temporal de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles es de gran importancia para conocer cambios en el medio en el que estas asociaciones se desarrollaron.

En estas áreas intermedias de las plataformas, los fenómenos de contracción y expansión del ecoespacio pueden hacerse comparativamente expresivos, frente a los registrados en regiones distales del paleomargen. En este contexto se hace especialmente interesante el análisis de las variaciones del nivel relativo del mar. Estas variaciones producen, obviamente, cambios en el volumen de agua, en el espacio disponible y, por tanto, variaciones en el ecoespacio ocupado (contracciones y expansiones). Los cambios del ecoespacio durante las variaciones del nivel relativo del mar van a quedar suficientemente bien reflejados en las asociaciones de macroinvertebrados fósiles, tanto en la proporción relativa de los componentes, como incluso en la expresión fenotípica de los mismos.

Por este motivo, el análisis de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles se va a enriquecer y a la vez va a ser de gran utilidad para evaluar la dinámica de los cambios del nivel relativo del mar. En este contexto, el análisis ecoestratigráfico se presenta como una parte complementaria, y de gran interés, en los análisis de estratigrafía secuencial.

El análisis detallado de la evolución de las asociaciones fósiles a lo largo de la sucesión pone de manifiesto la existencia de tendencias que pueden ser interpretadas como producto de variaciones del ecoespacio. Si se analiza la evolución de cambios del nivel relativo del mar en ese periodo, se observa la estrecha relación existente entre estos cambios y las tendencias registradas. Asimismo, se reconocen algunos espectros que se apartan de la evolución "teórica" esperada, y que podrán ser analizados en el contexto de desviaciones causadas por factores locales.

El análisis se ha llevado a cabo atendiendo a dos aspectos diferentes de las asociaciones de macroinvertebrados registradas; a) se ha caracterizado la razón bentónicos (mayoritariamente bivalvos)/nectónicos (ammonites), y b) se ha analizado la evolución de algunos componentes dentro de los ammonites.

Conocida la relación entre las formas bentónicas (fundamentalmente bivalvos) y nectónicas (ammonites), se puede interpretar la evolución del medio. El análisis de las variaciones en la composición interna de los ammonites permite valorar las interpretaciones propuestas. Las variaciones del ecoespacio también inducen cambios en los espectros de las asociaciones de ammonites, aunque en este caso es necesario tener en cuenta la existencia de interacciones entre los distintos componentes (Ataxioceratinae, Phylloceratina+Lytoceratina, Haploceratacea) no relacionadas exclusivamente con variaciones del nivel relativo del mar.

La composición de las asociaciones de ammonites se representa en un gráfico similar al tipo II de Olóriz et al. (1988, 1991). En este tipo de gráficos se diferenciaban: Ataxioceratinae, Phylloceratina+Lytoceratina y el resto de ammonites como "otros Ammonitina". En esta investigación se diferencian, además, los Haploceratacea del resto de "otros Ammonitina". Esta separación tiene su significado en controlar la relación existente entre Phylloceratina+Lytoceratina y Haploceratacea.

Respecto del resto de ammonites se analizan juntos como otros ammonites, dada la poca representatividad de cada grupo por separado y la previsiblemente compleja interacción de diversos parámetros en la evolución de cada uno de los componentes.

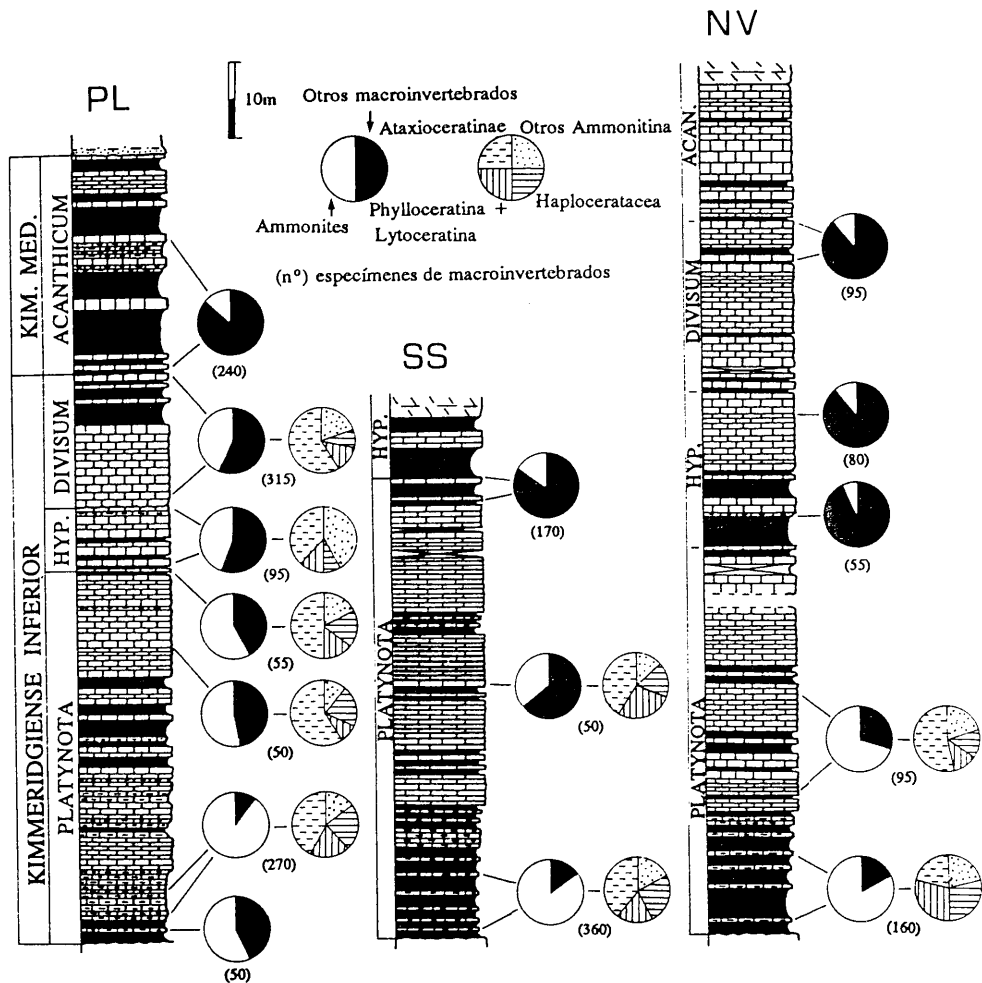


Fig. 86.- Evolución de los espectros de macroinvertebrados durante el intervalo estudiado en los perfiles de Puerto Lorente (PL), Segura de la Sierra (SS) y Navalperal (NV).

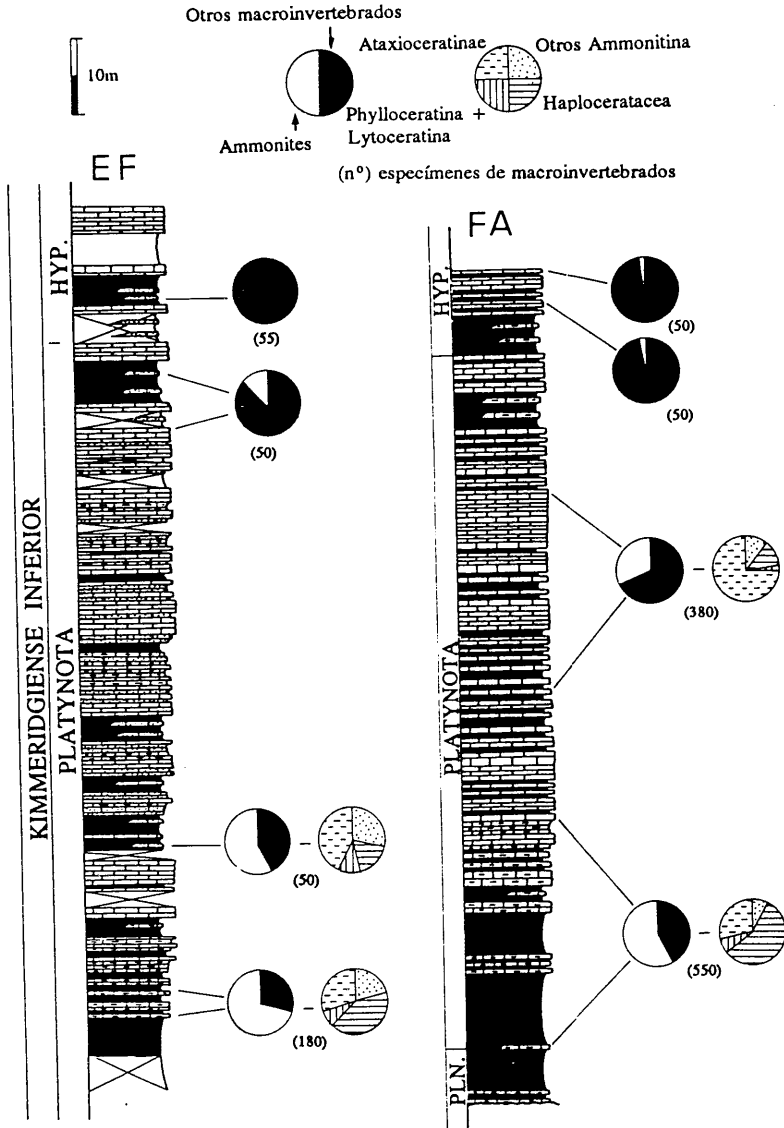


Fig. 87.- Evolución de los espectros de macroinvertebrados durante el intervalo estudiado en los perfiles de Elche-Férez (EF) y Fuente Alamo (FA).

Si se analiza la evolución de las asociaciones en orden cronológico se reconocen las siguientes tendencias (Figs.85,86,87):

III.6-2.b.1. Zona Platynota

En general, en todos los perfiles han podido realizarse análisis a lo largo de toda la Zona Platynota. Sin embargo, existen algunas excepciones: a) En el perfil de Vale da Burra no se registra la parte inferior de la Zona. Asimismo, los espectros obtenidos en la parte alta de la Zona en este perfil y en el de Rocha-Pozo no abarcan el techo de la Zona Platynota, el cual está representado, posiblemente, en la parte basal del tramo con biohermos, y b) en algunos perfiles (Puerto Lorente, Navalperal y Fuente Alamo), los espectros ubicados en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum han sido considerados en el análisis de la Zona Platynota dada la similitud registrada en ciertos perfiles entre los espectros de la parte superior de la Zona Platynota y la basal de la Zona Hypselocyclum (Vale da Burra y Elche-Férez).

A grandes rasgos, cuando se analiza la razón ammonites/bentónicos la tendencia es similar en todos los perfiles. De muro a techo de la Zona se observa un claro aumento en el porcentaje de bentónicos, fundamentalmente bivalvos y, consecuentemente, una disminución en el de nectónicos, ammonites.

Cuando se analiza en detalle esta tendencia son significativos una serie de rasgos. Aunque la tendencia general es de aumento en la proporción de bentónicos, este no se realiza de manera progresiva a lo largo de la sucesión. En general, se registra un aumento continuo hasta la mitad superior de la sucesión y a partir de ahí se incrementa bruscamente, llegando a alcanzar en el techo de algunos perfiles porcentajes en torno al 90% (Segura de la Sierra, Elche-Férez). En los perfiles del Algarve destaca el mayor porcentaje de bentónicos en la parte superior de la Zona Platynota y la posterior implantación de los biohermos a techo de la misma.

La interpretación ecoestratigráfica de esta tendencia se obtiene cuando se analiza el contexto de cambios del nivel relativo del mar para este intervalo temporal. Como ponen de manifiesto algunos autores, durante la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior) es manifiesta la tendencia de bajada del nivel relativo del mar (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990, ver capítulo de análisis secuencial en esta memoria). Este hecho va a producir una disminución del ecoespacio disponible y, por tanto, un aumento de la presión ambiental (**efecto plataforma** en Olóriz, 1985) que estará relacionada, en gran medida, con aumentos en la proximalidad y somerización del medio. Los espectros obtenidos son coherentes con esta interpretación. En este intervalo temporal se ha considerado el desarrollo de un cortejo de alto nivel (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990, ver capítulo de análisis secuencial en esta memoria). Cuando se analiza la evolución teórica de estos cortejos, destaca un tramo superior en el que se desarrolla la progradación de las facies. Parece factible relacionar el descenso en el porcentaje de ammonites con la reducción de volumen del medio como consecuencia de la progradación.

- Otro aspecto interesante, comentado anteriormente por Olóriz et al. (1994), es el alto porcentaje de formas bentónicas registrado en las margas basales que se desarrollan en la parte inferior de la Zona Platynota (fundamentalmente en el perfil de Puerto Lorente, espectro basal en la figura 86). Este porcentaje puede relacionarse con las características de esas facies margosas; a) depósitos comparativamente rápidos, b) con escasez o práctica ausencia de formas pelágicas anteriormente muy frecuentes (ej. belemnites), y c) con pobre conservación de los restos bentónicos. Estas características, y la desviación de los espectros, pudieran interpretarse en relación con una acumulación secundaria de los restos orgánicos desde posiciones cercanas.

Cuando se analiza la evolución de las asociaciones de ammonites a lo largo de la Zona Platynota se observan unas tendencias semejantes en casi todos los perfiles. En general se registra un aumento en el porcentaje de Ataxioceratinae de muro a techo de la Zona, acompañado por una disminución en Phylloceratina+Lytoceratina y Haploceratacea. Esta tendencia se acentúa de manera brusca hacia el techo de la Zona, donde Phylloceratina+Lytoceratina poseen los menores porcentajes. En algunos perfiles, fundamentalmente a techo de la Zona Platynota, el número de ejemplares de ammonites es bastante reducido, inferior al 15% del total. En estos casos no se ha representado el espectro correspondiente a la composición interna de ammonites.

Sin embargo, aunque esta es la tendencia generalizada, no se manifiesta de la misma manera en todos los perfiles. Olóriz et al. (1994) ponen de manifiesto la existencia de "registros atípicos" en el porcentaje de Phylloceratina+Lytoceratina, relacionándolos con factores de carácter local (gradiente proximalidad-distalidad, topografía de los fondos, turbidez, etc.). En concreto, la disminución en la proporción de Phylloceratina+Lytoceratina es claramente manifiesta en los perfiles de SS, FA y RP (en SS y FA no sobrepasan el 5%), mientras en el perfil de PL se reconoce un aumento en el porcentaje hacia techo de la Zona. Estos autores relacionan el aumento en PL con una topografía comparativamente elevada y una mejor conexión con las aguas de mar abierto.

Asimismo, el aumento en el porcentaje de Phylloceratina+Lytoceratina registrado hacia la mitad de la Zona Guilhaerandense en Segura de la Sierra, en condiciones de alta proporción de bentónicos, es relacionado por Olóriz et al. (1994) con posibles derivas *post-mortem* de conchas de Phylloceratina+Lytoceratina hacia las áreas comparativamente deprimidas.

Una tendencia que se aparta de la generalidad es la registrada hacia la parte superior de la Zona Platynota en el perfil de Vale da Burra. En este perfil, mientras la razón organismos bentónicos (fundamentalmente bivalvos)/ammonites se ajusta a la general para este intervalo, se reconoce una clara disminución de muro a techo en la proporción de Ataxioceratinae, compensada con un aumento en el porcentaje de Phylloceratina+Lytoceratina y Haploceratacea. Este aumento pudiera relacionarse con el incremento del carácter grueso de la sedimentación y el deterioro de las condiciones de vida cerca del fondo. En esta situación disminuiría el porcentaje de los ammonites más relacionados con el fondo (Ataxioceratinae) y se registraría un aumento relativo del resto de ammonites.

La tendencia generalizada en la composición de las asociaciones de ammonites en la mayoría de los perfiles (aumento de Ataxioceratinae y disminución en el porcentaje de Phylloceratina+Lytoceratina), es coherente con el contexto puesto de manifiesto a partir del estudio de la razón ammonites/bentónicos. Se interpreta una bajada del nivel relativo del mar y la disminución de ecoespacio disponible, lo que se acentúa en la parte superior de la Zona. El atípico registro en VB pudiera relacionarse con un aumento local de la erosión y del grado de turbidez de las aguas, que afectó a los ammonites más ligados al fondo.

III.6-2.b.2. Zona Hypselocyclus

En todos los perfiles en los que se han obtenido espectros referentes a la Zona Hypselocyclus se registra la misma tendencia (perfiles de Vale da Burra, Puerto Lorente, Navalperal, Elche-Férez y Fuente Alamo). El aumento de bentónicos que se reconocía a techo de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior) se acentúa durante la Zona Hypselocyclus, registrándose, incluso, espectros con un porcentaje en bentónicos superior al 95% (Fuente Alamo, Elche-Férez). En Puerto Lorente y Vale da Burra los primeros espectros de la Zona Hypselocyclus muestran un ligero aumento en la proporción de bentónicos respecto a la registrada en la parte superior de la Zona Platynota. Esta tendencia se acentúa en los espectros correspondientes a la parte superior de la Zona. En Puerto Lorente la proporción de bentónicos varía entre el 41 y el 69%, mientras en VB lo hace desde el 11

al 77%.

El aumento en el porcentaje de bentónicos registrado en la Zona Hypselocyclum, puede interpretarse en el contexto de los cambios del nivel relativo del mar acaecidos durante este intervalo. Como ha sido puesto de manifiesto en numerosos trabajos, durante la Zona Hypselocyclum se reconoce una tendencia de bajada del nivel relativo del mar, que puede interpretarse en relación con el desarrollo de un cortejo de borde de plataforma (Marques et al. 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990, ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria). La tendencia reconocida en los espectros parece coherente con la reducción del ecoespacio durante el desarrollo de ese cortejo y el aumento del estrés ecológico (incremento del efecto plataforma s. Olóriz, 1985).

En relación con la composición interna de los ammonites en los espectros pertenecientes a la Zona Hypselocyclum, sólo los correspondientes a los perfiles de Puerto Lorente y Vale da Burra pueden ser utilizados para este tipo de análisis. En el resto de perfiles: Navalperal, Fuente Alamo y Elche-Férez la proporción de ammonites es mínima y por tanto resulta difícil de interpretar.

En Vale da Burra la tendencia revela un aumento del porcentaje de Ataxioceratinae respecto de los datos correspondientes a la parte superior de la Zona Platynota. Esto se compensa con una disminución en la proporción de Phylloceratina+Lytoceratina. Haploceratacea se mantiene prácticamente constante. Aunque esta es la tendencia generalizada hacia la parte superior de la Zona Hypselocyclum, existen algunos espectros intermedios con valores excesivamente altos de Phylloceratina+Lytoceratina. Como se ha comentado anteriormente para este mismo perfil, estos valores pudieran relacionarse con un aumento del carácter terrígeno con deterioro del medio para formas próximas al fondo (ej. Ataxioceratinae) y por consiguiente el aumento, al menos relativo, del porcentaje de formas con capacidad para ocupar posiciones más elevadas en la columna de agua.

En Puerto Lorente no ha podido analizarse el espectro superior ya que la mala conservación de los restos dificulta una buena caracterización de la asociación de ammonites. En general, cuando se compara el espectro de techo de la Zona Platynota con el registrado en la base de la Zona Hypselocyclum (el representado en la fig.86), se aprecia una ligera disminución en la proporción de los tres componentes analizados (fundamentalmente Ataxioceratinae y Haploceratacea), compensada por un aumento de los Aspidoceratidos. Este hecho pudiera relacionarse con las significativas intercalaciones margosas reconocidas en torno a este intervalo, en las que aumenta el tamaño de los clastos y la proporción de caolinita (ver capítulos II.2 y II.3 sobre granulometría y mineralogía). Estas intercalaciones pudieran reflejar un deterioro de las condiciones de vida cercanas al fondo, afectando a Ataxioceratinae y Haploceratacea, y en menor medida a Phylloceratina+Lytoceratina y formas no ligadas al fondo. En este contexto aumentaría el porcentaje de otras formas como los Aspidoceratidos.

El registro general, con aumento en la proporción de Ataxioceratinae y bajada en Phylloceratina+Lytoceratina, es coherente con el aumento del estrés ecológico, anteriormente comentado para esta Zona. El contexto de retirada de nivel del mar que acontece durante el desarrollo de un cortejo de borde de plataforma, produce una disminución del ecoespacio y un aumento del efecto plataforma. Este aumento de la contracción del ecoespacio, como ocurre también para la Zona Platynota, facilita el desarrollo de formas más especializadas como son los Ataxioceratinae (Olóriz et al., 1993).

III.6-2.b.3. Zona Divisum

Datos pertenecientes a la Zona Divisum solamente han podido obtenerse en los perfiles de Rocha-Pozo, Vale da Burra, Puerto Lorente y Navalperal.

En el perfil de Vale da Burra se registra una disminución en el porcentaje de bentónicos y consecuentemente un aumento de ammonites respecto de la Zona Hypselocyclum. En Puerto Lorente el espectro promedio de la Zona Divisum es similar al de la Zona Hypselocyclum, sin embargo, aunque no se pone de manifiesto en las figuras, existe un marcado aumento en el porcentaje de ammonites hacia el techo de la Zona Divisum (subzona Uhladi).

En RP no se han podido obtener espectros en la Zona Hypselocyclum. En cualquier caso el 69% de ammonites en la base de la Zona Divisum es significativo respecto del intervalo anterior, caracterizado por la presencia de los biohermos y la escasez general de ammonites.

En NV la proporción es similar a la reconocida en la Zona Hypselocyclum. Sin embargo, una caracterización bioestratigráfica comparativamente peor determina que no se tenga la certeza de que los espectros pertenezcan definitivamente a la Zona Divisum.

La interpretación ecoestratigráfica de esta tendencia puede realizarse atendiendo al contexto de subida del nivel relativo del mar que se reconoce en la Zona Divisum, cuyo máximo se alcanza durante la Subzona Uhladi (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; Marques & Olóriz, 1992; Olóriz et al., 1993, ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria). En este contexto se produciría un aumento en el ecoespacio disponible y, consecuentemente una proliferación de faunas de ammonites.

Cuando se analiza la evolución de las asociaciones de ammonites a lo largo de la Zona Divisum no se reconoce una tendencia similar en todos los perfiles:

En Rocha-Pozo y Vale da Burra la tendencia es similar, disminuyendo el porcentaje de Ataxioceratinae. Esta disminución está compensada por un aumento de Haploceratacea y Phylloceratina+Lytoceratina en Rocha-Pozo, y sólo de Haploceratacea en VB. En este último caso la proporción de **Phylloceras** y **Lytoceras** sigue siendo importante.

En Puerto Lorente aumenta en general la proporción de Ataxioceratinae, disminuye en las muestras basales de la Zona Divisum y se incrementa hacia techo, mientras Phylloceratina+Lytoceratina y Haploceratacea se mantienen prácticamente constantes. Otros componentes, como Aspidoceratidos que eran importantes en Hypselocyclum, disminuyen en esta Zona.

Teniendo en cuenta el aumento del ecoespacio reconocido en la Zona Divisum, desarrollo de un cortejo transgresivo, la tendencia caracterizada en los perfiles del Algarve (fundamentalmente Rocha-Pozo) concuerda con la evolución esperada durante el desarrollo de este tipo de cortejo y el aumento del ecoespacio. En este contexto, Haploceratacea y Phylloceratina+Lytoceratina no siempre se comportan de la misma manera en la compensación de la tendencia de los Ataxioceratinae.

Como se ha comentado anteriormente, en PL disminuye la proporción de Ataxioceratinae en la parte inferior de la Zona Divisum, lo que sería coherente con la interpretación obtenida, pero aumenta en la parte superior. El aumento de Ataxioceratinae hacia el techo quizás pudiera relacionarse con el incremento del carácter margoso en la parte superior de la Zona. En este intervalo de disminución en el porcentaje de formas bentónicas, se favorece el desarrollo de formas epibentónicas más especializadas como son los Ataxioceratinae.

III.6-2.b.4. Zona Acanthicum p.p. (Kimmeridgiense medio)

Sólo en el perfil de Puerto Lorente se han podido obtener algunos datos procedentes de la parte inferior del Kimmeridgiense medio (Zona Acanthicum p.p.). Respecto de los resultados registrados en la Zona Divisum, se reconoce un progresivo aumento en la proporción de bentónicos, que se expresa claramente en los espectros superiores (valores mayores al 80% en bentónicos).

Cuando se analiza la tendencia del nivel relativo del mar y la propuesta de evolución secuencial para este intervalo, se registra una caída del mismo en relación con el desarrollo de un cortejo de alto nivel marino (Marques 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; ver capítulo de estratigrafía secuencial en esta memoria).

La interpretación ecoestratigráfica de las asociaciones registradas sería coherente con la disminución del ecoespacio durante el desarrollo del cortejo de alto nivel. Esta disminución se acentúa hacia el techo, cuando la progradación es comparativamente mayor.

En este intervalo no puede analizarse la composición de las asociaciones de ammonites, dada su escasez en los espectros registrados en el perfil de Puerto Lorente.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes the need for transparency and accountability in financial reporting.

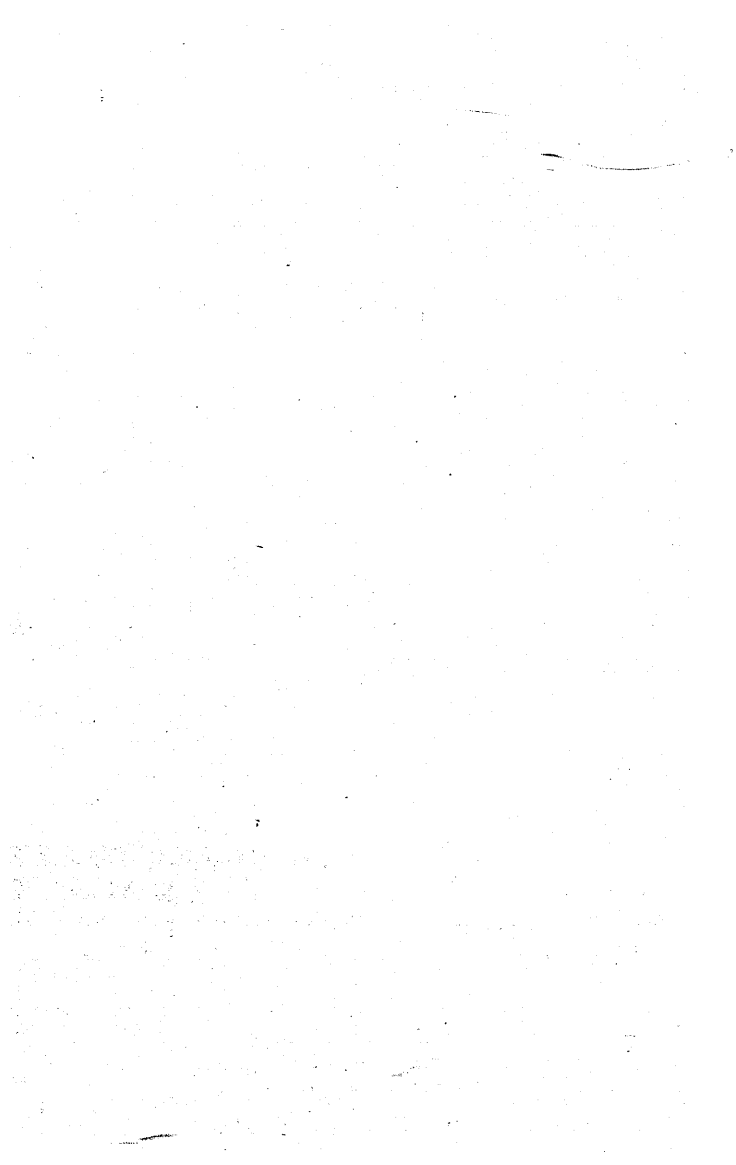
2. The second part of the document outlines the various methods and techniques used to collect and analyze data. It includes a detailed description of the experimental procedures and the statistical analysis performed.

3. The third part of the document presents the results of the study, including a comparison of the different methods and techniques used. It discusses the strengths and weaknesses of each method and provides a summary of the findings.

4. The fourth part of the document discusses the implications of the study and provides recommendations for future research. It highlights the need for further investigation into the effectiveness of the different methods and techniques used.

5. The fifth part of the document provides a conclusion and a summary of the key findings. It reiterates the importance of maintaining accurate records and the need for transparency and accountability in financial reporting.

IV. ANALISIS DE LA RITMICIDAD Y ANALISIS SECUENCIAL



IV. ANÁLISIS DE LA RITMICIDAD Y ANÁLISIS SECUENCIAL

IV.1. ANÁLISIS DE LA RITMICIDAD

IV.1-1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Uno de los rasgos más característicos de la sucesión estudiada, incluso reconocible en observaciones a nivel de afloramiento, es la ritmicidad de la estratificación. Aunque son numerosos los trabajos en los que se aborda la interpretación del origen de la ritmicidad de los estratos, sigue siendo este un tema bastante controvertido. En general, estas interpretaciones aluden tanto a causas de origen primario (A) como secundario (B):

A) En lo que respecta al posible origen primario, las ritmicidades se relacionan fundamentalmente con procesos autocíclicos o alofclicos:

- Un origen autocíclico es asignado a aquellas alternancias generadas por procesos que tienen lugar en la propia cuenca de depósito. En este grupo se incluyen, mayoritariamente, alternancias no periódicas de tipo turbidítico, tempestítico, etc... (Einsele, 1982a; Einsele et al., 1991a).

- Las alternancias alofclicas son producto de fenómenos no directamente relacionados con la cuenca de depósito. En relación con los procesos alofclicos, adquieren una especial significación las variaciones climáticas, dada su capacidad de influir en el registro sedimentario y su carácter cíclico, casi periódico, al menos a determinados niveles. En relación con el caso estudiado, y como se verá posteriormente, son de gran importancia aquellas variaciones cuya periodicidad se encuentra en el rango de los llamados "ciclos de Milankovitch".

La teoría de Milankovitch, una particular versión de la teoría astronómica de los paleoclimas (ver Berger, 1988 para una revisión histórica detallada), relaciona las fluctuaciones del clima global acaecidas durante la "edad del hielo" pleistocena, con variaciones en la insolación originadas por cambios en los parámetros orbitales terrestres. Los parámetros orbitales normalmente aludidos se encuentran, fundamentalmente, en el rango de los 10.000 a los 500.000 años y son: precesión (con periodicidades entre 19.000-23.000 años y una media de 21.000), oblicuidad (aprox. 41.000 años), excentricidad de rango corto (con periodicidades en torno a 95.000 y 125.000 años, y una media de 100.000 años) y excentricidad de amplio rango (con una periodicidad en torno a 413.000 años).

La relación entre los "ciclos de Milankovitch" y las periodicidades reconocidas en el registro sedimentario ha sido un tema muy debatido en los últimos años. Como muestra de su interés destaca la publicación de varios libros (Einsele & Seilacher, 1982; Berger et al., 1984; Einsele et al., 1991b), números monográficos de publicaciones periódicas (Terra Nova, 1989, vol.1, n°5; Journal of Sedimentary Petrology, 1991, vol.61, n°7), y numerosos trabajos entre los que destacan aquellos de índole general (Fischer, 1986, 1991; Schwarzacher, 1987; Berger, 1988, 1989a; de Boer, 1991a; Foucault, 1992, entre otros). En estas publicaciones se pone de manifiesto la gran variabilidad de medios deposicionales en los que ha sido reconocida esta relación, así como su amplio registro a lo largo del tiempo geológico.

Teóricamente calculada por Berger (1977, 1978), la impronta orbital se ha reconocido de manera precisa en el Pleistoceno, en relación con la modelización del clima glacial-interglacial y con

la sucesión de hielos en el Cuaternario (Hays et al., 1976; Imbrie & Imbrie, 1980; Covey, 1984; Imbrie, 1985; Berger, 1988, 1989b, 1992; Broecker y Denton, 1990; Hutter et al., 1990; Berger et al., 1992a, entre otros).

El cálculo teórico de las periodicidades de los parámetros orbitales en períodos pre-Pleistocenos se ha realizado fundamentalmente para los pasados 5 millones de años (Berger, 1977, 1978), hasta aproximadamente el límite Mioceno-Plioceno. Actualmente se están obteniendo datos de los últimos 10 millones de años (Berger et al., 1988 en Berger, 1989a; Berger & Loutre, 1991). Sin embargo, son numerosos los trabajos en los que se relaciona el registro sedimentario más antiguo con las variaciones orbitales. Algunos ejemplos son: van Echepotel & Weedon (1990), de Boer et al. (1991) para el Terciario; Schwarzacher & Fischer (1982), Barron et al. (1985), R.O.C.C. Group (1986), Kate & Sprenger (1989) y Claps et al. (1991) para el Cretácico; Foucault & Renard (1987) y Foucault & Clerc-Renaud (1987) para el Cretácico-Jurásico superior; House (1985), Dromart (1989), Rodríguez-Tovar (1990) y Olóriz et al. (1992a) para el Jurásico superior; House (1985), Weedon (1989) y Weedon & Jenkyns (1990) para el Jurásico inferior; Goldhammer et al. (1987) para el Triásico y Schwarzacher & Fischer (1982) para el Carbonífero.

Como se puede comprobar en los trabajos citados, la relación entre las periodicidades reconocidas en el registro sedimentario y las de los parámetros orbitales ha sido puesta de manifiesto con independencia de la existencia de grandes masas de hielo, e incluso en épocas de un claro dominio del clima cálido. A este respecto, Einsele & Ricken (1991) relacionan las variaciones en los parámetros orbitales con un sistema de retroalimentación atmósfera-oceano. En este sistema intervienen tanto las variaciones en el volumen de hielo como el contenido en CO₂ atmosférico, los cambios en la circulación oceánica, etc. Esta interacción genera una señal sedimentaria relacionada con los mecanismos de producción y disolución de carbonato, la dilución terrígena y las condiciones de oxidación-reducción (Einsele, 1982b; Einsele & Ricken, 1991).

B) Frente a la interpretación de un origen primario, algunos autores defienden el origen secundario de las alternancias rítmicas reconocidas en el afloramiento.

Son pocos los trabajos en los que se aduce un origen estrictamente secundario, basado en la redistribución de carbonato en una sucesión inicialmente homogénea (Eder, 1982; Walther, 1982; Simpson, 1985; Hallam, 1986; Bathurst, 1991; Ricken & Eder, 1991). Sin embargo, con frecuencia se admite que las alternancias reconocidas en el afloramiento registren una superposición secundaria sobre los ritmos primarios existentes (Hallam, 1964; Campos & Hallam, 1979; Eder, 1982; Ricken & Hemleben, 1982; Arthur et al., 1984; Ricken, 1985, 1986, 1987; Valenzuela et al., 1985, 1989; Bathurst, 1987; de Boer, 1991b; Einsele & Ricken, 1991; Ricken & Eder, 1991, entre otros).

Para estos autores, los procesos de cementación selectiva de los carbonatos favorecen fenómenos posteriores de disolución-precipitación y compactación diferencial, lo que provoca diferencias respecto a la distribución inicial. Por último se superpone la meteorización, dando lugar a los ritmos que actualmente se observan en el afloramiento. En general, según los autores, esta superposición secundaria provocará una variación respecto a la composición inicial, hasta el extremo de afectar a características originales de la sucesión como son las estructuras sedimentarias, la composición mineralógica, los límites y espesor de las capas, el número de ritmos, etc.

En algunos trabajos se proporcionan criterios para poner de manifiesto la posible superposición secundaria; interpenetración de clastos corroidos, enriquecimiento selectivo de clastos, delgadas intercalaciones margosas en los límites de capas calizas, presencia de estilolitos, deformación de bioturbaciones, estructuras flaser y sombras de presión, entre otros (Ricken & Hemleben, 1982; Ricken, 1986; Bathurst, 1991; Ricken & Eder, 1991). Sin embargo, aunque se puede reconocer la impronta secundaria, calcular la compactación sufrida por el sedimento (por ejemplo, Ricken, 1986, o Ricken & Eder, 1991 a partir del estudio de la deformación de bioturbaciones de sección circular,

como *Chondrites*, *Planolites*, etc), e incluso distinguir ritmos primarios de secundarios (Hallam, 1964, 1986; Einsele, 1982b; Einsele & Ricken, 1991), no resulta fácil evaluar el grado de alteración secundaria y su relación con la diferenciación de carácter primario.

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, un estudio de la ritmicidad requerirá, por tanto, un análisis detallado de la sucesión en el que se ponga de manifiesto el proceso que originó las alternancias.

IV.1-2. ANALISIS DE LA RITMICIDAD EN LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

En las sucesiones estudiadas, el intervalo en el que mejor aparece registrada la ritmicidad es el correspondiente a la Zona Platynota. Este intervalo ha sido establecido por correlación cronoestratigráfica, basada en los casos en los que se ha reconocido su extensión total a nivel bioestratigráfico (perfiles de Segura de la Sierra y Fuente Alamo). Sin embargo, como ha sido puesto de manifiesto en el estudio de los perfiles, la Zona Platynota no ha podido ser delimitada con el mismo detalle en todos los perfiles seleccionados. Entre ellos, los mejor caracterizados han sido los perfiles de Puerto Lorente, Segura de la Sierra y Fuente Alamo. Por otra parte, la peor definición de la estratificación en el detalle, lo que se relaciona con el aumento del carácter terrígeno de los depósitos en condiciones de baja energía (Rocha-Pozo, Vale da Burra, Fuente Alamo), junto con una bioturbación macroscópica menos aparente, han determinado que el análisis de la ritmicidad se centre en perfiles con una caracterización bioestratigráfica de la Zona Platynota, mejor que cronoestratigráfica, y que se proceda en "sentido inverso". Es decir, en el perfil de Fuente Alamo se han obtenido los datos sobre la ritmicidad del depósito y sólo después de su comparación con los modelos obtenidos en los perfiles de referencia en el Prebético Central (Puerto Lorente y Segura de la Sierra) se ha pasado a la interpretación de la misma. De acuerdo con este planteamiento se pasan a considerar algunas cuestiones metodológicas que fueron aplicadas en los perfiles de referencia y a continuación se procederá a un análisis de conjunto con la inclusión de los datos obtenidos en Fuente Alamo.

Anteriormente, Rodríguez-Tovar (1990) y Olóriz et al. (1992a) realizaron el análisis de la ritmicidad en los perfiles de Puerto Lorente y Segura de la Sierra. En esta investigación se pretende completar el estudio inicial, así como caracterizar la ritmicidad en el perfil de Fuente Alamo.

En el resto de perfiles estudiados no se ha podido analizar la ritmicidad por: a) la menor precisión en la caracterización de la Zona Platynota (perfiles de Navalperal y Elche-Férez), b) la mala exposición de la sucesión (perfil de Vale da Burra), y c) el manifiesto carácter margoso-arenoso de la sucesión, que dificulta la definición de la estratificación (perfil de Rocha-Pozo).

IV.1-2.a. Características generales

En líneas generales, como ha sido comentado en detalle anteriormente en el capítulo II.1, la sucesión durante la Zona Platynota en los perfiles de Puerto Lorente, Segura de la Sierra y Fuente Alamo está caracterizada por una alternancia rítmica de margas, margocalizas y calizas que está mejor expresada en los perfiles del Prebético Central. En ella destacan las intercalaciones margosas registradas tanto en su base, como en la parte media (Puerto Lorente) y superior (Segura de la Sierra y Fuente Alamo). Entre estas intercalaciones se suceden una serie de tramos carbonatados mayoritariamente compuestos por estratos calizos y margocalizos.

Existen una serie de criterios que pueden ser utilizados para la interpretación del origen de la

ritmicidad en las sucesiones de referencia estudiadas. Entre ellos podemos destacar los siguientes:

a) A favor de la existencia de una sobreimposición secundaria:

- 1- El paso entre capas calizas o margocalizas consecutivas se realiza, a menudo, a través de una delgada intercalación caliza o margocaliza foliada (laminar limestones o laminar marly limestones en Olóriz et al., 1992a).
- 2- Algunos estratos cambian lateralmente de morfología y espesor.
- 3- Ocasionalmente se han reconocido superficies estilolíticas.
- 4- En algunos niveles calizos y margocalizos se reconocen rellenos de calcita (geodas), fundamentalmente en los núcleos de ammonites.
- 5- No se reconocen diferencias en el contenido fósil (macro y microinvertebrados) entre niveles de características litológicas diferentes.
- 6- Con frecuencia los fósiles se encuentran deformados, fundamentalmente por aplastamiento.

b) Contra la existencia de un origen secundario:

- 1- En la mayoría de los casos las capas mantienen constante el espesor.
- 2- No existen diferencias mineralógicas significativas entre capas de composición litológica distinta.
- 3- La composición mineralógica de las arcillas pone de manifiesto la ausencia de una diagénesis importante.
- 4- No se registran tendencias en la cristalinidad de la ilita que pudieran relacionarse con procesos de intensa diagénesis.
- 5- No se han reconocido ni estructuras flaser, ni sombras de presión.
- 6- Ausencia de una conservación selectiva de los restos de macroinvertebrados fósiles en capas de litología diferente.
- 7- No es frecuente encontrar fósiles fracturados como consecuencia de una deformación secundaria.
- 8- En algunos casos se reconoce un enriquecimiento en bioclastos en la parte inferior-media de los estratos calizos diferenciados en afloramiento (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992a en prensa).

Como complemento a los criterios anteriormente mencionados para dilucidar el posible origen de las alternancias reconocidas en la sucesión, se ha obtenido una valiosa aportación a partir del estudio icnológico llevado a cabo en el perfil de Puerto Lorente (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992a en prensa). Estos autores presentan la caracterización icnológica en la secuencia litológica elemental marga-margocaliza-caliza reconocida por Rodríguez-Tovar (1990), así como la interpretación ecológica detallada de la evolución del substrato. De los resultados obtenidos se pueden destacar los siguientes:

- Se han reconocido trazas de *Thalassinoides*, *Diplocraterion* y *Arenicolites*, selectivamente relacionadas con los estratos más carbonatados.
- La ausencia de restos de galerías verticales de *Chondrites* puede relacionarse con una colonización diferencial de las partes superiores de la columna sedimentaria, o con procesos de mala conservación en el sedimento.
- La deformación de las trazas no es un rasgo generalizado, y en cualquier caso parece condicionado por las litofacies. Se han reconocido trazas, fundamentalmente *Chondrites* y *Planolites*, cuyo grado de deformación es variable, siempre en relación con fenómenos de carga (aplastamiento).

- La relación entre el relleno de la traza fósil y la composición de la matriz que la rodea es variable. Mientras en algunos casos no existen diferencias composicionales, en otros estas son importantes.

Cuando se analiza la deformación de las trazas, su relleno y la composición de la matriz que las envuelve, se ha reconocido que:

- En las facies margosas *Chondrites* se encuentra aplastado.
- En las facies margocalizas los *Chondrites* reconocidos macroscópicamente poseen contorno circular y un relleno carbonatado similar al del estrato suprayacente. En estas facies existen *Planolites* tanto de contorno circular y relleno carbonatado, como aplastados con relleno arcilloso.
- En la parte inferior del estrato calizo se registra prácticamente la misma asociación de trazas que en las facies margocalizas, con *Chondrites* dominantes, isométricos y con rellenos carbonatados.

Esta distribución y conservación de las trazas entre las facies margocalizas y calizas es interpretada por los autores como producto de diferentes fases de colonización. A grandes rasgos se propone: a) una primera fase de colonización de las facies margocalizas, reconocida por las trazas deformadas y con relleno arcilloso, y b) una segunda fase, quizás polifásica, reconocida por las trazas circulares con relleno calcáreo, que se produjo durante los primeros depósitos calizos, cuando el substrato margocalizo ya estaba cohesionado.

La consideración de las características comentadas permite interpretar el origen primario, aunque no exclusivo, de las alternancias reconocidas en el afloramiento, poniéndose de manifiesto la existencia de cierta removilización de carbonato. Por tanto, la apariencia actual del relevo caliza-marga puede ser, en parte, consecuencia de una redistribución secundaria respecto de las diferencias de origen primario. Sin embargo, no parece factible que esta sobreimposición haya determinado la ritmicidad observada sobre el terreno, hasta el extremo de que esta difiera en gran medida de la originada primariamente. Aún así, la sobreimposición secundaria deberá tenerse en cuenta al analizar la ritmicidad.

Una vez interpretado el origen primario de las alternancias, es necesario diferenciar entre el origen alocíclico o autocíclico de las mismas. El análisis detallado de la sucesión en Puerto Lorente pone de manifiesto una serie de criterios que pueden ser utilizados con este fin:

- En general no se observan granoclasificaciones. Este hecho pudiera estar relacionado, al menos en parte, con el tamaño de grano fino generalizado en la sucesión.
- No se reconocen concentraciones anormales de bioclastos, "pavimentos de conchas", etc. El relativo enriquecimiento registrado en la parte inferior de algunos estratos calizos no presenta rasgos de "pavimento de conchas", sino que los clastos se encuentran dispersos en la matriz (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992a en prensa).
- No se han diferenciado estructuras sedimentarias, superficies erosivas, etc., que pudieran relacionarse con algún tipo de corrientes.
- El análisis de las microfacies muestra, en general, una gran uniformidad composicional. No se reconocen diferencias texturales, granulométricas, u otras distribuidas selectivamente.

Estas características parecen indicar la ausencia de procesos autocíclicos importantes (turbidíticos, tempestíficos) que pudieran originar la ritmicidad o en su caso distorsionar de manera

manifiesta las posibles alternancias de origen aloclíclico.

Resumiendo, se puede interpretar un origen primario de carácter aloclíclico como causante de la ritmicidad registrada en la sucesión, correspondiente a la Zona Platynota. Mientras que un origen primario autoclíclico parece descartarse, sin embargo sí se reconoce una determinada sobreimposición secundaria que aunque no originó la alternancia, sí pudo retocar la ritmicidad primaria. A este respecto, y dada la escala de las alternancias, parece probable que sean las variaciones climáticas, consecuencia de cambios en los parámetros orbitales, las causantes de la ritmicidad. Un análisis matemático detallado de la periodicidad puede servir para evaluar esta hipótesis.

IV.1-2.b. Consideraciones previas

Antes de iniciar el estudio de la periodicidad durante la Zona Platynota, es necesario tener en cuenta una serie de características propias de la sucesión, que van a condicionar el análisis realizado. El estudio detallado de los perfiles pone de manifiesto una serie de rasgos particulares, en gran parte relacionados con el contexto paleogeográfico y el carácter transtensional del margen durante el intervalo temporal estudiado. Estas características pueden ser comparadas con las óptimas consideradas por algunos autores para la buena preservación y reconocimiento de **perioditas** (Einsele 1982a, entre otros).

Einsele (1982a) refiere como secuencias ideales para el estudio de la periodicidad aquellas calizo-margas depositadas en áreas estables de plataforma suficientemente profunda, o cuencas de profundidad media. Asimismo, en la mayoría de los trabajos el estudio de la ritmicidad se ha llevado a cabo en sedimentos pelágicos (Foucault & Renard, 1987; Weedon, 1989; de Boer, 1991b, entre otros), o pelágicos-hemipelágicos (R.O.C.C. Group, 1986; Kate & Sprenger, 1989; Claps et al., 1991, entre otros). Sin embargo, el tratamiento de sedimentos de plataforma (Goldhammer et al., 1987; van Echelpoel & Weedon, 1990), o de ambientes de transición marino-continentales (de Boer et al., 1991) es bastante menos frecuente. Este hecho viene determinado, en parte, por las características propias de estas áreas, en las que es frecuente la presencia de fenómenos que distorsionan el registro de las influencias periódicas de carácter climático (cambios del nivel del mar, inestabilidad de los fondos, etc.), y donde es normal la dificultad para obtener una biostratigrafía detallada debido con frecuencia a la existencia de hiatos.

El estudio detallado de la sucesión virtual para la Zona Platynota en el Prebético pone de manifiesto algunos aspectos interesantes en relación con el contexto tectono-eustático y con la caracterización biostratigráfica (ver capítulos sobre biostratigrafía y análisis secuencial en esta memoria). Entre los rasgos más significativos se pueden destacar:

IV.1-2.b.1. La tectónica y la eustasia

- No existe una inestabilidad tectónica continua durante el cron Platynota. Sin embargo, se reconocen momentos puntuales de mayor actividad que son extensibles arealmente a todo el margen Sudibérico (Marques et al., 1989, 1991).

- Se han caracterizado determinados momentos en los que los cambios del nivel relativo del mar han sido lo suficientemente importantes como para distorsionar el registro ordinario de carácter climático.

Teniendo en cuenta estas características, Olóriz & Rodríguez-Tovar (in litt.) realizan un estudio en el que ponen de manifiesto la interacción de factores locales/regionales (tectónica) y señales globales (eustasia y variaciones orbitales) en el sector analizado. Los autores diferencian cuales de los

ritmos reconocidos en el afloramiento son producto de variaciones climáticas y cuales se encuentran afectados por otro tipo de fenómenos.

Un rasgo característico de la sucesión estudiada, en gran medida relacionado con la posición paleogeográfica y el contexto tectono-eustático del área de depósito, es el alto valor de la tasa de sedimentación. Mientras Einsele (1982a), propone como valores óptimos los registrados entre 0.5 y 2cm/1.000 años, en los perfiles estudiados son mucho más elevados, siempre superiores a los 5cm/1.000 años. Esta "desviación" es bastante significativa y puede afectar al cálculo de la periodicidad de la sucesión.

IV.1-2.b.2. La bioestratigrafía

Una precisa caracterización de los ritmos sedimentarios, que obedezca a las exigencias propias de los análisis como el que aquí se presenta, debe apoyarse en una detallada calibración temporal de los sedimentos. En la sucesión estudiada el análisis de la fauna de ammonites proporciona una buena caracterización de la Zona Platynota, incluso a nivel subzonal (Rodríguez-Tovar, 1990; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a, y capítulo de bioestratigrafía en esta memoria).

El estudio de los perfiles ha puesto de manifiesto, asimismo, la ausencia de hiatos, al menos de rango igual o superior al horizonte bioestratigráfico. Aunque no se puede descartar la existencia de hiatos de rango menor, el análisis tafonómico ha puesto de manifiesto la ausencia de rasgos que evidencien de forma inequívoca significativas ausencias de material (Olóriz et al., 1991). Resultados interesantes a este respecto los proporciona el estudio de las trazas fósiles (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992a en prensa, ver capítulo sobre icnología en esta memoria). El análisis icnológico pone de manifiesto la ausencia de ejemplos de "tiering" complejo en el perfil de Puerto Lorente. Asimismo, en aquellos ejemplos con buenas condiciones de observación, la penetración de las trazas no sobrepasa los 30cm de profundidad. Estos autores reconocen también la práctica ausencia de conductos verticales relacionables tanto con *Chondrites* como con *Thalassinoides*. Todo ello podría evidenciar erosiones de orden centimétrico en la parte superior de la capa de sedimento. Sin embargo, este hecho tampoco puede ser afirmado de manera definitiva, dadas las limitaciones para la conservación de las trazas de *Chondrites* (tampoco se han reconocido trazas longitudinales muy desarrolladas) y el escaso desarrollo que ocasionalmente pueden presentar los conductos verticales de *Thalassinoides* (Kamola, 1984). Asimismo, aunque la presencia de *Planolites* puede interpretarse en términos de escasa erosión en la columna sedimentaria unitaria, la diferenciación reconocida por estos autores entre las icnofacies de *Chondrites-Planolites-Thalassinoides* y de *Chondrites-Thalassinoides* pudiera ser consecuencia de una erosión selectiva de los primeros centímetros de la columna sedimentaria.

Por tanto, aunque no se descarta la existencia de cierta erosión en la interfase agua/sedimento, y es difícil evaluar su intensidad, parece poco probable que su incidencia en la valoración de la periodicidad sea significativa.

IV.1-2.c. Cálculo de la periodicidad

Usualmente, la valoración de la periodicidad de los ritmos reconocidos en una sucesión se ha realizado fundamentalmente por 2 métodos:

A) El método más simple y directo consiste en dividir la edad absoluta de la sucesión rítmica, entre el número de ciclos observados en el afloramiento (Einsele, 1982b; Foucault & Renard, 1987; Dromart, 1989; Vera, 1989a; Burchell et al., 1990; Einsele & Ricken, 1991).

B) Aplicación de técnicas matemáticas para el análisis de series temporales. Son diversas las técnicas matemáticas disponibles para llevar a cabo el análisis espectral de una serie temporal o espacial (Schwarzacher, 1964, 1975, 1985; Weedon, 1991). De entre ellas, resulta difícil señalar que metodología da un mayor rendimiento. De hecho, existe el criterio cada vez más extendido de realizar el análisis espectral a partir de la aplicación conjunta de varias técnicas (Pestiaux & Berger, 1984; Berger et al., 1991). Entre los métodos más utilizados cabe citar los siguientes: a) Blackman y Tuckey, donde el análisis espectral se estima a partir de la covarianza de los datos, b) Periodograma, basado en la transformada de Fourier de los datos experimentales, c) Máxima entropía, basado en un modelo autoregresivo de la función de covarianza, y d) Thompson Multitaper, cuyo fundamento es el Periodograma obtenido a partir de datos suavizados.

Recientemente, y cada vez de manera más frecuente, se realiza el cálculo del Walsh spectrum (Weedon, 1985, 1989; Schwarzacher, 1987; van Echelpoel & Weedon, 1990; Claps et al., 1991) para analizar series estratigráficas binarias. Como pone de manifiesto Weedon (1991), estos tratamientos pueden enriquecerse, y por tanto aumentar la validez y significación de los resultados obtenidos, a partir de la aplicación de nuevas técnicas como sub-spectra analyses y cross-spectra analyses, entre otras. La primera consiste en dividir la sucesión en partes iguales y comparar los resultados de cada una de ellas (Schwarzacher, 1987, 1991; van Echelpoel & Weedon, 1990). La segunda se basa en la comparación de series temporales paralelas (Schwarzacher, 1987; Shimmield et al., 1990; Weedon & Jenkyns, 1990; Clemens et al., 1991; Weedon & Shimmield, 1991).

Aunque en general el análisis espectral es un método estadístico más objetivo que los métodos de estimación simple y directa, y es además de gran utilidad para el tratamiento e interpretación de series temporales, es necesario tener en cuenta algunos aspectos importantes:

- El tratamiento de series temporales debe entenderse, indirectamente, como un tratamiento a intervalos de tiempo constantes. Sin embargo, como Schwarzacher (1987) indica, en la mayoría de las ocasiones la toma de datos se realiza a intervalos de espesor y no de tiempo constantes (salvo en casos excepcionales, como son por ejemplo el tratamiento de sedimentos laminados finos o varvas glaciales). Por tanto, el análisis espectral representaría ciclos/unidad de espesor, y no ciclos/unidad de tiempo. La conversión a ciclos/unidad de tiempo puede ocasionar un error importante ya que se basa en dos supuestos: a) una buena caracterización del tiempo absoluto representado por la sucesión, y b) una tasa de sedimentación constante durante el depósito de la misma. Un detallado estudio de la sucesión pondrá de manifiesto la certeza de estas dos suposiciones.

Dado que en ocasiones no se puede conocer con exactitud el intervalo temporal representado en la serie, algunos autores, en análisis de sucesiones pelágicas, optan por asignar al par caliza-marga de escala centimétrica un determinado período, fundamentalmente el de precesión de unos 21.000 años. A partir de ahí calculan la periodicidad del resto de ritmos.

En relación con la sucesión investigada en este trabajo se puede concluir lo siguiente:

a) Debido a que en los afloramientos estudiados no existen dataciones radiométricas, las cuales tampoco están a salvo de errores significativos, la valoración temporal se realiza a partir del análisis bioestratigráfico. Como se ha comprobado anteriormente, la calibración bioestratigráfica de la Zona Platynota ha sido lo suficientemente precisa como para dividir el registro sedimentario a nivel subzonal. Asimismo, se ha comprobado la ausencia de hiatos significativos al menos que puedan caracterizarse bioestratigráficamente. El contenido temporal asignado al Kimmeridgiense es similar en la mayoría de las propuestas (entre 4 y 5 millones de años según Odin, 1984; Westermann, 1984; Haq et al., 1987, 1988; Vail et al., 1987; I.U.G.S., 1989; Odin & Odin, 1990). Asimismo, el Kimmeridgiense se subdivide en 6 bio-cronozonas, tanto para el dominio epicontinental como

epioceánico (Enay et al., 1971; Olóriz, 1978). Por este motivo, si se supone igual duración para todas las Zonas del Kimmeridgiense, lo cual no tiene porque ser exactamente cierto, pudiera considerarse que la duración de la Zona Platynota oscilaría entre 700.000 y 800.000 años de acuerdo con el intervalo admitido de 4-5 millones de años para el Kimmeridgiense.

b) Suponer una tasa de sedimentación constante para toda la Zona Platynota es a priori bastante improbable. A este respecto, es interesante el estudio de las entradas margosas de espesores métricos reconocidas a lo largo de la sucesión, **marly impufts s.s.** en Olóriz et al. (1992a).

Estas intercalaciones se caracterizan por la práctica ausencia de restos de macroinvertebrados fósiles y de trazas de bioturbación. Este hecho permite interpretarlas como producto de un depósito bastante rápido, comparativamente episódico en relación con la tasa de sedimentación admisible para el resto de la sucesión. Por este motivo, al estudiar la periodicidad, el espesor de estos intervalos margosos no será tenido en cuenta. De esta manera no se distorsiona la valoración obtenida. Asimismo, estas intercalaciones se relacionan con incrementos en la erosión, consecuencia de la inestabilidad tectónica y/o de los cambios del nivel relativo del mar (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990). Su exclusión, por tanto, facilitará el estudio por separado de los fenómenos globales de origen astronómico, frente a aquellos de ámbito local, regional o global de origen tectono-eustático (Olóriz & Rodríguez-Tovar, in litt.).

De acuerdo con lo anterior, se puede admitir que la conversión de ciclos/unidad de espesor a ciclos/unidad de tiempo, en nuestro caso, no inducirá un gran error. En cualquier caso este error estará comprendido en el margen de aproximación inherente a la significación cronológica que se asigna a cada pico, todo ello en relación con la diferente duración estimada para la Zona Platynota (700.000-800.000 años).

IV.1-2.d. Metodología

La toma de datos en el afloramiento y su posterior tratamiento matemático, van a depender en gran medida de la variable que se estudie. Entre los parámetros frecuentemente analizados podemos señalar; tipo y grado de bioturbación, litología, valores mineralógicos, geoquímicos e isotópicos, espesor de estratos, diferencias de color, etc.

IV.1-2.d.1. Observaciones de campo

El estudio realizado ha seguido, a grandes rasgos, la metodología aplicada por Schwarzacher & Fischer (1982), teniendo en cuenta las características particulares del área de estudio.

En la mayoría de los casos el análisis requiere que la toma de datos se realice a intervalos de muestreo constantes (valores isotópicos, granulométricos, etc.). En nuestro caso, el parámetro analizado es el espesor de los estratos calizos y margocalizos obtenido directamente en el afloramiento.

El estudio sobre el terreno se ha llevado a cabo poniendo una especial atención a los planos de estratificación; su distancia a un horizonte de referencia, su continuidad lateral (rango), y el tipo de material que separan. De esta manera se establece una jerarquía de superficies de estratificación (Schwarzacher & Fischer, 1982; Schwarzacher, 1987; Rodríguez-Tovar, 1990; Claps et al., 1991; Olóriz et al., 1992a). A este respecto, se concede una atención especial a la caracterización de dos superficies concretas; a) los **master bedding planes (MBP)**, generalmente asociados con una intercalación arcillosa bien definida y con expresión topográfica (Schwarzacher & Fischer, 1982), y

b) los planos de rango 2.5 (Olóriz et al., 1992a), asignados a contactos que evidencian un retoque secundario (diagénesis y/o meteorización), y que están caracterizados por la presencia de un delgado nivel de caliza o margocaliza foliada entre estratos calizos o margocalizos.

IV.1-2.d.2. Análisis matemático

Dadas las características propias de la sucesión, antes de iniciar el análisis matemático de los datos es necesario el tratamiento de algunos aspectos particulares, directamente relacionados con la toma de datos en bruto. En concreto, es necesario significar el tratamiento aplicado a las intercalaciones margosas. Schwarzacher & Fischer (1982) proponen dos opciones: a) ignorar el intervalo margoso al realizar el tratamiento matemático, y b) sumar el espesor de este a la capa caliza consecutiva y tratarlo como un par caliza-marga. Sin embargo, es necesario poner de manifiesto que en su trabajo las intercalaciones margosas poseen, generalmente, espesores milimétricos y sólo en ocasiones alcanzan algunos centímetros de potencia.

En nuestro caso el tratamiento va a depender de que el intervalo margoso sea considerado como una auténtica intercalación margosa, o que por el contrario se trate de una caliza o margocaliza foliada de origen secundario. En el primer caso, como ha sido comentado anteriormente, este espesor es ignorado. Cuando se trata de una intercalación de origen secundario, de algunos centímetros de potencia, el espesor es añadido al del estrato calizo o margocalizo suprayacente. En este caso, el espesor resultante será el sometido al tratamiento matemático.

Una vez aclarado este aspecto, puede iniciarse el análisis matemático de la variable, en este caso del espesor de los estratos calizos y margocalizos.

IV.1-2.d.2a. Cálculo de los estadísticos básicos

El cálculo de algunos estadísticos básicos (media, moda, mediana, etc.), es de gran importancia para una rápida caracterización de la sucesión. De la comparación de los resultados obtenidos (tabla IX) se puede concluir:

- El mayor número total de estratos es registrado en el perfil de Fuente Alamo, a continuación en el de Segura de la Sierra y por último en el de Puerto Lorente.
- Media, moda y mediana son muy semejantes en Fuente Alamo y Segura de la Sierra, y difieren respecto a Puerto Lorente.
- Mientras la varianza es diferente en los tres perfiles, el coeficiente de variación es similar en Segura de la Sierra y Puerto Lorente, y distinto al de Fuente Alamo.

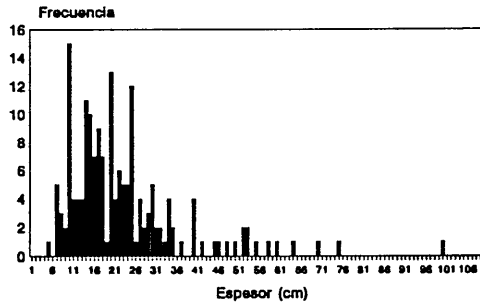
PERFIL	E	e	N	x	M	m	V	Cv
PUERTO LORENTE	53	40.1	175	22.9	10	20	199	62%
SEGURA DE LA SIERRA	62.4	43.2	226	19.1	15	17	125	59%
FUENTE ALAMO	91.4	43.5	231	18.8	15	17	67.7	44%

Tabla IX.- Estadísticos básicos en los perfiles analizados. Leyenda: E.- espesor total del perfil (m); e.- espesor del perfil sin margas s. str. (m); N.- número total de estratos; x.- media (cm); M.- moda (cm); m.- mediana (cm); V.- varianza; Cv.- coeficiente de variación.

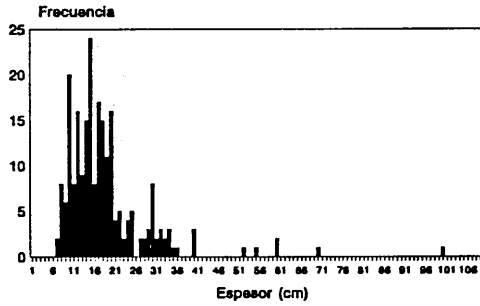
IV.1-2.d.2b. Distribución de frecuencias de los espesores

En la figura 88 se representa la distribución de frecuencias de espesores en los perfiles estudiados. Como se puede observar, en los tres perfiles los espesores se distribuyen, mayoritariamente, en el rango comprendido entre los 5 y 40cm. Sin embargo, mientras en Segura de la Sierra y Fuente Alamo a ambos lados de la moda (15cm) se registra una caída similar (salvo en los estratos con 10cm de potencia), en Puerto Lorente se reconoce la moda precisamente a 10cm y dos picos significativos a 20 y 25cm. Asimismo, destaca el mayor número de estratos con espesor superior a los 40cm registrado en el perfil de Puerto Lorente.

PUERTO LORENTE
Frecuencia de Espesores



SEGURA DE LA SIERRA
Frecuencia de Espesores



FUENTE ALAMO
Frecuencia de Espesores

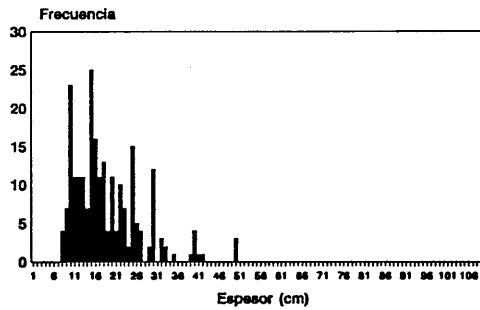
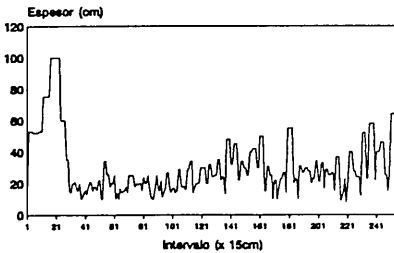


Fig. 88.- Distribución de frecuencias de espesores en los perfiles analizados.

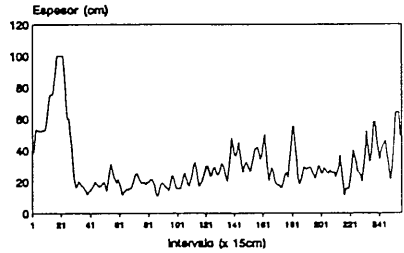
IV.1-2.d.2c. Variación secuencial de la variable

Como se ha comentado anteriormente, el análisis de series temporales requiere el tratamiento a intervalos constantes. En nuestro caso, como el muestreo en el afloramiento no se ha realizado a intervalos constantes, es necesaria una corrección previa a la aplicación del análisis matemático de los datos.

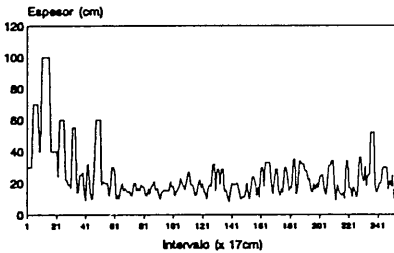
PUERTO LORENTE
Variación secuencial de la variable



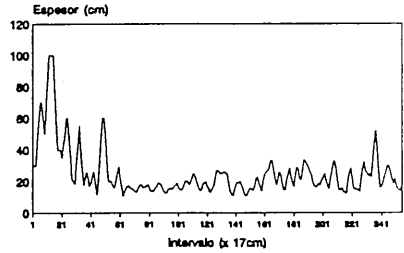
PUERTO LORENTE
Variación secuencial de la variable (suavizado)



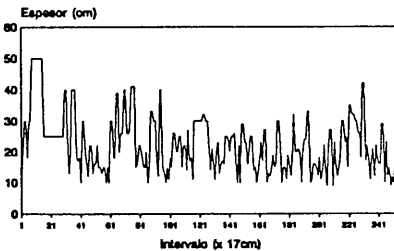
SEGURA DE LA SIERRA
Variación secuencial de la variable



SEGURA DE LA SIERRA
Variación secuencial de la variable (suavizado)



FUENTE ALAMO
Variación secuencial de la variable



FUENTE ALAMO
Variación secuencial de la variable (suavizado)

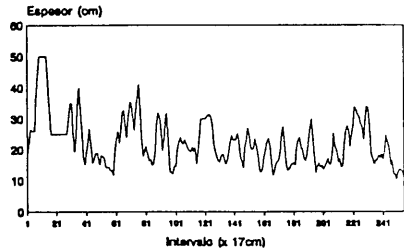


Fig. 89.- Distribución secuencial de la variable en los perfiles analizados, sin y con alisamiento de los datos.

La selección de un intervalo idóneo es un tema bastante controvertido. En los diferentes trabajos no se sigue una pauta general para la caracterización del intervalo de referencia, ni en el muestreo, ni para el análisis matemático. Schwarzacher & Fischer (1982) utilizan un intervalo equivalente al espesor de la capa más pequeña encontrada con cierta frecuencia. Algunos autores (Kate & Sprenger, 1989) proponen un intervalo de muestreo variable dependiendo de la litología y del espesor de las capas, ajustando luego los datos al realizar el tratamiento matemático. Otros investigadores piensan que el intervalo debe de ser igual o menor al espesor de capas más pequeño (Weedon & Jenkyns, 1990; Weedon, 1991), proponiendo incluso experimentar con distintos valores (Weedon, 1991). Schwarzacher (1987) recomienda un intervalo de muestreo en torno a 1cm (usualmente utilizado en log sísmicos). Para concluir, algunos autores como Schwarzacher (1987) proponen ajustar el intervalo de muestreo, de manera que se obtenga el mismo número de datos en distintos perfiles. Esta metodología es sin duda interesante cuando se quieren comparar sucesiones con espesores totales y parámetros de estratificación suficientemente similares.

En nuestro caso, el intervalo de referencia para el tratamiento matemático ha venido determinado por los estadísticos básicos particulares de cada uno de los perfiles. En concreto, el intervalo será un valor comparable, comprendido entre la moda y la media. Así, para Puerto Lorente el intervalo es de 15cm (entre 10 y 22.9cm), mientras que para Segura de la Sierra y Fuente Alamo es de 17cm (entre 15 y 19.1cm en SS y entre 15 y 18.8cm en FA).

La toma de datos a intervalo constante puede hacerse siguiendo diferentes metodologías. En el caso estudiado se ha tenido en cuenta lo siguiente:

- Cuando el intervalo de medida quede comprendido un número entero de veces en el espesor de un solo estrato, se registrará el espesor de dicho estrato tantas veces como esté incluido ese intervalo.
- Cuando el registro de un intervalo excede el límite superior del estrato que se mide, y queda repartido entre dos estratos consecutivos, dicho intervalo sólo se considerará en la representación del estrato que incluya una mayor parte del intervalo.
- Cuando el intervalo pertenece a más de dos estratos, y alguno de ellos aporta al intervalo más de la mitad del espesor de este, se registra el espesor de este estrato.
- Cuando el intervalo pertenece a más de dos estratos, y ninguno de ellos aporta al intervalo más de la mitad del valor del intervalo, el espesor que se registra es la media de los espesores de las capas en las que se incluye el intervalo.

En la figura 89 se representa la distribución secuencial de la variable, tomada a intervalos constantes, directamente con los datos obtenidos y con un suavizado de los mismos. Es significativa la fluctuación de la variable y la presencia de los espesores mayores en la base de los perfiles.

IV.1-2.d.2d. Análisis espectral

En la actualidad, el análisis espectral es utilizado con frecuencia para caracterizar la ritmicidad existente en una sucesión. A partir de la aplicación de diferentes técnicas de análisis espectral, se ponen de manifiesto incluso aquellas ciclicidades que no podían reconocerse directamente sobre el terreno. La periodicidad de los ciclos reconocidos viene determinada por la frecuencia del pico registrado y por la velocidad de sedimentación considerada.

En los perfiles estudiados, el cálculo de la velocidad de sedimentación se basa en las siguientes consideraciones:

- Una duración de 700-800.000 años para la Zona Platynota.

- Una velocidad de sedimentación constante. Con las reservas anteriormente comentadas, esto queda "determinado" al excluir del cálculo las entradas margosas (s.str.), cuyo depósito es considerado comparativamente más rápido.

Teniendo en cuenta estas premisas, un metro de material en el perfil de Puerto Lorente representaría aproximadamente entre 17.000 y 20.000 años, mientras en Segura de la Sierra y Fuente Alamo representaría entre 16.000 y 19.000 años.

Uno de los problemas más importantes cuando se intenta caracterizar la ciclicidad de una sucesión a partir del análisis espectral, es la diferenciación entre los picos significativos y aquellos que son producto de un determinado "ruido de fondo", o simplemente son picos que no obedecen a causas manifiestamente periódicas.

Existen diversos métodos cuya combinación puede ser utilizada para poner de manifiesto cuales de los picos registrados son verdaderamente significativos y cuales no. Entre ellos podíamos significar:

- Utilización del mayor número de técnicas posibles, desde las que permiten reconocer un gran número de picos, hasta aquellas con las que se registran exclusivamente los muy significativos. Aquellos picos que se reconozcan con todas o con la mayoría de las técnicas aplicadas tendrán mayor significación que aquellos que se registren de manera selectiva.

- Suavizar (alisar) los datos obtenidos. El suavizado de los datos permitirá obtener una representación en la que se manifiesten los picos más significativos, aunque peor diferenciados. Esta técnica debe de manejarse con cuidado para no excederse en el suavizado, ya que podrían eliminarse picos comparativamente menos significativos pero aún de interés en el estudio.

- Selección de los picos. Es conveniente diferenciar aquellos picos que claramente se apartan del "ruido de fondo". Serán más significativos los picos que alcancen un cierto relieve respecto al fondo, o incluso los que queden por encima de un determinado intervalo de confianza (significación mayor cuanto mayor sea dicho intervalo de confianza).

- Comparar perfiles pertenecientes a una misma sucesión. Aquellos picos que coincidan en análisis espectrales de perfiles diferentes tendrán una mayor significación.

- Realizar análisis espectrales parciales de un mismo perfil. La técnica, sub-spectra analyses, consiste en dividir un mismo perfil en partes iguales y realizar el análisis espectral de cada una de las partes. Los picos que se repitan en los distintos análisis tendrán una gran significación. El inconveniente del método radica en que a mayor número de divisiones, menor representación tendrán las ciclicidades de baja frecuencia, con el riesgo de que incluso puedan desaparecer.

En lo que respecta a la sucesión estudiada, el estudio se ha llevado a cabo con la utilización de un programa en preparación (Pardo et al., en prep.). Este programa ha permitido el tratamiento de la variable con un considerable número de técnicas de análisis espectral (Blackman-Tukey, Máxima Entropía, Thompson Multitaper, cada una de ellas a distinto grado de precisión, y Periodograma con y sin alisado).

Para cada uno de los perfiles se han realizado 18 tratamientos, de los cuales se han seleccionado 6. El interés de estos 6 análisis espectrales, presentados en las figuras 90, 91 y 92, es el siguiente:

- En la parte superior de las figuras, los análisis, Blackman-Tukey $M=127$ y Máxima Entropía $M=20$, sólo evidencian aquellos picos altamente significativos. Sin embargo, la valoración de estos picos es difícil a causa de su precisión comparativamente menor.

- En la parte inferior de la figura, los análisis, Thompson Multitaper 2π , 1024 datos y Thompson Multitaper 2π , 512 datos, ponen de manifiesto la existencia de un gran número de picos a lo largo de la sucesión. Estos métodos permiten obtener una buena calibración de los picos. Sin

embargo, el gran número de picos obtenido va en detrimento de su significación y dificulta la interpretación.

- Los dos gráficos situados en la parte central de las figuras, Periodograma con y sin alisado, registran aquellos picos con un grado de significación notable. Asimismo, la precisión de los picos es suficiente como para una buena interpretación de los mismos. En esta investigación, la calibración de los picos más significativos se hará de acuerdo con estos gráficos.

La comparación entre los distintos gráficos de un mismo perfil permitirá poner en evidencia aquellos picos comunes, y por tanto de mayor significación. Asimismo, se dará mayor importancia a aquellos picos que poseen un registro suficientemente diferenciado del relieve de fondo. Por último, la posterior correlación entre los picos registrados en cada uno de los perfiles, permitirá poner de manifiesto cuales de los picos registrados poseen una amplia distribución geográfica y cuales están condicionados por factores de rango comparativamente más local.

Perfil de Puerto Lorente

En la figura 90 se presentan los gráficos seleccionados en el perfil de Puerto Lorente tras el tratamiento de la variable con las diferentes técnicas de análisis espectral. En la tabla X se presentan las periodicidades calculadas para los picos seleccionados, utilizando el método del Periodograma (sin alisado).

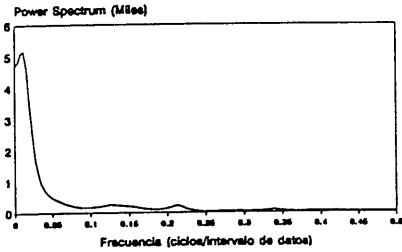
PICOS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
PERIODICIDAD	359±24	179±12	120±8	90±6	65±4	55±4	29±2	22±1	20±1	18±1	13±1

Tabla X.- Periodicidad de los picos seleccionados a partir del análisis espectral de la variable en el perfil de Puerto Lorente. Periodicidad en miles de años.

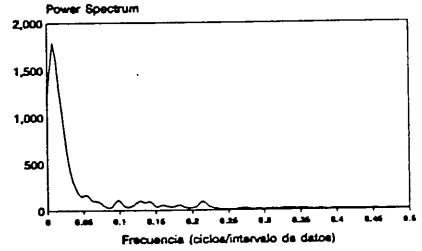
De la comparación entre las distintas técnicas de análisis espectral aplicadas en el perfil de Puerto Lorente se puede concluir lo siguiente:

- El pico 1 (378.000 ± 25.000 años) es reconocido prácticamente en todos los espectros.
- El pico 2 (189.000 ± 13.000 años) puede desestimarse, ya que desaparece en algunos gráficos al solaparse con la envolvente del pico 1.
- Los picos 3 y 4 (127.000 ± 8 y 90.000 ± 6.000 años) pueden agruparse en uno, dada su proximidad y el poco relieve del 4.
- Los picos 5 y 6 (68.000 ± 5.000 y 60.000 ± 3.000 años) pueden también agruparse en uno.
- El pico 7 (29.000 ± 2 años) puede considerarse significativo, al ser reconocido en la mayoría de los espectros. Las pequeñas elevaciones reconocidas a su izquierda, poseen poco relieve respecto del fondo.
- Los picos 8; 9 y 10 (entre 24.000 ± 2 y 18.000 ± 1 años) pueden agruparse, dada su proximidad en la mayoría de los espectros analizados.
- El pico 11 (13.000 ± 1 años) puede considerarse aislado y significativo, dada la generalización de su buen registro.

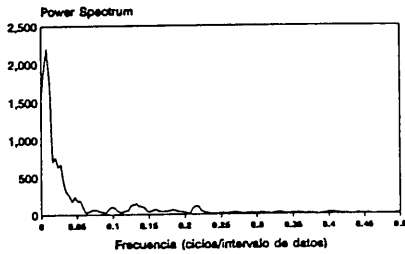
PUERTO LORENTE
Método de la Máxima Entropía (M=20)



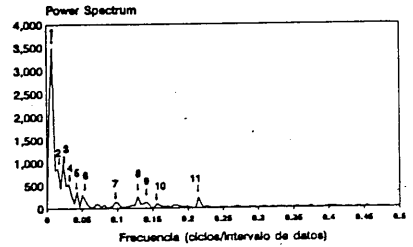
PUERTO LORENTE
Método de Blackman-Tukey (M=127)



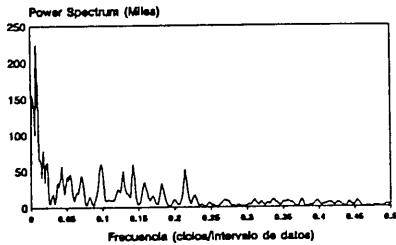
PUERTO LORENTE
Método del Periodograma (Alisado)



PUERTO LORENTE
Método del Periodograma (Sin alisado)



PUERTO LORENTE
Método de Thompson Multitaper (c=2x, 512 datos)



PUERTO LORENTE
Método de Thompson Multitaper (c=2x, 1024 datos)

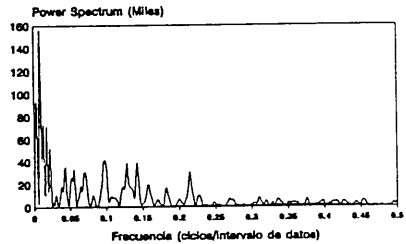


Fig. 90.- Análisis espectral de la variable en el perfil de Puerto Lorente. M= términos de covarianza empleados. En el método de Thompson Multitaper se ha completado la serie analizada hasta 512 ó 1024 datos.

Perfil de Segura de la Sierra

En la figura 91 se representan algunas de las técnicas utilizadas para el análisis espectral de la variable en el perfil de Segura de la Sierra. Las periodicidades obtenidas (tabla XI) corresponden, fundamentalmente, a los picos diferenciados con el método del Periodograma (sin alisado). No obstante, existen algunos picos no diferenciados con este método, que sin embargo se reconocen en los demás gráficos. En este caso, las periodicidades han sido calculadas en los picos reconocidos con el método del Periodograma (alisado).

PICOS	1	2	3	4	5	6
PERIODICIDAD	752±53	377±26	108±8	58±4	34±2	31±2

PICOS	7	8	9	10	11	12	13
PERIODICIDAD	29±2	26±2	22±1	19±1	18±1	16±1	13±1

Tabla XI.- Periodicidad de los picos seleccionados a partir del análisis espectral de la variable en el perfil de Segura de la Sierra. Periodicidad en miles de años.

A partir de la comparación entre los distintos gráficos, se pueden significar los siguientes rasgos:

- El pico 1 (752.000±53.000 años) no debe ser tenido en cuenta ya que tiende a desaparecer en el resto de gráficos.
- El pico 2 (377.000±26.000 años) no se reconoce con el método del Periodograma (sin alisado). Posiblemente se encuentra enmascarado con el pico 1. Sin embargo, este pico se registra bastante bien en el gráfico correspondiente al Periodograma (alisado).
- El pico 3 (108.000±8.000 años), reconocido en la mayoría de los espectros, puede mantenerse aislado. En el método del Periodograma (sin alisado), se registran a ambos lados de este dos pequeñas elevaciones enmascaradas por el pico principal.
- El pico 4 (58.000±4.000 años) es registrado prácticamente con todos los métodos. En algunos, se encuentra acompañado de una pequeña elevación reconocida a su derecha.
- Los picos 5, 6, 7 y 8 (entre 34.000±2 y 26.000±2 años) pueden agruparse. Destaca el último de ellos como un pico sensiblemente mejor diferenciado.
- Los picos 9 y 10 (22.000±1 y 19.000±1 años) son reconocidos en la mayoría de los análisis, aunque no poseen una clara diferenciación respecto del fondo.
- El pico 11 (18.000±1 años) se registra claramente aislado en diferentes gráficos, si bien parece unirse a los picos 9 y 10 en los gráficos más alisados.
- El pico 12 (16.000±1 años) es diferenciado con algunos tratamientos. En ciertos casos se registra agrupado con un pequeño pico reconocido a su izquierda.
- El pico 13 (13.000±1 años) puede considerarse bastante significativo al ser registrado de manera aislada con todas las técnicas.

Perfil de Fuente Alamo

En la figura 92 se presentan los gráficos seleccionados para el perfil de Fuente Alamo, tras el tratamiento de la variable con diferentes técnicas de análisis espectral. Las periodicidades (tabla XII) han sido obtenidas, en su mayor parte, en el Periodograma (sin alisado). Solamente un pico ha sido valorado con los datos obtenidos en el Periodograma (alisado).

PICOS	1	2	3	4	5	6	7
PERIODICIDAD	752±53	377±26	151±11	108±8	84±6	58±4	47±3

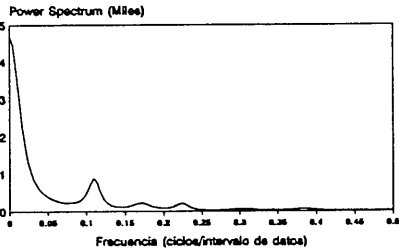
PICOS	8-11	12-16	17-19	20-23
PERIODICIDAD	38±3 - 29±2	25±2 - 17±1	14±1 - 13±1	10±1 - 9±1

Tabla XII.- Periodicidad de los picos seleccionados a partir del análisis espectral de la variable en el perfil de Fuente Alamo. Periodicidad en miles de años.

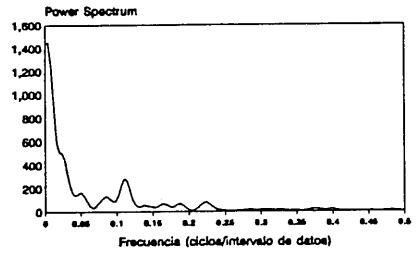
La comparación de los distintos gráficos permite destacar algunos aspectos significativos:

- El pico 1 (752.000±53.000 años), no debe tenerse en cuenta ya que desaparece en el resto de gráficos.
- El pico 2 (377.000±26.000 años) es registrado en algunos análisis, aunque no así en el Periodograma (sin alisado). Por este motivo, su periodicidad se ha valorado en el Periodograma (alisado). En algunos casos este pico se fusiona al pico 3.
- El pico 3 (151.000±11.000 años) está bastante bien registrado en la mayoría de los análisis.
- Los picos 4 y 5 (108.000±8.000 y 84.000±6.000 años) deben agruparse si se tiene en cuenta su registro en los métodos más alisados.
- Los picos 6 y 7 (58.000±4.000 y 47.000±3.000 años) deben también agruparse.
- Los picos 8-11 (entre 38.000±3.000 y 29.000±2.000 años) forman una agrupación, registrada incluso en los métodos más alisados.
- Los picos 12-16 (entre 25.000±2.000 y 17.000±1.000 años) podrían considerarse como una agrupación, aunque en algunos casos aparecen bien individualizados.
- Los picos 17-19 (entre 14.000±1.000 y 13.000±1.000 años) forman una agrupación bien definida.
- Los picos 20-23 (10.000±1.000 y 9.000±1.000 años) son la agrupación mejor diferenciada en el tramo de las altas frecuencias.

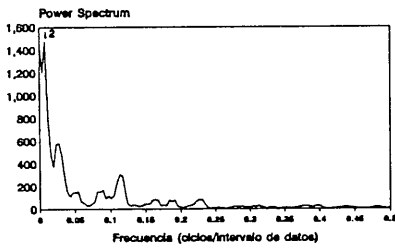
SEGURA DE LA SIERRA
Método de la Máxima Entropía (M=20)



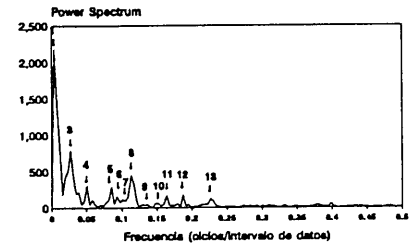
SEGURA DE LA SIERRA
Método de Blackman-Tukey (M=127)



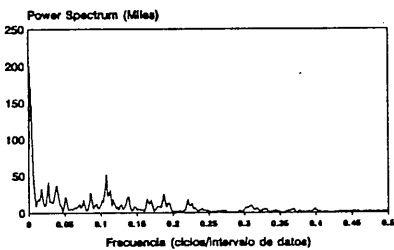
SEGURA DE LA SIERRA
Método del Periodograma (Alisado)



SEGURA DE LA SIERRA
Método del Periodograma (Sin alisado)



SEGURA DE LA SIERRA
Método de Thompson Multitaper (c=2x, 512 datos)



SEGURA DE LA SIERRA
Método de Thompson Multitaper (c=2x, 1024 datos)

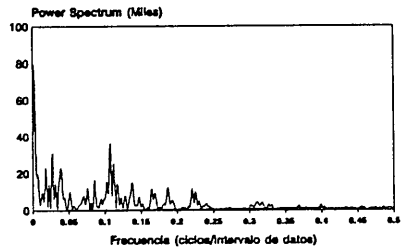
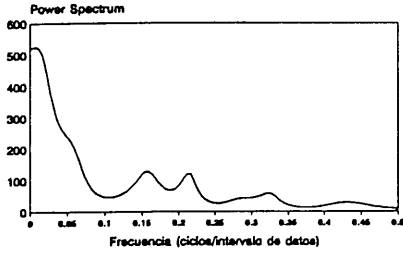
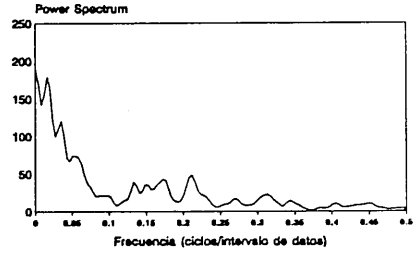


Fig. 91.- Análisis espectral de la variable en el perfil de Segura de la Sierra. M= términos de covarianza empleados. En el método de Thompson Multitaper se ha completado la serie analizada hasta 512 ó 1024 datos.

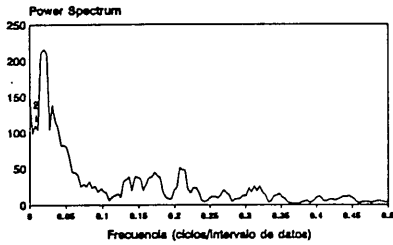
FUENTE ALAMO
Método de la Máxima Entropía (M=20)



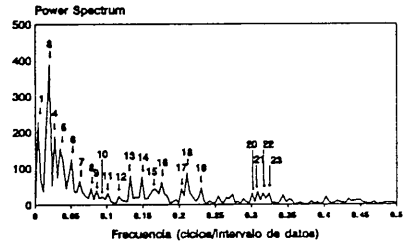
FUENTE ALAMO
Método de Blackman-Tukey (M=127)



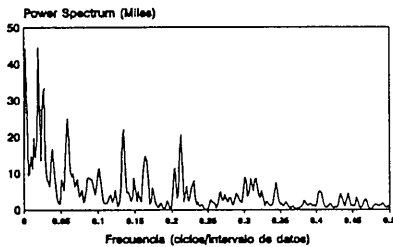
FUENTE ALAMO
Método del Periodograma (Alisado)



FUENTE ALAMO
Método del Periodograma (Sin alisado)



FUENTE ALAMO
Método de Thompson Multitaper (c=2x, 512 datos)



FUENTE ALAMO
Método de Thompson Multitaper (c=2x, 1024 datos)

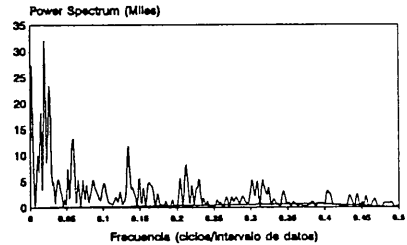


Fig. 92.- Análisis espectral de la variable en el perfil de Fuente Alamo. M= términos de covarianza empleados. En el método de Thompson Multitaper se ha completado la serie analizada hasta 512 ó 1024 datos.

IV.1-2.e. Interpretación de los resultados

La comparación de los resultados obtenidos en los tres perfiles analizados pone de manifiesto diferentes órdenes de ciclicidad. La periodicidad de los distintos órdenes diferenciados es la siguiente:

1) Un primer orden se registraría en torno a los 377.000 ± 26.000 años. Esta periodicidad ha sido reconocida en los tres perfiles con valores prácticamente iguales.

2) Un segundo orden, en torno a los 151.000 ± 11.000 años, ha sido registrado de manera significativa exclusivamente en el perfil de Fuente Alamo.

3) En un tercer orden pueden incluirse los picos registrados entre 127.000 ± 8.000 - 90.000 ± 6.000 años en Puerto Lorente, 108.000 ± 8.000 años en Segura de la Sierra y entre 108.000 ± 8.000 - 84.000 ± 6.000 años en Fuente Alamo.

4) Un cuarto orden registraría periodicidades comprendidas entre 68.000 ± 5.000 - 60.000 ± 3.000 años en Puerto Lorente, 58.000 ± 4.000 años en Segura de la Sierra y entre 58.000 ± 4.000 - 47.000 ± 3.000 años en Fuente Alamo.

5) Un quinto orden incluiría aquellas periodicidades reconocidas entre 29.000 ± 2.000 años en Puerto Lorente, entre 34.000 ± 2.000 - 26.000 ± 2.000 años en Segura de la Sierra y entre 38.000 ± 2.000 - 29.000 ± 2.000 años en Fuente Alamo.

6) Un sexto orden incluiría periodicidades entre 24.000 ± 2.000 - 18.000 ± 1.000 años en Puerto Lorente, entre 22.000 ± 2.000 - 19.000 ± 2.000 años e incluso 18.000 ± 1.000 años en Segura de la Sierra y entre 25.000 ± 2.000 - 17.000 ± 2.000 años en Fuente Alamo.

7) Un séptimo orden de 13.000 ± 1.000 años en Puerto Lorente y Segura de la Sierra y entre 14.000 ± 1.000 - 13.000 ± 1.000 años en Fuente Alamo.

8) Por último, un registro entre 10.000 ± 1.000 - 9.000 ± 1.000 años bastante bien caracterizado en el perfil de Fuente Alamo.

Como se comentó al inicio de este capítulo, en los trabajos en los que se analiza la relación entre los ritmos reconocidos en el registro sedimentario pre-Pleistoceno y las variaciones en los parámetros orbitales, los ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad se han caracterizado con mayor o menor exactitud. Sin embargo, los valores obtenidos y correlacionados con los denominados "ciclos de Milankovitch" no son constantes, aunque en general fluctúan dentro de unos determinados rangos. Este hecho está en relación con la propia metodología de trabajo, así como con las características particulares de la sucesión. En general se ha reconocido el pico o familia de picos correspondientes a la excentricidad de amplio rango (en torno a 413.000 años), excentricidad de rango corto (con valor medio de 100.000 años y picos aproximados entre 95.000 y 125.000 años), oblicuidad (aprox. 41.000 años) y el pico de precesión (con periodicidades entre 19.000-23.000 años, con un valor medio de 21.000 años). Ocasionalmente se han reconocido periodicidades en torno a los 14.000-11.000 años (Fischer, 1986; Premoli Silva et al., 1989; Claps et al., 1991), los 600.000-750.000 años (Kate & Sprenger, 1989), los 1.3 millones de años (Foucault & Clerc-Renaud, 1987; Foucault & Renard, 1987; Fischer, 1991), o incluso los 2 millones de años (de Boer 1991a).

Cuando se comparan los resultados obtenidos para el cron Platynota en la sucesión estudiada con las periodicidades propuestas para los "ciclos de Milankovitch", pueden destacarse los siguientes aspectos:

a) El primer orden diferenciado, en torno a los 377.000 años, parece corresponderse bastante bien con el ciclo de excentricidad de amplio rango.

b) El tercer orden, entre los 127.000 y 84.000 años, puede correlacionarse con el ciclo de excentricidad de rango corto. La excesiva amplitud del rango en la sucesión estudiada pudiera ser

consecuencia de la incidencia de fenómenos locales.

c) El sexto orden, entre 25.000 y 17.000 años, puede relacionarse con el ciclo de precesión.

d) Previamente, Rodríguez-Tovar (1990) y Olóriz et al. (1992a) evidencian la existencia de dos órdenes que coincidirían con los asignados en esta memoria al cuarto, entre 68.000-47.000 años, y quinto, entre 38.000-26.000 años. Para interpretar ambos órdenes, estos autores dejan abierta la posibilidad de una distorsión del ciclo de oblicuidad como consecuencia de la interacción entre factores locales y orbitales. Aunque no se descarta esta posibilidad, existen otra serie de factores, como se verá posteriormente, que dificultan un registro manifiesto del ciclo de oblicuidad. Las ciclicidades obtenidas obedecen, quizás, a la suma de todos estos factores.

e) Rodríguez-Tovar (1990) y Olóriz et al. (1992a), no estudian las periodicidades registradas en el rango de las altas frecuencias, ciclicidades menores al metro de potencia, dado que la metodología aplicada pierde fiabilidad a ese nivel de resolución. Sin embargo, la frecuencia e importancia con que aparecen picos en torno a los 14.000-13.000 años en todos los perfiles, induce a pensar en la existencia de una ciclicidad de este orden, como ha sido puesta de manifiesto en algunos trabajos (Fischer, 1986; Premoli Silva et al., 1989; Claps et al., 1991).

f) Los órdenes de ciclicidad reconocidos en torno a 151.000, 16.000 y 10.000 años no deben ser tenidos en cuenta dado su carácter local.

La correspondencia entre los ritmos reconocidos en el registro sedimentario y las periodicidades propuestas para las variaciones de los parámetros orbitales, va a estar sujeta a una serie de condicionantes. A lo largo del capítulo ha sido comentada la particularidad del método empleado, sus puntos críticos, así como las características propias del área de depósito que también influyen en la impronta del registro sedimentario. Además de estos condicionantes existen otros que pueden provocar el desajuste o la mala caracterización de un determinado "ciclo" en el registro sedimentario:

- Es necesario tener en cuenta la variación de las periodicidades asignadas a los "ciclos de Milankovitch" a lo largo del tiempo. Se ha calculado de manera teórica el acortamiento de la distancia tierra-luna y la longitud del día, desde la actualidad hacia tiempos pretéritos (hasta hace unos 500 millones de años), y su incidencia en la frecuencia de los parámetros orbitales. Se ha reconocido que tanto los valores de precesión como de oblicuidad eran progresivamente más pequeños hacia edades más antiguas, siendo el acortamiento bastante significativo en épocas anteriores a los 100 millones de años (Berger et al., 1989a,b,c, 1992b). Los valores de excentricidad, sin embargo, se mantienen prácticamente constantes a lo largo del tiempo. Esta variación puede llegar al punto de que sea imposible distinguir en el Precámbrico entre los ciclos de 41.000 años de oblicuidad y de 23.000 años de precesión. Esto puede ser especialmente importante cuando el cálculo de las periodicidades se realiza teniendo en cuenta el radio entre los principales ritmos, y la agrupación de estos a las distintas escalas (Berger et al., 1989c). Mientras oblicuidad y precesión varían con el tiempo, no ocurre lo mismo con los valores de la excentricidad, los cuales se mantienen prácticamente constantes. Por tanto, la relación entre unos y otros variará a lo largo del registro geológico. En el caso estudiado, la variación que han podido experimentar estos valores se encontraría en el margen de desviación previsible.

- La relación existente entre el grado de insolación y la latitud del área de depósito, condicionará el registro de los distintos "ciclos de Milankovitch". A este respecto, la ausencia de evidencias claras de un ciclo de oblicuidad (en torno a los 41.000 años) durante la Zona Platynota en la región estudiada pudiera ser consecuencia de la situación paleogeográfica del área en zonas de baja latitud durante el Jurásico superior (Donn, 1982; Parrish et al., 1982; Hallam, 1984; Ziegler et al., 1984; Moore et al., 1992). En estas latitudes prevalece el registro de los ciclos de la excentricidad y

precesión frente al ciclo de oblicuidad, que puede incluso no registrarse (Berger, 1978; Fischer, 1986; Kate & Sprenger, 1989; de Boer, 1991a,b).

- Es necesario poner de manifiesto que en la mayoría de los casos el pico mejor registrado es el de excentricidad en torno a los 100.000 años (Berger, 1988; Berger et al., 1991; Claps et al., 1991), aunque por el momento no existe una clara explicación de esto.

IV.1-3. CONCLUSIONES

El análisis espectral de la sucesión ha permitido diferenciar determinados órdenes de ciclicidad cuya periodicidad es correlacionable con algunos de los "ciclos de Milankovitch": precesión y excentricidad de amplio y corto rango. Se han reconocido dos órdenes que quizás pudieran relacionarse con el registro del ciclo de oblicuidad en bajas latitudes. Se ha registrado un orden significativo en el rango de las altas frecuencias, aunque no se posee una interpretación definitiva del mismo. Se han reconocido algunos órdenes inducidos, probablemente, por factores de índole local.

Las periodicidades obtenidas son, en la mayoría de los casos, interpretadas en el rango de frecuencia de los "ciclos de Milankovitch". En general, estos ciclos son bien diferenciados de las periodicidades asignadas a procesos tectono-eustáticos (ciclos de 1º, 2º, 3º e incluso 4º orden en Kauffman, 1986, 1988; Vera, 1989b, 1990; Einsele et al., 1991; Vail et al., 1991). Sin embargo, existen oscilaciones con periodicidades del rango de los "ciclos de Milankovith" cuyo origen no es interpretado en relación con variaciones climáticas, sino producto de otros parámetros, fundamentalmente oscilaciones del nivel del mar (Goldhammer et al., 1987; Algeo & Wilkinson, 1988; Burchell et al., 1990; King, 1990). En medios alejados de la línea de costas la impronta de las variaciones eustáticas en el registro sedimentario no es demasiado evidente, y generalmente es considerada de menor significación en comparación con los efectos de origen climático. Sin embargo, en áreas de distalidad media en las plataformas, tanto la eustasia como la inestabilidad de los fondos pueden interaccionar claramente con la señal propia de origen climático.

La caracterización del contexto tectono-eustático en el área de estudio (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990, ver capítulo sobre análisis secuencial en esta memoria), junto con el análisis de la ciclicidad de la sucesión, permiten reconocer la interacción entre fenómenos de carácter local/regional (tectónica) y global (eustasia y variaciones orbitales). Olóriz & Rodríguez-Tovar (in litt.) han iniciado la diferenciación entre los ritmos especialmente influenciados por variaciones orbitales y aquellos originados por la interacción entre fenómenos locales/regionales y globales durante el cron Platynota en el Prebético Central.

Por último, es necesario mencionar la utilización de los "ciclos de Milankovitch" en el refinamiento de las escalas temporales. La caracterización de periodicidades en el registro sedimentario que oscilan fundamentalmente entre los 10.000 y los 500.000 años, ha puesto de manifiesto la posibilidad de utilizar los "ciclos de Milankovitch" para dividir el registro y obtener una estratigrafía detallada que complete la que actualmente se utiliza en base a criterios paleontológicos o radiométricos. Estos se hacen particularmente útiles en el análisis de sedimentos pre-pleistocenos. Ya Gilbert (1895) hacía una estimación de la amplitud temporal de una secuencia pelágica del Cretácico superior, a partir del reconocimiento de periodicidades en el registro sedimentario que el autor relacionaba con los ciclos de precesión. Sus resultados se ajustan bien a los de modernas dataciones radiométricas. De Boer & Wonders (1984) proponen una unidad climatoestratigráfica denominada "gilbert unit" que representa el período existente entre extremas condiciones climáticas sucesivas inducidas por el ciclo de precesión. Se presenta como una técnica de medida de tiempo muy fina, que aumentaría la precisión en las escalas temporales (Decourt et al., 1986; R.O.C.C. Group, 1986).

La utilización de otro tipo de microritmos sedimentarios es propuesta por House (1985, 1986, 1987, 1991). De esta manera se puede establecer la calibración temporal, relativa o absoluta, de las zonas cronoestratigráficas y así proporcionar nuevas aproximaciones hacia una escala de tiempos absolutos (Schwarzacher, 1987; Berger, 1989a; Berger et al., 1991).

Términos como ciclocronología (*cyclochronology* en Fischer, 1986), cicloestratigrafía (*cyclostratigraphy* en Gale, 1989; Fischer et al., 1990; de Boer, 1991a,b; Einsele & Ricken, 1991; Einsele et al., 1991b) u orbitoestratigrafía (*orbitostratigraphie* en Foucault, 1992), han sido propuestos al considerar el potencial que ofrece el estudio de los ritmos sedimentarios inducidos orbitalmente para el desarrollo de una escala temporal de alta resolución, fundamentalmente en medios pelágicos. Kauffman (1986, 1988) y Kauffman et al. (1991), exponen la gran importancia de los depósitos que representan ciclos climáticos o de Milankovitch en la metodología de análisis de cuencas y de correlación global que el autor propugna como **Estratigrafía de alta resolución (HIRES)**, con la pretensión de acceder a divisiones del registro con una duración inferior a los 100.000 años.

Sin embargo, como es puesto de manifiesto por algunos autores (House, 1986, 1987; Schwarzacher, 1987; Weedon & Jenkyns, 1990; Kauffman et al., 1991; Weedon, 1991), la utilización de las ciclicidades del registro sedimentario para refinar las escalas de tiempo absolutas debe de hacerse con gran precaución. En este sentido, resulta obvia la necesidad de tener en cuenta todos los factores que pueden influir en la buena caracterización de la ritmicidad de una sucesión.

IV.2. ANALISIS SECUENCIAL

Los aspectos metodológicos requieren una atención especial cuando se intenta caracterizar la evolución de una cuenca sedimentaria. A este respecto, en esta investigación se necesitaba que la metodología utilizada cumpliera varias condiciones, entre las que destacaríamos que: a) fuera lo más ajustada posible a las características propias del área de trabajo, b) su uso no revistiera una complejidad excesiva, c) no se limitara al tratamiento de los aspectos descriptivos de los materiales, sino que atendiera a la génesis de estos, d) estuviera respaldada por una terminología ampliamente reconocida, y e) fuera utilizable/utilizada por el resto de investigadores, lo que facilitaría correlaciones a escala regional amplia y global. Atendiendo a estas características pareció conveniente la aplicación de la estratigrafía secuencial como metodología de análisis de cuencas en las sucesiones estudiadas.

Aunque en su esencia la estratigrafía secuencial se basa en los conceptos empleados en estratigrafía sísmica (Payton, 1977), la gran aportación de esta metodología consiste en la aplicación de estos conceptos tanto a los datos de subsuelo, como a las observaciones realizadas en superficie. Esta acepción permite una apertura en el abanico de posibilidades para este tipo de análisis, ya que son numerosas las áreas en las que escasean los registros de subsuelo y únicamente se trabaja con datos de afloramientos.

Sin embargo, antes de aplicar este tratamiento, es necesario analizar algunas cuestiones que cobran un relieve especial cuando se trabaja en un ejemplo concreto, como el que nos ocupará en este apartado.

IV.2.1. CONCEPTOS BASICOS. TERMINOLOGIA UTILIZADA

Desde los primeros términos empleados en estratigrafía sísmica (ej. *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*, en Payton, 1977), hasta los utilizados en trabajos posteriores de estratigrafía secuencial (ej. *Sea-level changes: an integrated approach*, en Wilgus et

al., 1988), se han producido variaciones importantes, tanto en la propia expresión como en el significado de los mismos.

Por este motivo, antes de exponer los resultados obtenidos es pertinente precisar la terminología específica utilizada en este capítulo:

- Secuencia deposicional (**depositional sequence**): Utilizada originariamente como unidad estratigráfica operacional en análisis de estratigrafía sísmica, fue definida como una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitada a techo y muro por **unconformities** o sus correlativas conformidades (Mitchum, 1977; Mitchum et al., 1977).

En este sentido, la acepción del término **unconformity** condicionará el significado de secuencia deposicional:

a) Mitchum (1977) y Mitchum et al. (1977) entienden por **unconformity** una superficie de erosión, o no depósito, que separa estratos más jóvenes de rocas más antiguas, y que representa un hiato significativo.

b) Vail et al. (1984), haciendo un uso más restringido del término, se refieren únicamente a aquellas superficies que se asocian a un hiato significativo, con truncación erosional (subaérea o subacuática) y/o exposición subaérea. En este sentido ha sido usado posteriormente por otros autores (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Vera et al., 1989b, entre otros).

Cuando se analiza la traducción al castellano del término **unconformity** en el marco de la estratigrafía secuencial, se pone de manifiesto que son diferentes los términos utilizados en los distintos trabajos; discontinuidad, discordancia, inconformidad, etc. (Riba, 1989; Vera et al., 1989b; Aurell, 1990; Gómez y Fernández-López, 1992, entre otros). Con el fin de justificar la terminología empleada en esta memoria procederé a un breve análisis de las distintas tendencias y concepciones del término **unconformity**.

La utilización de una terminología en castellano que permita una diferenciación clara entre las dos acepciones del término **unconformity** encierra una cierta confusión:

A) Al término discontinuidad, traducido del inglés **discontinuity** (Vera et al., 1989b), le son asignados dos significados: 1.- "Relación genética entre dos unidades estratigráficas entre las que ha mediado una interrupción sedimentaria reconocible". 2.- "Relación entre dos unidades estratigráficas entre las que se detecte una laguna estratigráfica mensurable, bien como tal o en alguna de sus componentes, hiato o vacío erosional, o expresado de otra manera, bien en términos de registro biológico, bien en términos geométricos" (Pardo et al., 1989). En este sentido, al término discontinuidad le correspondería la acepción del término **unconformity** s. Mitchum (1977) y Mitchum et al. (1977).

Con este amplio significado parece utilizarse el término ruptura sedimentaria, empleado en la caracterización de unidades tectosedimentarias y definido como una "manifestación en el registro estratigráfico de una variación de los factores externos a los sistemas de sedimentación. Tal manifestación consiste en una superficie, reconocible a escala de cuenca, según la cual tiene lugar un salto brusco o un cambio de signo en la evolución secuencial, entendiéndose esta evolución a la escala de las secuencias de orden superior o ritmos de Delfaud (1972)" (González et al., 1988; Pardo et al., 1989; Vera et al., 1989b). En este contexto, el empleo del término ruptura sedimentaria no permitiría la diferenciación entre las dos acepciones del término **unconformity**, ya que como reconocen Pardo et al. (1989, pg. 206), tanto los límites de secuencia de tipo 1, como las superficies de máxima inundación en estratigrafía secuencial son verdaderas rupturas sedimentarias, tanto por su origen como

por su manifestación.

B) El problema se plantea cuando se intenta utilizar un término en castellano que se corresponda con la acepción del término **unconformity** propuesta por Vail et al. (1984).

Vera et al. (1989b) traducen el término **unconformity** como discordancia, incluyendo la definición propuesta por Posamentier et al. (1988), similar a la propuesta por Vail et al. (1984). Sin embargo, cuando se analiza el término discordancia, Vera et al. (1989b) lo definen como la "relación geométrica entre dos unidades estratigráficas en las que no existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes (Corrales et al., 1977)". El problema de utilizar este término como sinónimo de **unconformity** (s. Vail et al., 1984), se plantea en aquellos afloramientos en los que existe paralelismo entre capas (concordancia), pero se registra discontinuidad de depósito con evidencias de erosión entre esas capas.

En este sentido de paralelismo entre capas podría utilizarse el término, de connotaciones geométricas, paraconformidad. Este término es definido como una "discontinuidad estratigráfica en la que hay paralelismo entre los materiales inferiores y superiores, siendo la superficie de separación plana" (Vera et al., 1989b). Entendiendo por discontinuidad estratigráfica, un "nivel de una sección estratigráfica caracterizado por un cambio brusco y que refleja una interrupción sedimentaria" (Vera et al., 1989b). En este caso el problema radica en que con este término se abarcarían todas las discontinuidades en sentido amplio, **unconformities** en el sentido de Mitchum (1977) y Mitchum et al. (1977), que cumplieran esas relaciones de geometría.

Existe el término, con matiz geométrico, disconformidad. Este término es utilizado como "discontinuidad estratigráfica en la que entre las unidades infrayacente y suprayacente hay paralelismo entre capas y entre ambas media una superficie erosiva" (Vera et al., 1989b). En este caso el problema se plantea en aquellos afloramientos en los que existen evidencias de erosión (cambios litológicos, mineralógicos, geoquímicos, etc.), pero no se reconoce la superficie erosiva sino una correlativa lateral.

El término inconformidad es empleado por Gómez y Fernández-López (1992). La ausencia en ese trabajo de una definición concreta del término, condiciona su utilización en esta memoria.

El problema radica en encontrar un término en castellano que haga referencia a **unconformity** (s. Vail et al., 1984), en aquellas áreas en las que existe paralelismo entre capas, se reconocen evidencias de erosión, pero no se registra la superficie erosiva en sentido estricto. Este es el caso del área que ha sido objeto de esta investigación. En resumen:

- Se opta por utilizar el término discontinuidad s.l. o simplemente discontinuidad (a lo largo de este capítulo), para hacer referencia a **unconformity** en el sentido amplio de Mitchum (1977) y Mitchum et al. (1977).

- Se utilizan los términos discontinuidad de tipo 1 ó 2 (en relación con su génesis, como se comentará posteriormente), discontinuidad que limita secuencias deposicionales o discontinuidad con evidencias de erosión, para hacer referencia a **unconformities** en el sentido restringido de Vail et al. (1984).

Por tanto, en este capítulo, el término secuencia deposicional hará referencia a sucesiones relativamente concordantes de estratos genéticamente relacionados, limitadas a techo y muro por discontinuidades de tipo 1 ó 2, o por sus correlativas conformidades (Vail et al., 1987; Haq et al., 1987, 1988; Van Wagoner et al., 1988).

- Respecto de las discontinuidades que limitan secuencias deposicionales, se pueden diferenciar dos tipos:

- a) Discontinuidades de tipo 1 (type 1 unconformities): Caracterizadas por la existencia de

erosión subaérea y submarina. Se forman cuando la tasa de caída eustática del nivel del mar excede a la tasa de subsidencia en el borde de la plataforma, dando lugar a la exposición subaérea de esta (Vail et al., 1984).

b) **Discontinuidades de tipo 2 (type 2 unconformities)**: Se caracterizan por la existencia de una erosión exclusivamente subaérea, originándose cuando la tasa de caída del nivel eustático es menor que la tasa de subsidencia del borde de la plataforma, pero excede a la tasa de subsidencia de la parte más interna de esta. En este caso, la parte más interna de la plataforma quedaría en exposición subaérea (Vail et al., 1984).

Aunque esta clasificación está globalmente admitida, es conveniente precisar algunos aspectos. Mientras Vail et al. (1984) proponen como punto de referencia el borde de la plataforma (**shelf edge**), otros autores (Posamentier & Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988), hacen referencia a la **depositional shoreline break** como una activa ruptura deposicional de carácter fisiográfico menor, frente a la ruptura fisiográfica del borde de la plataforma continental. El término **depositional shoreline break** se refiere a una ruptura en la plataforma por encima de la cual (en dirección a tierra) el fondo del mar es o está cerca del nivel de base, usualmente el nivel del mar, mientras que por debajo de la cual (dirección a cuenca) el fondo del mar está claramente por debajo.

De acuerdo con esto, por tanto, el límite de secuencia de tipo 1 (**type 1 sequence boundary**) se caracterizaría por una exposición y erosión subaérea de la plataforma, cuando la tasa de caída eustática excede a la tasa de subsidencia de la cuenca en la **depositional shoreline break**, lo que produce una caída en el nivel relativo del mar hacia esa posición. El límite de tipo 2 (**type 2 sequence boundary**) estaría marcado por una exposición subaérea menos importante, relacionada con una tasa de caída eustática menor que la tasa de subsidencia de la cuenca en la **depositional shoreline break**, sin que se produzcan, por tanto, caídas en el nivel relativo del mar hasta la posición de esa ruptura. La caracterización de este punto de referencia va a facilitar el estudio de la evolución secuencial en aquellas plataformas de tipo rampa que carecen de una ruptura de pendiente distal acentuada.

Recientemente Vail et al. (1991), proponen el término **offlap break** y abandonan los términos **depositional shoreline break** o **depositional shelf edge**, para evitar confusiones. Este término, utilizado posteriormente por algunos autores (Haq, 1991; Rioult et al., 1991), hace referencia a la ruptura de pendiente reconocida en el **highstand** previo al límite de secuencia, frente a la ruptura fisiográfica existente en el borde de la plataforma.

- Las secuencias deposicionales se clasifican atendiendo a sus límites basales. Así, secuencias de tipo 1 (**type 1 sequences**) son aquellas que se encuentran limitadas a base por una discontinuidad de tipo 1 (type 1 unconformity), mientras secuencias de tipo 2 (**type 2 sequences**) son las limitadas a base por una discontinuidad de tipo 2 (type 2 unconformity). En cualquier caso, esta diferenciación es independiente del tipo de discontinuidad (1 ó 2) que se reconozca a techo de la secuencia deposicional.

- En líneas generales, las secuencias deposicionales se agrupan en:

a) **Supersecuencias (Supersequences)**: Grupos de secuencias deposicionales depositados durante ciclos de segundo orden, superciclos, de subida y bajada relativa del nivel del mar (Mitchum, 1977; Vera et al., 1989b).

b) **Megasecuencias (Megasequences)**: Unidad estratigráfica de primer orden (Haq et al., 1988). Como es reconocido por Vera et al. (1989b), ocasionalmente el término macrosecuencia

(**macrosequence**) es usado como sinónimo de megasecuencia, en referencia a secuencias de orden mayor.

- Respecto a las divisiones de la secuencia deposicional, tendríamos:

a) Cortejo sedimentario (Vera et al., 1989b): Categoría inmediatamente inferior a la secuencia deposicional, definida como un "conjunto de características sedimentarias de un volumen de materiales depositados en condiciones semejantes". Esta definición se correspondería con la del término **systems tract**, asignado a un conjunto de sistemas deposicionales contemporáneos (Brown & Fisher, 1977), entendiendo por sistemas deposicionales a conjuntos tridimensionales de litofacies genéticamente relacionadas por procesos y ambientes activos, modernos, o inferidos, antiguos (Fisher & McGowen, 1967). Conviene destacar que las condiciones de inicio y final de un cortejo sedimentario son suficientemente distintas en el modelo de Vail y colaboradores.

b) Los cortejos sedimentarios pueden ser divididos en parasecuencias o conjuntos de parasecuencias (**parasequences, parasequence sets**), siendo la parasecuencia la unidad fundamental en la construcción de los cortejos sedimentarios y, así, de la secuencia deposicional.

Una parasecuencia es una sucesión relativamente conforme de capas o conjuntos de capas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies de inundación (**marine-flooding surfaces**) y sus equivalentes laterales (Van Wagoner, 1985 en Van Wagoner et al., 1988; Vail et al., 1987; Posamentier et al., 1988). Se entiende como superficie de inundación una superficie planar que separa estratos más antiguos de otros más modernos. A través de la misma existen evidencias de un "abrupto" incremento en la profundidad, acompañado comúnmente por una erosión submarina menor, sin erosión subaérea o cambio de facies en dirección a cuenca, una ausencia de depósito e incluso un hiato menor (Van Wagoner et al., 1988). Tanto las parasecuencias siliciclásticas como las carbonatadas, son somerizantes hacia arriba, siendo las primeras progradacionales y las segundas comúnmente agradacionales (Van Wagoner et al., 1988).

Un conjunto de parasecuencias es una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas, que forman un modelo de empaquetamiento sedimentario particular.

- Los cortejos sedimentarios se caracterizan fundamentalmente por el tipo de superficies que los limitan, su posición dentro de la secuencia, y los modelos de empaquetamiento de las parasecuencias o conjuntos de parasecuencias que los componen. Asimismo, también se reconocen por la geometría de los estratos y la asociación de facies (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Haq, 1991).

En líneas generales, una secuencia deposicional de tipo 1 está compuesta, de abajo a arriba, por un cortejo de bajo nivel del mar (**lowstand systems tract, LST**), un cortejo transgresivo (**transgressive systems tract, TST**) y un cortejo de alto nivel (**highstand systems tract, HST**). En las secuencias deposicionales de tipo 2 se sustituye el cortejo de bajo nivel por un cortejo de borde de plataforma (**shelf-margin systems tract, SMST**).

En la sucesión estudiada se han reconocido los cortejos de borde de plataforma, transgresivo y de alto nivel. Aunque la caracterización propia de cada uno de ellos se hará posteriormente, su descripción teórica sería:

a) Cortejo de borde de plataforma (Vera et al., 1989b): Es el cortejo inferior en una secuencia deposicional de tipo 2. Su superficie basal la representa un límite de secuencia de tipo 2. El límite superior es la superficie transgresiva (**transgressive surface, TS** en Van Wagoner et al., 1988, entre otros). Recientemente, Vail et al. (1991) utilizan el término **top shelf-margin surface** para diferenciar la superficie transgresiva a techo del cortejo de borde de plataforma, de la reconocida a techo del cortejo de bajo nivel, a la que denominan **top lowstand surface**. Las parasecuencias que lo componen

se apilan en uno o más conjuntos de parasecuencias débilmente progradacionales a agradacionales (Van Wagoner et al., 1988).

Para Vera et al. (1989b), estos cortejos se acumulan sobre la plataforma continental externa y el talud.

b) Cortejo transgresivo (Vera et al., 1989b): Es el cortejo intermedio en los dos tipos de secuencias deposicionales, depositándose durante un intervalo de ascenso del nivel relativo del mar. Su superficie basal la constituye la superficie transgresiva reconocida a techo del cortejo de borde de plataforma, mientras en la parte superior el cortejo está limitado por una superficie basal de progradación (**downlap surface, DLS**). Las parasecuencias se apilan en uno o más conjuntos con un dispositivo retrogradacional (Van Wagoner et al., 1988).

La superficie basal de progradación se sitúa directamente sobre, aunque frecuentemente es indistinguible de, la superficie de máxima inundación (**maximum flooding surface, MFS**) que marca el cambio desde un conjunto de parasecuencias retrogradacionales, pertenecientes al cortejo transgresivo, a otro de parasecuencias agradacionales, a veces temporalmente progradacionales, pertenecientes a la parte inferior del cortejo de alto nivel (Van Wagoner et al., 1988).

A techo del cortejo transgresivo se desarrolla la sección condensada (**condensed section, CS**). Se trata de un conjunto de facies compuestas por delgadas capas de sedimentos pelágicos y hemipelágicos, caracterizados por una tasa de depósito muy baja. Este intervalo alcanza su máxima extensión areal durante el periodo de máxima transgresión regional de la **shoreline** (Loutit et al., 1988). La amplia extensión areal a lo largo de la plataforma, junto con una comparativamente mayor facilidad de identificación, hacen de la sección condensada un conjunto de facies de gran importancia en el análisis de cuencas. Su posibilidad en las correlaciones estratigráficas a nivel regional, junto con su importancia en los análisis basados en estratigrafía secuencial, se ha puesto de manifiesto en numerosos trabajos (Loutit et al., 1988; Galloway, 1989; Marques et al., 1989, 1991, entre otros). Para algunos autores, el interés de las secciones condensadas llega al extremo de ser pieza básica en la diferenciación de secuencias estratigráficas genéticas, cuyos límites serían las superficies de máxima inundación (**genetic stratigraphic sequences** de Galloway, 1989).

c) Cortejo de alto nivel (Vera et al., 1989b): Es el cortejo superior en una secuencia deposicional, tanto de tipo 1 como de tipo 2, depositándose durante una estabilización eustática y la primera parte de la caída eustática posterior. Este cortejo limita a muro con la superficie basal de progradación y a techo con una **discontinuidad de tipo 1 ó 2 (type 1 or 2 unconformity)**. Con frecuencia extendido sobre la plataforma, puede ser caracterizado por uno o más conjuntos de parasecuencias agradacionales a los que suceden uno o más conjuntos de parasecuencias progradacionales (Van Wagoner et al., 1988).

IV.2-2. ANALISIS DE ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

Según los distintos autores, aunque con matices, la estratigrafía secuencial se basa en el estudio de los sedimentos dentro de un marco cronoestratigráfico, a partir de la agrupación de los estratos en unidades genéticamente relacionadas.

En teoría, un análisis completo de estratigrafía secuencial debería estar integrado por datos procedentes de observaciones geológicas de subsuelo, junto con los obtenidos directamente en superficie. Idealmente, los límites de secuencia y los dispositivos de los cuerpos sedimentarios deberían ser fácilmente identificados a partir de perfiles sísmicos. La aportación adicional de datos procedentes de diagráffas, sondeos y estudios sobre el terreno, permitiría elaborar una curva de agradación costera local, que podría ser comparada con la curva global a partir de una buena

calibración cronoestratigráfica.

Un primer condicionante, bastante importante, es la ausencia de datos procedentes de estudios de subsuelo, siendo frecuente, como ocurre en nuestro caso, que fundamentalmente se manejen datos obtenidos a partir de estudios de superficie. Sin embargo, son numerosos los trabajos en los que se presenta una detallada caracterización secuencial a partir, exclusivamente, de estudios realizados en superficie. Rioult et al. (1991, fig.7) esquematizan en un diagrama cual sería el procedimiento práctico para aplicar los conceptos de estratigrafía secuencial a estudios sobre el terreno.

En el ejemplo analizado en esta memoria, es necesario tener en cuenta dos factores que van a condicionar el tratamiento a seguir:

a) Ausencia de afloramientos extensos y continuos que permitan caracterizar las relaciones y dispositivos geométricos entre los cuerpos sedimentarios.

b) Existencia de una detallada calibración bioestratigráfica a nivel zonal e incluso subzonal, a partir del estudio de las asociaciones de ammonites.

En este contexto, la solución más acertada sería realizar un estudio detallado, estrato a estrato, de la sucesión (análisis estratigráficos, paleontológicos, tafonómicos, etc.) y aplicar la técnica denominada **procédure inverse** por Vail et al. (1987).

IV.2-2.a. "Procédure inverse"

Esta metodología de trabajo se basa en la utilización de la curva global de los ciclos eustáticos para preveer, con la ayuda de una bioestratigrafía precisa, la posición de las discontinuidades e interpretar su significación. De esta manera podríamos ir valorando la información obtenida, frente a la que cabría esperar según la propuesta del grupo Exxon, en el supuesto de que esta fuese una referencia suficientemente fiable. No obstante, cuando aplicamos paso a paso la **procédure inverse** a la sucesión estudiada encontramos algunos puntos en los que es necesario poner una atención especial:

IV.2-2.a.1. Consideraciones sobre la temporización

Partiendo de una sucesión litológica con una calibración temporal suficientemente precisa, estaríamos en condiciones de correlacionar con la propuesta de organización secuencial que vaya a utilizarse. En este caso, la correlación se realiza con las cartas de Haq et al. (1987, 1988), hasta el momento las últimas publicadas por el Grupo.

No se pretende hacer en este apartado una crítica detallada del grado de fiabilidad de las diferentes cartas, ni siquiera poner en duda los datos que se han utilizado para su construcción, tal como han hecho algunos autores. Sin embargo, sí parece necesario hacer un análisis crítico de algunos aspectos que son origen de diversos problemas en la correlación, la cual puede hacerse, fundamentalmente, por dos vías diferentes:

IV.2-2.a.1a. Correlación con la escala biocronoestratigráfica

En la mayoría de las ocasiones, la correlación con la curva del grupo Exxon se realiza a partir de la comparación con la escala biocronoestratigráfica propuesta. A este respecto, y en referencia al

caso concreto que estamos trabajando, se podrían hacer algunas consideraciones.

En el área de estudio, para el Kimmeridgiense inferior *s. gallico*, la caracterización bioestratigráfica más detallada se obtiene a partir del estudio de las asociaciones de ammonites. Cuando se intenta, por tanto, correlacionar con la escala biocronoestratigráfica de Haq et al. (1987, 1988), se hace con la correspondiente a las biocronozonas y subzonas de ammonites. El principal problema es la ausencia en la propuesta del grupo Exxon, de zonaciones propias del dominio tetésico para este intervalo temporal, haciéndose referencia únicamente a las divisiones reconocidas en el dominio subboreal/boreal. Asimismo, sería necesario tener en cuenta la división existente dentro del dominio tetésico entre la provincia mediterránea y la submediterránea. La comparación con la escala biocronoestratigráfica propuesta en la carta puede inducir a error, dada la inestabilidad entre las correlaciones de ambos dominios establecidas por algunos autores (ej. diferencias entre Hantzpergue, 1988 y Hantzpergue et al., 1991). En relación con esto, la nueva propuesta eustática global en vías de publicación, fruto del proyecto "Sequence Stratigraphy of European Basin" (Dijon, 1992), puede resolver algunas de las cuestiones planteadas (Hardenbol, 1992; Thierry, 1992).

IV.2-2.a.1b. Correlación con la escala de edades absolutas

Cuando para la correlación se utilizan edades absolutas, el error también puede ser importante. Como Miall (1986, 1991) pone de manifiesto, habría que tener en cuenta; a) los errores potenciales que existen en relación con el método de calibración de edad absoluta, y b) las diferencias de edad entre las valoraciones presentadas en estas cartas y otras escalas temporales ampliamente aceptadas (Harland et al., 1982 y Palmer, 1983 ambos en Miall, 1991). A este respecto, en relación con el Kimmeridgiense *s. gallico*, resulta bastante ilustrativa la tabla XIII. Estos datos ponen de manifiesto las diferencias que existen entre algunas valoraciones de edad absoluta para el Kimmeridgiense *s. gallico*, y por tanto el error potencial cuando se realiza la correlación con la propuesta del grupo Exxon.

Tabla XIII.- Calibración temporal del Kimmeridgiense *s. gallico* en diferentes propuestas.

Propuestas	Intervalo temporal (ma)	Contenido temporal (ma)
Vail et al. (1977, 1984)	< 144 - > 140	< 4
Vail et al. (1987)	145 - 140	5
Haq et al. (1987, 1988)	145 - 140	5
Odin (1984)	140 - 135	5
Westermann (1984)	< 160 - > 150	4
I.U.G.S. (1989)	144 - 139	5
Odin & Odin (1990)	146 - 141	5
Harland et al. (1990)*	154.7 - 152.1	2.6

* en Hantzpergue et al. (1991)

Un ejemplo ilustrativo de la inexactitud al utilizar edades absolutas para la datación de límites de secuencia lo encontramos al comparar dos trabajos casi coetáneos, publicados por TERRA abstracts y AAPG Bulletin en Marzo de 1991, que tratan sobre la estratigrafía secuencial del Jurásico en la

cuencia Paris-Londres (presentados como poster en Marzo de 1991 en el VI Meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg, y Abril del mismo año en la AAPG Annual Convention with DPA/EMD divisions and SEPM, Dallas). Sin entrar en valorar el contenido de ninguno de los dos resúmenes, únicamente compararé las edades, en millones de años, que se proponen para algunos límites de secuencia que supuestamente deben de ser los mismos:

	Aalenense	Bajocense	Calloviense	Oxfordiense
Ponsot & Vail (1991a)	174	165.5	152.8	149.8 y 149.3
Ponsot & Vail (1991b)	175	165.3	152.5	149.5 y 149

Indeterminaciones en los límites de secuencia en torno a los 300.000 años (incluso un millón de años) entrarían en el rango temporal de la subzona o zona de ammonites, lo que induce un amplio margen de opciones para su reconocimiento sobre el terreno.

IV.2-2.a.2. Comparación con la propuesta secuencial del grupo Exxon

Una vez establecida la correlación, el paso siguiente es comparar el registro reconocido en el afloramiento con el esquema secuencial propuesto por el grupo Exxon para ese intervalo temporal (discontinuidades, secuencias deposicionales, cortejos sedimentarios, etc.). De esta manera se puede valorar la influencia de los factores locales sobre el teórico registro de carácter global.

IV.2-2.a.2a. Comparación entre discontinuidades

Este análisis se inicia con una comparación entre las discontinuidades reconocidas sobre el terreno y las diferenciadas por el grupo Exxon.

Discontinuidades diferenciadas por el grupo Exxon

En relación con las discontinuidades diferenciadas por el grupo Exxon, debe ponerse un primer punto de atención sobre la variación del número de límites de secuencia en las diferentes propuestas del Grupo. Desde las primeras propuestas de Vail et al. (1977, 1984), hasta las últimas publicadas de Haq et al. (1987, 1988), o la más reciente presentada en Dijon (1992, sin publicar), el número de límites de secuencia propuestos ha aumentado sensiblemente. Aunque este hecho está relacionado, según los autores, con una mejora de la caracterización secuencial, al aumentar el volumen de información y realizar estudios más integradores, parece fuera de toda duda que se revela el carácter provisional-constante de las propuestas publicadas hasta el momento. En consecuencia, la inestabilidad/eventualidad de las interpretaciones que tengan como referencia dichas propuestas será inevitable.

Discontinuidades reconocidas sobre el terreno

En lo referente al estudio sobre el terreno, hay que tener en cuenta los siguientes aspectos:

A) Discontinuidades que limitan secuencias deposicionales

Según Vail y colaboradores, las discontinuidades más fácilmente observables son aquellas que limitan secuencias deposicionales (discontinuidades de tipo 1 y 2). Sin embargo, reconocer en el afloramiento las superficies erosivas que las caracterizan, registradas en toda la plataforma en las discontinuidades de tipo 1 y en las áreas más externas en las de tipo 2, va a estar en gran medida condicionado por el contexto paleogeográfico y la topografía del área de depósito.

En líneas generales, los afloramientos estudiados se localizarían en la parte media de la plataforma desarrollada en el margen sur de Iberia durante el Jurásico superior. Esta plataforma de tipo rampa (al menos en el área correspondiente a la Zona Prebética, ver García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; García-Hernández et al., 1989), se caracteriza por poseer en general suaves pendientes y presentar una evolución hacia la ruptura de pendiente distal durante el Jurásico superior.

La ausencia de superficies erosivas reconocibles en observaciones de superficie es, en teoría, indicativo de la ausencia de discontinuidades de tipo 1, pero no así de tipo 2. La ubicación paleogeográfica del área a lo largo de la plataforma influye en el registro de las superficies erosivas relacionadas con estas discontinuidades de tipo 2. En el caso estudiado, dada la posición paleogeográfica del área, no ha podido reconocerse la superficie erosiva que caracteriza a las discontinuidades de tipo 2, sino la superficie correlativa.

La deficiente materialización de las superficies erosivas puede verse agravada cuando la plataforma se encuentra compartimentada y se reconoce una marcada diferenciación topográfica, como es el caso que aquí se estudia.

En estas condiciones, por tanto, el análisis de las discontinuidades que limitan secuencias deposicionales deberá tener en cuenta otra serie de rasgos; cambios litológicos importantes, intercalaciones margosas significativas, minerales característicos, etc., que puedan reflejar la existencia de superficies erosivas en áreas más externas de la plataforma.

De la misma manera que el contexto paleogeográfico y la topografía del área pueden influir en el sutil registro de las "en teoría" sincrónicas discontinuidades de tipo 1 y 2 de carácter global (propuestas por Vail y colaboradores), las características particulares del área y, en concreto, el marco tectónico local, pueden ocasionar la exposición subaérea de la plataforma y dar lugar a la formación de superficies erosivas no relacionadas exclusivamente con el contexto eustático. Aunque Vail y colaboradores opinan que la tectónica puede acentuar o atenuar el registro de las discontinuidades, pero nunca originarlas, son numerosos los trabajos en los que se pone de manifiesto la importancia de la tectónica local en el inicio y desarrollo de una secuencia de sedimentos. Por tanto, una buena caracterización del contexto geológico del área de depósito será de gran importancia para poder precisar, al margen del propio eustatismo, la influencia de otros factores en el origen de la evolución secuencial de la sedimentación.

Otro de los aspectos importantes en relación con las discontinuidades que limitan secuencias deposicionales hace referencia a su asignación temporal. Vail et al. (1984) consideran que las discontinuidades de tipo 1 y 2 no son diacrónicas, identificándolas como límites de tiempo a los que se les puede asignar una edad geológica específica. Es necesario poner cierta atención en esta hipótesis. Recientemente, Christie-Blick (1991a,b) sugiere la posibilidad de variación de la edad de

los límites de secuencia de origen eustático en una misma cuenca y sobre todo entre cuencas. Esto implica que un límite de secuencia debería ser relacionado con una serie de superficies espaciadas, próximas entre sí, más que con una superficie única.

B) Otras discontinuidades

Junto con la caracterización de las discontinuidades que limitan secuencias deposicionales, una cuestión importante es la diferenciación de otro tipo de discontinuidades sedimentarias como la superficie basal de progradación (**downlap surface, DLS**) y la superficie transgresiva (**transgressive surface, TS**). Aunque en principio Vail y colaboradores dan una mayor significación a las discontinuidades que limitan secuencias deposicionales, para Haq et al. (1987, p.1160, puesto de manifiesto en Galloway, 1989, p.138, y Haq et al., 1988, p.84), la superficie más rápidamente identificable es la superficie transgresiva de la base del cortejo transgresivo, y la segunda más fácilmente reconocida en afloramiento es la superficie de máxima inundación, referida como superficie basal de progradación. En concreto, el reconocimiento de las superficies basales de progradación puede encerrar menor dificultad, al estar estas superficies relacionadas con el expresivo registro sedimentario del intervalo transgresivo y fundamentalmente de la sección condensada (Loutit et al., 1988; Galloway, 1989; Marques et al., 1989, 1991).

En relación con otro tipo de discontinuidades sería conveniente hacer una llamada de atención respecto de la posible confusión entre los límites de secuencia y las superficies de inundación marina. Van Wagoner et al. (1988) definen las superficies de inundación marina (**marine-flooding surfaces**) como superficies que limitan parasecuencias, a través de las cuales hay evidencias de un "abrupto" (comillas añadidas) incremento en la profundidad del agua, comunmente acompañado por una erosión submarina menor (pero no erosión subaérea o cambios de facies en dirección a cuenca), ausencia de depósito, e incluso un hiato menor. A través de la plataforma, la primera superficie de inundación marina significativa es la superficie transgresiva (**transgressive surface** en Van Wagoner et al., 1988). Vail et al. (1991) reconocen que la primera superficie de inundación de una parasecuencia sobre el complejo progradante de bajo nivel, y dentro del cortejo transgresivo, es una superficie de **ravinement**. Según los autores, estas superficies de **ravinement** son superficies transgresivas de erosión sobre las que evolucionan las parasecuencias retrogradantes. Para Vail et al. (1991, pg. 630) estas son las superficies más prominentes en la sección estratigráfica, pero no deberían ser confundidas con límites de secuencia, "They should not be confused with a sequence boundary...". Sin embargo, las características particulares del área pueden influir en la diferenciación de estas superficies, y en su posible confusión con límites de secuencia. A este respecto, se hace necesario un detallado análisis que proporcione una correcta identificación.

IV.2-2.a.2b. Comparación entre cortejos sedimentarios y parasecuencias

Una vez caracterizadas las discontinuidades s.l. y las discontinuidades que limitan secuencias deposicionales estaríamos en disposición de reconocer la evolución secuencial dentro de la sucesión, teniendo en cuenta siempre el marco paleogeográfico, el contexto tectono-sedimentario local y la fisiografía de los fondos.

A) En los modelos de evolución secuencial propuestos por el Grupo Exxon se ha progresado desde una representación casi exclusiva de cuencas con ruptura de pendiente pronunciada (Vail et al., 1987, entre otros), a la caracterización, además, de cuencas con dispositivo en rampa (Van Wagoner et al., 1988). Ambos modelos muestran, a grandes rasgos, la distribución espacial de los distintos

cortejos sedimentarios a lo largo del área de depósito, con los cortejos transgresivo y de alto nivel alcanzando posiciones más proximales, mientras los cortejos de borde de plataforma y bajo nivel quedarían en posiciones más internas hacia la cuenca.

Este hecho pone de manifiesto, por tanto, la existencia en la plataforma de áreas en las que no es posible reconocer la totalidad del esquema secuencial, tanto por la ausencia de algunos cortejos como por la escasa expresividad de los mismos. Por este motivo, al realizar la caracterización secuencial de una sucesión es necesario tener en cuenta la posición paleogeográfica del área de depósito, con independencia de la propuesta global del Grupo Exxon para ese intervalo temporal.

B) Las características estratigráfico-sedimentarias de la sucesión también son de gran importancia en su caracterización secuencial. En general, la evolución dentro de una secuencia se manifestará por el desarrollo de características propias de los diferentes ambientes de depósito (cambios de facies, variaciones de espesores, estructuras sedimentarias, etc.). Sin embargo, existen sucesiones compuestas por facies poco expresivas, en las que resulta difícil la caracterización secuencial. Este es, por ejemplo, el caso que aquí nos ocupa, representado por sucesiones de ritmitas margoso-calcáreas de grano fino. Estas facies no son fiel reflejo de una determinada dinámica eustática o de un medio sedimentario concreto, sino que se depositan a lo largo del registro geológico en una gran diversidad de ambientes (Einsele & Seilacher, 1982; Valenzuela et al., 1989; Vera, 1989a, entre otros). Por tanto, estas facies son poco definitivas para la caracterización secuencial de una sucesión. Si a ello se le añade la ausencia de rasgos distintivos (estructuras sedimentarias, granoclasificaciones, etc.), resulta bastante complicada su caracterización secuencial a partir exclusivamente de estudios de carácter estratigráfico-sedimentológico.

El problema puede verse agravado cuando se trata de estudiar la evolución en secuencias deposicionales de tipo 2, si como expone Savrda (1991) no es coherente esperar un desplazamiento expresivo de facies en dirección a cuenca, en relación con la implantación de límites de secuencia de tipo 2.

Por tanto, en este tipo de sucesiones poco expresivas, si además la diferenciación de los límites de secuencia es complicada, puede resultar mucho más asequible el reconocimiento de otro tipo de discontinuidades s.l. (comentado anteriormente), o la caracterización de algunos cortejos que estén especialmente bien representados. A este respecto, Marques et al. (1989, 1991) ponen de manifiesto, para el área estudiada, la expresión comparativamente más favorable del cortejo transgresivo, frente al resto de cortejos que componen una secuencia de tipo 2 que serán agrupados por los autores en el **system or complex of progradation** (cortejo de alto nivel + parte proximal del cortejo de borde de plataforma). Como ya se ha comentado, Galloway (1989) propone incluso la utilización de secuencias estratigráficas genéticas (**genetic stratigraphic sequences**), limitadas por secciones condensadas/superficies de máxima inundación, como alternativa al modelo de secuencia deposicional utilizado por Vail y colaboradores.

En relación con la importancia que están adquiriendo las secciones condensadas en el análisis secuencial, conviene considerar lo siguiente. Como muchos autores han puesto de manifiesto, estos intervalos, desarrollados durante el período de máxima transgresión potencial, suelen asociarse con niveles de **hardground** (Vail et al., 1984; Loutit et al., 1988, entre otros). Sin embargo, debe de tenerse en cuenta que no existe una relación directa entre **hardground** y subidas del nivel relativo del mar, sino que estos niveles también se han desarrollado en el registro geológico en condiciones de baja sedimentación, durante caídas del nivel relativo del mar (Vera, 1989a; Gómez y Fernández-López, 1992). A este respecto, adquiere una especial importancia el estudio de los aspectos tafonómicos para poner de manifiesto el contexto en el que se han generado estos **hardground** (Marques et al., 1991; Gómez y Fernández-López, 1992).

Otra de las premisas a tener en cuenta en la evolución genética de los cuerpos sedimentarios

es la intervención de factores como el volumen de aportes o la relación tectónica/subsidencia. El alcance de la impronta tectónica ha sido valorado de diferente manera según los autores. Así, mientras Vail y colaboradores le dan una importancia secundaria en la formación de secuencias deposicionales, otros autores (Megfás, 1982; González et al., 1988; Pardo et al., 1989) dividen el relleno de una cuenca en unidades tectosedimentarias (UTS) cuya génesis está condicionada, en gran medida, por el efecto tectónico. En el área estudiada, Marques et al. (1989, 1991) y Rodríguez-Tovar (1990) analizan la interacción tectónica/eustatismo durante el Jurásico superior, reconociendo fases de actividad tectónica de periodo corto que intervienen en la evolución del registro sedimentario. Este hecho indujo a los autores al reconocimiento de la secuencia de reestructuración (**restructuring sequence** en Marques et al., 1989, 1991), interpretada como secuencia tectono-eustática regional (Rodríguez-Tovar, 1990) para un determinado intervalo temporal. Hallam (1988), en una reevaluación de la eustasia jurásica, pone de manifiesto que la infravaloración de la importancia de la tectónica regional, junto con un inadecuado control bioestratigráfico, son los factores que condicionan la distorsión u omisión en la curva Exxon al caracterizar la eustasia durante este período (Hallam, 1988, p. 271).

C) Como fue comentado anteriormente, el reconocimiento de un mayor número de discontinuidades que limitan secuencias deposicionales en las nuevas propuestas determinará la existencia de un mayor número de secuencias y por tanto, de cortejos sedimentarios. En este punto se vuelve a hacer una llamada de atención a la comparación entre la evolución observada sobre el terreno y las propuestas del Grupo Exxon.

D) Un aspecto interesante es el tiempo de inicio de un cortejo sedimentario. Si como ponen de manifiesto Van Wagoner et al. (1988, p. 42), el tiempo de inicio de un cortejo sedimentario es función de la interacción entre la eustasia, el aporte de sedimento y la tectónica, entonces el inicio de un determinado cortejo estará, razonablemente, en función de las características particulares del área. Este hecho influirá, por tanto, en la correlación entre la evolución secuencial en una determinada área y la propuesta del Grupo Exxon.

E) En lo que respecta a divisiones menores del registro sedimentario (parasecuencias, conjuntos de parasecuencias), su caracterización también reviste cierta complicación. A este respecto, estudios como el análisis icnológico (Savrda, 1991) pueden ser de gran ayuda para su reconocimiento.

Cuando se comparan algunas propuestas establecidas para un mismo intervalo temporal, se ponen de manifiesto las diferencias existentes entre los esquemas secuenciales reconocidos por distintos autores. En concreto, para el Kimmeridgiense inferior *s. gallico* podemos reconocer (Fig.93):

1- Propuestas en las que no se identifica ningún límite de secuencia en todo el intervalo temporal. En este caso se reconoce, únicamente, parte de una secuencia deposicional (Aurell, 1990, 1991).

2- Ejemplos en los que se diferencia un único límite, reconociéndose dos secuencias distintas. En este caso el número de cortejos sedimentarios diferenciados varía entre 3 (Cubaynes et al., 1989; Gutowski, 1992), 4 (Haq et al., 1987, 1988; Strohmenger et al., 1991) o incluso 5 (Atrops & Ferry, 1989; Dromart, 1989).

3- Propuestas en las que se establecen dos límites de secuencia, diferenciándose un número variable de cortejos sedimentarios (Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990; Ponsot & Vail, 1991a,b; Ponsot-Jaquin, 1992).

La variación entre las distintas propuestas puede estar relacionada, no sólo con las características particulares de cada una de las áreas estudiadas, sino con la confusión al definir los

ciclos de 3er orden o las secuencias deposicionales. Esta confusión puede ser consecuencia de: a) el amplio rango temporal con el que inicialmente se definieron estos ciclos, b) la variación que ha sufrido ese rango desde las primeras a las últimas propuestas, y c) la relación que se ha establecido entre los ciclos de 3er orden y las secuencias deposicionales.

a) Respecto al amplio rango temporal con el que inicialmente se definieron estos ciclos, Mitchum (1977) define como ciclo de 3er orden, o ciclo de subida y caída del nivel del mar en sentido estricto, a un ciclo de cambio eustático o del nivel relativo del mar que tiene una duración de 1 a 10 millones de años. El mismo autor propone como ciclo de 2º orden, o superciclo, a un ciclo de cambio eustático o del nivel relativo del mar, durante el cual se deposita una supersecuencia con una duración de 10 a 80 millones de años.

Vail et al. (1977) reconocen que si hay suficiente aporte de sedimento disponible, una o más secuencias son depositadas durante un ciclo de subida y caída del nivel relativo del mar, pero que si el ciclo cuenta con una continua subida relativa y una estabilización del nivel del mar sólo se deposita una secuencia durante ese tiempo.

Trabajos posteriores han puesto de manifiesto, claramente, la correlación existente entre los ciclos de 3er orden y las secuencias deposicionales (Haq et al., 1987, 1988, entre otros). A este respecto, en esta última propuesta, Haq et al. (1988) reconocen ciclos de tercer orden para el Jurásico con rangos de 5, 8 y 9 millones de años (LZA-3.3.2, LZA-1.1.1 y UAB-2.2.1, respectivamente), frente a otros próximos en el tiempo de 1, 3 y 4 millones de años (LZA-4.4.1, LZA-2.2.1 y UAB-3.3.1, respectivamente):

CICLO	UAB-2.2.1	UAB-3.3.1	LZA-1.1.1	LZA-2.2.1	LZA-3.3.2	LZA-4.4.1
INTERVALO TEMPORAL	Rhaetiense p.p.- Hettangiense p.p.	Hettangiense p.p.- Sinemuriense p.p.	Aalenense p.p.- Bajociense p.p.	Bajociense p.p.	Calloviense p.p.- Oxfordiense p.p.	Oxfordiense p.p.
RANGO (Ma)	9	4	8	3	5	1

Este hecho debe de tenerse en cuenta cuando se correlacionan diferentes propuestas (Fig.93). Así, mientras algunas secuencias estarían en el rango más pequeño, otras como ocurre en las propuestas de Aurell (1990, 1991), estarían entre los 6 y 8 millones de años de duración, de forma que aún siendo secuencias de depósito o ciclos de 3er orden, según la definición inicial, sin embargo son más semejantes a los superciclos que a los ciclos o secuencias de depósito propuestos por Haq et al. (1987) para el Jurásico superior, tal como reconoce el propio autor (Aurell, 1990). Por tanto, la correlación entre las distintas propuestas de los ciclos de 3er orden puede crear confusión al involucrar rangos temporales completamente diferentes.






b) Unido al amplio rango temporal asignado a los ciclos de 3er orden, otro aspecto que puede ocasionar confusión es la variación de ese rango en algunos trabajos. Como he dicho anteriormente, Mitchum (1977) les asigna un rango que oscila entre 1 y 10 millones de años. Este rango ha sido utilizado en numerosos trabajos y como se apuntó en la última propuesta publicada (Haq et al., 1988), se reconocen ciclos en el Jurásico que incluso alcanzan los 9 millones de años. Sin embargo, existen otros trabajos posteriores a la propuesta de Haq et al. (1988) en los que el rango asignado a estos ciclos ha variado. Así, Vail & Eisner (1989) asignan a los ciclos de 3er orden un rango entre 0.8 y 4 millones de años, mientras Vail et al. (1991) y Duval et al. (1992) asignan un rango entre 0.5 y 3 millones de años a los ciclos de 3er orden, y entre 3-50 millones de años a los de segundo orden.

Esto ha propiciado, en trabajos recientes, que mientras algunos autores hacen referencia a los rangos entre 1 y 10 millones de años al referirse a los ciclos de 3er orden (Vera et al., 1989b; Aurell, 1990; Miall, 1991), otros hacen referencia a valores de 0.5-5 millones de años (Mitchum & Van Wagoner, 1991), o de 0.5-3 millones de años (Thierry & Vail, 1991). Esto implica que lo que para algunos autores son intervalos correspondientes a ciclos de 3er orden, para otros se incluirían dentro de ciclos de 2º orden, con la inherente confusión que esto conlleva de cara a la correlación de las diferentes propuestas.

c) Por último, otro aspecto que puede provocar confusión es la relación existente entre los ciclos de 3er orden y las secuencias deposicionales. A este respecto, en la mayoría de los trabajos publicados se identifican secuencias deposicionales como aquellas secuencias depositadas durante el intervalo temporal que ocupa un ciclo de 3er orden. De esta manera, el rango temporal de una secuencia deposicional debería coincidir con el de los ciclos de 3er orden. Sin embargo, mientras Vail et al. (1991, p. 619) asignan a los ciclos de 3er orden un rango entre 0.5-3 millones de años, estos autores asignan a la secuencia deposicional un rango de 0.5-5 millones de años (Vail et al., 1991, p. 623). Por tanto, algunas secuencias podrían depositarse dentro del intervalo correspondiente a ciclos de 2º orden, pero ciclos de 2º orden no de los definidos inicialmente por Mitchum (1977) con un rango entre 10-80 millones de años, sino de los propuestos por Vail et al. (1991) y Duval et al. (1992) con un rango entre 3-50 millones de años. Esto mismo parece también deducirse cuando Duval et al. (1992) tratan los "sequence cycles" o (ciclos de las secuencias) y los identifican como ciclos de 3er orden, aunque reconocen que algunos de estos ciclos pueden ser de mayor orden durante edades particulares o ciertas fases de un ciclo de secuencia de 3er orden.

Conocidas las limitaciones del método, se ha utilizado la estratigrafía secuencial como metodología de análisis de cuencas en las sucesiones estudiadas considerando las ventajas enumeradas al principio. No obstante, para una buena caracterización secuencial en la sucesión será conveniente utilizar el mayor número de datos posibles. En concreto, un estudio integrador compuesto de datos procedentes de análisis estratigráficos, litológicos, granulométricos, texturales, mineralógicos, geoquímicos, tafonómicos, icnológicos etc., enriquecerá el conocimiento general y la interpretación de la sucesión.

En este contexto, como se explicará posteriormente, adquiere un especial interés el estudio de las asociaciones fósiles, el análisis ecoestratigráfico de la sucesión, enriqueciendo al análisis de estratigrafía secuencial y a su vez recíprocamente enriquecido por este, tal como lo han propuesto Olóriz et al. (1991, 1993, 1994).

-  Cortejo de alto nivel
-  Cortejo de borde de plataforma
-  Cortajos de alto nivel/borde de plataforma
-  Cortejo de bajo nivel
-  Cortejo transgresivo
- Límite de secuencia
- Límite de secuencia de posición aproximada
- Superficie basal de progradación
- - - Superficie transgresiva
- - - - Superficie basal de progradación o transgresiva de posición aproximada

A

BIOCRONO-ESTRAT.	EDAD (ma)	PROPUESTAS		
CYMODOCE	142.5	Vail et al. (1987)	Haq et al. (1987,1988) Strohmeinger et al. (1991)	Ponsot & Vail (1991a,b) Ponsot-Jaquin (1992)
	143			
BAYLEI	143.5	Haq et al. (1987,1988)	Vail et al. (1987)	Ponsot & Vail (1991a,b) Ponsot-Jaquin (1992)
	144			
	144,5			
	145			
	145,5			

B

BIOESTRATIGRAFIA		PROPUESTAS						
Hantzpergue et al. (1991)		Cubaynes et al. (1989)	Atrops & Ferry (1989)	Dromart (1989)	Aurell (1990)	Aurell (1991)	Marques et al. (1989, 1991) Rodríguez-Tovar (1990)	Gutowski (1992)
DIVISUM	CYMODOCE							
HYPSELO-CYCLUM								
PLATYNOTA	RUPELLENSE							

Fig. 93.- Propuestas de evolución secuencial para el Kimmeridgiense inferior *s. gallico*. A) Correlaciones en base a la biocronoestratigrafía y edad en millones de años según Haq et al. (1987, 1988). B) Correlaciones en base a la bioestratigrafía según Hantzpergue et al. (1991).

IV.2-3. CARACTERIZACION SECUENCIAL DE LA SUCESION ESTUDIADA

La propuesta secuencial para el intervalo estudiado será argumentada con aquellas características más significativas de la sucesión (litológicas, granulométricas, mineralógicas, etc.), que son fundamentales para su correcta interpretación. El estudio sobre el terreno (análisis macroscópico de la sucesión), junto con el análisis de laboratorio (estudios texturales, mineralógicos, granulométricos, etc.), ha aconsejado diferenciar dos sectores. Por un lado se analizará la sucesión en el Algarve (perfiles de Rocha-Pozo y Vale da Burra), mientras por otro se estudiarán, agrupados, los perfiles seleccionados en el dominio Prebético. No se ha realizado ninguna subdivisión dentro de la Zona Prebética ya que, a grandes rasgos, los distintos perfiles poseen características similares y las diferencias pueden ser interpretadas, mayoritariamente, en base a gradientes de proximalidad-distalidad y a la influencia de efectos locales.

Se ha desestimado la caracterización del medio de depósito ya que previamente había sido correctamente interpretado en sus rasgos generales (García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; García-Hernández et al., 1989). Por el contrario, se ha pretendido aumentar el conocimiento sobre el intervalo Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense medio (parte inferior), a partir de la caracterización sedimentaria y ecostratigráfica de la sucesión. Por otra parte, la selección de los perfiles estudiados ha determinado que el análisis se centre en las partes medias de las plataformas; en consecuencia quedan por realizar las investigaciones equivalentes en regiones más distales, que permitan precisar la caracterización completa de la plataforma y su evolución sedimentaria y ecostratigráfica. Para ello se caracterizarán las discontinuidades y las secuencias diferenciadas en este intervalo. La comparación con otras propuestas realizadas para este intervalo (Fig. 93) enriquecerá el conocimiento de la sucesión.

En trabajos previos a esta investigación se ha iniciado la caracterización secuencial de los materiales Jurásicos depositados en el paleomargen Sudibérico. Con mayor o menor precisión, la sucesión analizada en esta investigación ha sido estudiada en el contexto general de evolución secuencial del paleomargen. En la Zona Prebética, a grandes rasgos, algunos autores reconocen la existencia de una megasecuencia (2ª megasecuencia) asignada al Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior, en el interior de la cual diferencian una secuencia menor que comprende el Kimmeridgiense inferior (García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; García-Hernández et al., 1989). Acosta (1990) reconoce una secuencia deposicional Kimmeridgiense-Berriasense superior para un sector de la Sierra de Cazorla en la Zona Prebética, en la cual incluye diversos conjuntos litológicos, entre ellos la alternancia rítmica margoso-calcárea aquí estudiada. Trabajos más detallados, centrados fundamentalmente en parte o en la totalidad del Jurásico superior, han analizado el registro sedimentario a partir de la diferenciación de una serie de discontinuidades y de la caracterización secuencial de los sedimentos registrados entre ellas (Marques & Olóriz, 1989b para el Algarve; Marques et al., 1989, 1991 para el margen Sudibérico; Rodríguez-Tovar, 1990 para una parte de la Zona Prebética).

Antes de iniciar la caracterización secuencial de la sucesión conviene destacar la dificultad de reconocer en estas áreas el esquema secuencial propuesto por Vail y colaboradores. Aunque se han diferenciado dos secuencias, reconociendo en alguna de ellas incluso la distribución teórica de cortejos sedimentarios, la situación paleogeográfica del área de depósito en la parte media de la plataforma dificulta el reconocimiento de las discontinuidades de tipo 2. En concreto, el registro sedimentario más fácilmente reconocible estaría formado por un complejo progradante (**complex of progradation** en Marques et al. (1989, 1991)), equivalente a un cortejo de alto nivel + un cortejo de borde de plataforma, y un cortejo transgresivo. La calibración bioestratigráfica contribuye a la diferenciación

interna dentro del complejo progradante.

Con la intención de facilitar el estudio, la numeración de las discontinuidades y secuencias deposicionales será la utilizada por Marques et al. (1989, 1991) y Rodríguez-Tovar (1990).

IV.2-3.a. Caracterización de discontinuidades

IV.2-3.a.1. Discontinuidad DVIII

Correlacionable con D7 en el Algarve (Marques & Olóriz, 1989b). Esta discontinuidad ha sido reconocida en la base de todos los perfiles excepto en Vale da Burra y Elche-Férez (Fig.94). Su edad y aspecto en el afloramiento son variables a lo largo del margen Sudibérico.

Expresión de la discontinuidad en la Zona Prebética

La expresión de la discontinuidad es variable según los afloramientos. Se reconocen dos posibilidades:

A) En la mayoría de los afloramientos (perfiles de PL, SS, NV y FA) se reconoce una superficie irregular, más o menos ferruginizada, localizada a techo de una sucesión de facies anoduladas de edad Oxfordiense tardío. En la parte superior de esta sucesión aumenta de manera progresiva el grado de concentración de bioclastos, alcanzando su máxima expresión en la superficie que corona esta sucesión. Esta superficie se caracteriza por la alta concentración de restos fósiles. La asociación de macroinvertebrados fósiles está dominada por ammonites y belemnites. En menor proporción se registran esponjas (fundamentalmente en el perfil de FA, donde son bastante abundantes), braquiópodos, crinoides, equinodermos, bivalvos, corales, gasterópodos y briozoos, entre otros. También se reconocen algunos aptychus.

El estudio de la superficie sobre el terreno pone de manifiesto algunos rasgos significativos:

- Aunque la superficie posee un aspecto irregular, no se reconocen estructuras sedimentarias que puedan relacionarse con procesos de erosión y/o transporte.

- La alta concentración de bioclastos se produce sin una orientación preferencial de los mismos (se reconocen formas de orientación variable en la horizontal y vertical). Asimismo, no se registra ni gradación, ni selección de los clastos por su tamaño. Salvo casos particulares, los bioclastos no se encuentran en contacto, siendo frecuente la existencia de una matriz de grano fino entre ellos.

- El grado de conservación de los restos es bastante elevado. En la mayoría de los casos los fósiles conservan la concha. Asimismo, es frecuente encontrar partes delicadas bien conservadas (ej. estructuras esqueléticas de las esponjas).

- En general, ni la fragmentación ni la deformación de los restos es importante. Ocasionalmente se reconocen restos de ammonites corroídos y equinodermos erosionados.

- En ocasiones, perfil de FA, se reconocen esponjas en posición de vida o poco removilizadas.

- La bioturbación de la superficie es escasa. A veces se observan **Chondrites** en el interior del estrato que posee a techo la superficie ferruginizada (perfil de PL). En el perfil de FA se registran trazas de **Chondrites** y **Thalassinoides** en la matriz que rellena las irregularidades de la superficie.

- En general la colonización no es importante. En algunos casos se reconocen serpúlidos colonizando restos de ammonites y esponjas. Ocasionalmente se han encontrado ostreoides sobre la superficie, o incluso directamente sobre restos de esponjas.

El análisis de microfacies pone de manifiesto los siguientes aspectos:

- Se reconoce una variabilidad textural de la matriz, así como una diferenciación de tonalidades gris-ocre. Sin embargo, ni se registra una diferenciación selectiva del color, ni una relación evidente textura/color.
- En algunos casos se observan diferencias texturales entre el sedimento que rellena los bioclastos y la matriz que los envuelve.
- Se registran granos de glauconita.
- Es frecuente la presencia de rellenos calcícticos en los fragmentos de ammonites.
- Se ha puesto de manifiesto la existencia de microperforaciones en conchas de bivalvos, espículas de equinodermos, etc.

La edad de esta superficie es variable:

1- En la mayoría de las ocasiones esta superficie registra la presencia de *Subnebrodites planula* (HEHL) y *Sutneria galar* (OPPEL) como fósiles más indicativos (SS, NV y FA). En este caso, la superficie pertenecería a la Subzona Galar (Zona Planula, Oxfordiense Superior). El posible hiato asociado varía de unos perfiles a otros:

a) En SS y NV, la ausencia de ammonites en los materiales margosos que existen inmediatamente por encima de la superficie impide una detallada calibración del hiato. Sin embargo, los estratos margocalizos reconocidos sobre estas margas registran la presencia de *Sutneria platynota* (REINECKE) y de otros fósiles asignables a la Subzona Desmoides (Zona Platynota, Kimmeridgiense basal). En este caso el hiato, si es que existe, abarcaría el techo del Oxfordiense superior (parte de la Subzona Galar) y/o la extrema base del Kimmeridgiense basal (parte o la totalidad de la Subzona Orthosphinctes y/o parte de la Subzona Desmoides).

En concreto, la edad de la superficie sería Oxfordiense tardío (intra-Subzona Galar) o límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

b) En FA, sobre la superficie continúa el registro de formas pertenecientes a la Subzona Galar (*Subnebrodites planula* (HEHL) *Sutneria galar* (OPPEL)). En este caso el hiato, si existe, tendría un rango inferior al de horizonte bioestratigráfico, registrándose en el interior de la Subzona Galar.

La edad de la superficie sería Oxfordiense tardío (intra-Subzona Galar).

2- En algunos casos (perfil de PL), como han puesto de manifiesto Olóriz y Rodríguez-Tovar (1993b), la superficie ferruginizada registra la presencia de *Sutneria platynota* (REINECKE) además de *Subnebrodites planula* (HEHL) y *Sutneria galar* (OPPEL). Sobre esta superficie se encuentran las margas pobres en restos de macroinvertebrados fósiles, y por encima los estratos margocalizos asignados a la Zona Platynota (Subzona Desmoides). En este caso el hiato, si es que existe, se reconocería dentro de la Zona Platynota y abarcaría parte de la Subzona Orthosphinctes y/o parte de la Subzona Desmoides.

En cualquier caso la edad de la superficie es intra-Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior).

B) En algunos perfiles (Riogazas-Chorro), el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se reconoce en el interior de una sucesión margoso-calcárea registrada desde el Oxfordiense superior. En este caso, el techo de la sucesión oxfordiense, reconocido bioestratigráficamente, se sitúa en una superficie de apariencia planar, a techo de un estrato calizo de aspecto ligeramente anodulado.

Las formas registradas más modernas pertenecientes al Oxfordiense superior son *Sutneria galar* (OPPEL) y mayoritariamente *Subnebrodites minutum* (DIETERICH), siendo el registro de

Subnebrodites planula (HEHL) comparativamente escaso. Sobre la superficie se registran las margas pobres en restos de macroinvertebrados fósiles y encima los estratos margocalizos asignados al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota). En este caso, la continuidad sobre el terreno parece ser manifiesta. Sin embargo, la escasez de *Subnebrodites planula* (HEHL) podría indicar que parte de la Zona Planula está ausente, o que esta se encuentra representada en el material margoso suprayacente.

En cualquier caso, la superficie reconocida a techo de la sucesión caliza oxfordiense sería de edad Oxfordiense tardío (intra-Subzona Galar) o quizás límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Expresión de la discontinuidad en el Algarve

De los perfiles estudiados, el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense únicamente ha podido ser analizado en detalle en el perfil de Rocha-Pozo.

En este perfil, el límite se reconoce en el interior de una alternancia margoso-margosocalcárea en la que no se diferencian superficies claramente distintivas en torno al límite. La determinación bioestratigráfica de este límite encierra ciertas dificultades dada la escasez de fauna característica del techo del Oxfordiense superior. Aunque se observa una manifiesta continuidad en la sedimentación, la ausencia de una detallada caracterización bioestratigráfica impide que pueda descartarse la existencia de un hiato en torno a este límite. En concreto, aunque Marques & Olóriz (1989b) reconocen la ausencia de Subzona Galar, es posible que al menos parcialmente estuviese representada, por lo que son necesarios estudios bioestratigráficos de gran precisión en la parte terminal del Oxfordiense superior.

Interpretación:

El carácter progresivo y múltiple reconocido en el nivel de condensación ha sido interpretado como consecuencia de fluctuaciones de rango menor en un contexto de "bypassing". El resultado de esta evolución es la progresiva, pero discontinua, acentuación del carácter condensado de la sedimentación, que culminará con la diferenciación de la superficie estudiada. La ausencia de trazas manifiestas de erosión, junto con los rasgos anteriormente mencionados, pudiera relacionarse con tendencias de ascenso del nivel del mar. La diferente manifestación de esta tendencia (superficies ferruginizadas, planares, etc.), puede ser interpretada en relación con diferencias topográficas en la cuenca de depósito.

Cuando se analiza la curva de short term y el perfil de solapamiento costero (coastal onlap) para este intervalo (Haq et al., 1987, 1988), se reconoce una coincidencia bastante importante, con alteraciones menores, con la sección condensada diferenciada a techo del cortejo transgresivo perteneciente al ciclo de 3er orden 4.4, del superciclo de 2º orden LZA-4, en fase de alto nivel eustático.

La correcta caracterización de la superficie es un punto de partida de gran importancia para la interpretación secuencial de la sucesión. Cuando se analizan las propuestas secuenciales para el intervalo en torno al límite Oxfordiense/Kimmeridgiense, las interpretaciones son diversas:

- Haq et al. (1987, 1988) sitúan el límite en el interior de la sección condensada desarrollada a techo de un cortejo transgresivo.
- Atrops & Ferry (1989) y Dromart (1989) lo colocan en el interior (parte basal) de un cortejo transgresivo.
- Cubaynes et al. (1989) y Gutowski (1992) en el interior de un cortejo de alto nivel.
- Aurel (1990, 1991) en el interior de un cortejo de borde de plataforma y de un cortejo de

bajo nivel respectivamente.

- Ponsot & Vail (1991a, b) y Ponsot-Jacquín (1992) proponen un límite de secuencia deposicional cercano al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. En concreto, el límite de secuencia sería algo más antiguo (≈ 145.2 Ma según los autores).

De las distintas propuestas, podemos diferenciar aquellas que lo situarían en el interior de una secuencia deposicional, fundamentalmente en la parte superior de un cortejo transgresivo (Haq et al., 1987, 1988; Atrops & Ferry, 1989; Dromart, 1989), de aquellas que lo reconocen cercano a un límite de secuencia de tipo 1 ó 2 según los trabajos (Aurell, 1990, 1991; Ponsot & Vail, 1991a,b; Ponsot-Jacquín, 1992).

La diferenciación entre un límite de secuencia, fundamentalmente de segundo orden, y una superficie basal de progradación puede ser complicada. Como ponen de manifiesto Haq et al. (1987 pg.1160, 1988 pgs.84-85), los cambios litológicos y faunísticos que acompañan a la superficie basal de progradación pueden inducir confusión respecto a un límite de secuencia.

Teniendo en cuenta que en el área estudiada faltan afloramientos en los que se puedan reconocer otras relaciones estratales distintas a la concordancia, la diferenciación entre ambas discontinuidades resulta aún más compleja. En superficie, un límite de secuencia deposicional debería caracterizarse por la presencia de cambios de facies importantes, y otros rasgos relacionados con la exposición subaérea de parte o de la totalidad de la plataforma. Una superficie basal de progradación se acompaña, asimismo, de cambios de facies a veces importantes, a los cuales pueden ir ligados erosiones submarinas menores.

La caracterización debe de abordarse, por tanto, no exclusivamente a partir del estudio de la propia superficie, sino analizando la evolución secuencial de los sedimentos antes y después de la superficie.

En general, en torno al límite de las Zonas Bimammatum-Planula, se reconoce un cambio desde facies marcadamente carbonatadas a otras en las que aumenta el componente arcilloso y bioclástico. Progresivamente a lo largo de la Zona Planula aumenta el carácter anodulado de los estratos y la abundancia de restos fósiles. En concreto, hacia el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense la concentración es máxima, siendo el carácter condensado bastante manifiesto en los 2 ó 3 últimos estratos reconocidos. El carácter múltiple del nivel de condensación diferenciado en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, en el que no se reconocen trazas erosivas manifiestas, puede ser interpretado como producto de pequeñas fluctuaciones eustáticas que originarían la ralentización progresiva de la sedimentación y el aumento del carácter condensado de los estratos.

Teniendo en cuenta estos rasgos generales de evolución secuencial a lo largo de la Zona Planula (y en algunos casos parte basal de Platynota) y los rasgos de la superficie anteriormente comentados, es posible correlacionar esta evolución con la de un intervalo transgresivo a techo del cual se desarrolla una sección condensada.

Esta interpretación necesita el comentario de una serie de hechos significativos:

a) La importante entrada de material siliciclástico que sucede a la superficie, b) la heterocronía de la misma a lo largo del paleomargen, y c) la existencia de material de composición textural diferente a la matriz.

a) Si se interpreta la existencia de una sección condensada, sobre esta se depositaría un cortejo de alto nivel, al menos en teoría. El importante registro margoso reconocido sobre la discontinuidad no parece responder a la teórica evolución de un cortejo de alto nivel, en el contexto paleogeográfico y sedimentario admitido para el área estudiada.

Este registro va a estar relacionado con dos hechos importantes reconocidos en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en los diferentes sectores del margen Sudibérico (García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989; García-Hernández et al., 1989; Marques et al. 1989, 1991): el aumento de la subsidencia y la generalización de la

inestabilidad tectónica. El aumento de la subsidencia tectónica en relación con el depósito de materiales de edad Kimmeridgiense ha sido ampliamente registrado, asimismo, en otras partes de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Costero Catalana, Salas, 1987, 1989; Alonso et al., 1989; Aurell, 1990, 1991).

En la sucesión estudiada, los fenómenos de inestabilidad tectónica y aumento de la subsidencia se superponen, interrumpiendo la teórica evolución secuencial durante el desarrollo del cortejo transgresivo. Como consecuencia se produce una fase de somerización que previsiblemente respondería a un mayor relleno del espacio de acomodación. Los fenómenos erosivos ligados a este periodo van a dar lugar al incremento de material siliciclástico que se refleja en los potentes niveles margosos reconocidos en la base de la sucesión.

En aquellos perfiles en los que la acumulación de siliciclásticos sea más tardía (perfil de Puerto Lorente), la superficie registrada podría ser la superficie de máxima inundación marina. En aquellos otros en los que la impronta sea más temprana (perfil de Fuente Alamo), la superficie corresponderá a una de las superficies de inundación que se reconocen entre las parasecuencias que componen la sección condensada.

La importancia de este fenómeno a lo largo del paleomargen ha sido puesta de manifiesto por Marques et al. (1989, 1991). Estos autores reconocen la "final Oxfordian crisis" como un período de perturbación del registro sedimentario inducido por la inestabilidad tectónica. Este fenómeno ha determinado que la discontinuidad D VIII sea considerada como una superficie basal de progradación retocada tectónicamente e interpretada como una discontinuidad con evidencias de erosión, aunque de origen tectónico. A esta discontinuidad se asocian fenómenos erosivos y un aumento de la subsidencia bastante importantes.

b) La heterocronía de la superficie (desde intra-Subzona Galar a intra-Zona Platynota) podría inducir a equívocos respecto a su interpretación. Sin embargo, el carácter heterocrono de la discontinuidad es ajeno a su propia formación, es un ruido inducido por factores regionales. La variación de edad de la superficie, así como su diferente manifestación, van a estar condicionadas por las características particulares de cada una de las áreas de depósito. En concreto, en áreas comparativamente elevadas durante el Oxfordiense terminal y Kimmeridgiense basal (perfil PL) el registro sedimentario relacionado con el proceso de aumento de la inestabilidad y de la subsidencia será más tardío. En áreas más deprimidas (perfiles de SS, NV y FA) dicho registro sedimentario será más temprano. Asimismo, el mayor o menor desarrollo de una superficie vendrá determinado por las características locales del área de depósito, siendo la impronta menor en aquellas áreas en las que la estratificación rítmica se reconoce desde el Oxfordiense superior (Riogazas-Chorro y Algarve).

c) La presencia de material cuya composición textural es variable pudiera relacionarse con procesos de contaminación sedimentaria. Sin embargo, estos cambios no son demasiado manifiestos, ya que no se reconocen fenómenos de condensación tafonómica (s. Gómez y Fernández-López, 1992), al menos a escala de horizonte biostratigráfico, lo que permite descartar la idea de la existencia de una superficie erosiva correlacionable con un límite de secuencia deposicional. Esta ligera contaminación pudiera relacionarse con los fenómenos de **ravinement** que acompañan al desarrollo de las superficies transgresivas que se registran en la base de las secuencias retrogradantes (Vail et al., 1991). Asimismo, el carácter irregular de la superficie pudiera estar relacionado con procesos de bioturbación, a los cuales se asociarían los cambios registrados en las microfácies.

IV.2-3.a.2. Discontinuidad DIX

Datada en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum (Kimmeridgiense

inferior), esta discontinuidad (Fig.94) es bioestratigráficamente correlacionable con D8 en el Algarve (Marques & Olóriz, 1989b).

Cuando se analiza la sucesión en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum, se registran cambios importantes en las características sedimentarias. Sin embargo, tan solo localmente estos cambios se relacionan con una superficie característica.

Expresión de la discontinuidad en la Zona Prebética

La caracterización de la superficie que delimita las Zonas Platynota e Hypselocyclum sólo ha sido posible en el perfil de Puerto Lorente. En este perfil se reconoce una superficie, más o menos planar, algo bioturbada (**Chondrites**), en la que se detecta un ligero aumento de la concentración de bioclastos.

En el resto de perfiles no ha sido posible caracterizar esta superficie. La existencia de una bioestratigrafía menos precisa (NV, FA), o un importante grado de dolomitización secundaria (SS, EF) han impedido su identificación con detalle.

Aunque la caracterización de la superficie propiamente dicha sea difícil, sin embargo son importantes los cambios registrados en los parámetros analizados (granulometría, mineralogía, etc.), en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum. Aunque estos cambios se comentarán posteriormente, quizás destacar el aumento del tamaño de grano en la parte basal de la Zona Hypselocyclum, acompañado por un incremento en la razón siliciclásticos/carbonatos y en el porcentaje de caolinita.

Expresión de la discontinuidad en el Algarve

En el Algarve (perfiles de Rocha-Pozo y Vale da Burra) tampoco se ha precisado la superficie límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum. Sin embargo, al igual que ocurre en el Prebético, en el Algarve se producen cambios significativos en torno a ese límite. En concreto, se inicia la implantación de los potentes biohermos de esponjas y estromatolitos, ampliamente desarrollados en este sector. Como es usual, la implantación de cuerpos bioconstruidos se relaciona con una superficie basal irregular.

Interpretación:

La discontinuidad registrada en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum posee una significación bastante importante. Aunque no se diferencia una superficie claramente distintiva, a partir de este límite se van a producir unos interesantes cambios. Estos cambios pueden estar, en principio, relacionados con la acentuación de la retirada del nivel del mar registrada en la parte superior de la Zona Platynota.

Cuando se analiza la curva de "short term" y el perfil de solapamiento costero en Haq et al. (1987, 1988), así como las propuestas de otros autores en torno a ese límite (Fig.93), en la mayoría de los casos el límite se hace correlacionar con una discontinuidad de tipo 2.

En Haq et al. (1987, 1988) coincidiría con el límite de secuencia de tipo 2 que separa los ciclos de 3er orden 4.4 y 4.5 del superciclo de 2º orden LZA-4. Esta discontinuidad de tipo 2 pondría en contacto, por tanto, un cortejo de alto nivel, a techo del ciclo 4.4, y un cortejo de borde de plataforma, a base del ciclo 4.5.

Como ha sido comentado anteriormente, aunque la superficie no siempre se reconoce con facilidad, los cambios que van a tener lugar en torno a este límite podrían estar relacionados con la

acentuación de la retirada del nivel del mar. En este caso, por tanto, esta discontinuidad podría hacerse coincidir con un límite de secuencia deposicional. La ausencia de trazas erosivas permite descartar la posibilidad de una erosión a lo largo de toda la plataforma y, por tanto, facilita la interpretación de la discontinuidad D IX como un límite de secuencia de tipo 2.

IV.2-3.a.3. Discontinuidad DIX-2

En torno al límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum se reconoce en el perfil de Puerto Lorente una superficie bastante aparente (Fig.94). En el resto de perfiles su diferenciación resulta muy complicada.

Expresión de la discontinuidad en la Zona Prebética

En la Zona Prebética, únicamente en el perfil de Puerto Lorente ha sido posible reconocer una superficie característica, localizada en torno al límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum.

La superficie se ha reconocido a techo de un estrato calizo de unos 20cm de potencia, en el interior de un tramo mayoritariamente carbonatado. La superficie, de aspecto irregular y ferruginizada, se caracteriza por la concentración de organismos (ammonites, corales, bivalvos, braquiópodos y gasterópodos, entre otros).

Expresión de la discontinuidad en el Algarve

Dadas las deficientes condiciones de observación existentes en el Algarve, no ha sido posible reconocer alguna superficie característica en torno al límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum. Sin embargo, no se descarta que en Rocha-Pozo el cambio a facies de aspecto brechoide, registrado en el interior de los sedimentos en los que se engloban los biohermos, se produzca en torno a este límite.

En Vale da Burra, donde el desarrollo de los biohermos es bastante menor, el límite se ha situado, tentativamente, en torno a la parte superior de los mismos, en el inicio de una nueva alternancia margoso-calcárea registrada a techo del cuerpo sedimentario bioconstruido.

Interpretación:

La ausencia de datos impide una interpretación precisa de las condiciones de depósito. Sin embargo, es importante la aparente diferenciación de la superficie en el perfil de PL, destacando el aspecto irregular y la alta concentración de restos fósiles. Este hecho significativo pudiera estar relacionado con el inicio de la recuperación del nivel del mar.

Cuando se analiza la curva de "short term" (Haq et al., 1987, 1988), este período coincide con un momento en el que empieza a recuperarse la curva. La correlación con el perfil de solapamiento costero (Haq et al., 1987, 1988) y la comparación con las propuestas de los distintos autores, pone de manifiesto la asignación, en muchos casos, a una superficie transgresiva que marca el inicio de la recuperación del nivel marino.

En concreto, Haq et al. (1987, 1988) la sitúan entre el cortejo de borde de plataforma y el cortejo transgresivo que forman parte del ciclo de 3er orden 4.5 del superciclo de 2º orden LZA-4. En este sentido pudiera interpretarse la superficie aquí estudiada, correlacionándose con una superficie transgresiva de las reconocidas sobre el cortejo de borde de plataforma.

IV.2-3.a.4. Discontinuidad DX

Bioestratigráficamente correlacionable con D10 en el Algarve (Marques & Olóriz, 1989b).

En el Prebético se reconoce una superficie bastante característica en torno al límite Kimmeridgiense inferior-medio. Sin embargo, sólo ha podido ser bien registrada en el perfil de Puerto Lorente (Fig.94).

A techo de la Zona Divisum se registra una condensación de los sedimentos bastante significativa. El estrato de techo, de unos 37cm de potencia, posee una superficie superior irregular, ferruginizada, caracterizada por la alta concentración de restos fósiles, entre los que destaca el registro de *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL). Esta superficie se ha relacionado con un cambio de facies en el perfil de Rocha-Pozo (Algarve).

Interpretación:

La superficie reconocida a techo de los niveles condensados pudiera ser interpretada en relación con efectos de transgresión marina. La máxima inundación marina origina la condensación de los sedimentos y la concentración de restos fósiles. El máximo grado de condensación estratigráfica queda reflejado en esta superficie.

Cuando se analiza la curva de "short term" (Haq et al., 1987, 1988), este intervalo precede a la inflexión de la curva del nivel del mar. La comparación con el perfil de solapamiento costero de Haq et al. (1987, 1988), y con las distintas propuestas de evolución secuencial, pone de manifiesto su generalizada asignación al techo de una sección condensada, es decir a una superficie de máxima inundación/superficie basal de progradación.

En concreto, Haq et al. (1987, 1988) la sitúan entre el cortejo transgresivo y el cortejo de alto nivel del ciclo de 3er orden 4.5 del superciclo de 2º orden LZA-4. Su asignación a este tipo de superficies parece bastante lógica. Por tanto, esta superficie puede relacionarse con una superficie de máxima inundación/superficie basal de progradación.

IV.2-3.a.5. Discontinuidad DXI

Correlacionable con D11 en el Algarve (Marques & Olóriz, 1989b).

Tanto en el Prebético como en el Algarve se registra un cambio de facies muy significativo en el interior de la Zona Acanthicum (Fig.94). En el perfil de Puerto Lorente se ponen en contacto los sedimentos asignados a la parte basal de la Zona Acanthicum (Kimmeridgiense medio p.p.), con los pisolitos ferruginosos de edad Aptense. En el perfil de Navalperal, la generalización del carácter carbonatado puede relacionarse con este intervalo.

En el Algarve, la generalización de la sedimentación de carbonatos propia de ambientes someros se registra en este intervalo.

La materialización de la superficie no es demasiado evidente. Sin embargo, el cambio litológico reconocido en todo el paleomargen, pone de manifiesto un cambio importante en las condiciones sedimentarias.

Interpretación

El cambio litológico que conduce, en general, al aumento del carácter carbonatado, indica una manifiesta somerización del medio.

La comparación con la curva de "short term" (Haq et al., 1987, 1988), pone de manifiesto

que continúa la acentuación de la caída del nivel del mar, reconocida desde el límite Kimmeridgiense inferior-medio. La comparación con el perfil de solapamiento costero sitúa en torno a este límite una discontinuidad de tipo 2 que separa el cortejo de alto nivel perteneciente al ciclo de 3er orden 4.5, del cortejo de borde de plataforma perteneciente al ciclo de 3er orden 4.6. Esta discontinuidad de tipo 2 pudiera relacionarse con el cambio litológico anteriormente comentado.

IV.2-3.b. Caracterización de secuencias

Una vez caracterizadas las discontinuidades, se puede reconocer la evolución sedimentaria entre las mismas. La diferenciación de las discontinuidades con evidencias de erosión permitirá el reconocimiento de las distintas secuencias. El análisis del resto de discontinuidades y la evolución sedimentaria entre ellas, permitirá caracterizar los cortejos sedimentarios reconocibles en el interior de estas secuencias (Fig.94).

IV.2-3.b.1. Secuencia K.I (secuencia tectono-eustática)

Esta secuencia estaría limitada por: a) la discontinuidad DVIII, superficie basal de progradación con evidencias de erosión, de origen tectónico y b) la discontinuidad D IX, discontinuidad de tipo 2 (Fig.94). Su edad varía de unos perfiles a otros, en relación con la variación de edad de la discontinuidad DVIII; mientras en algunos perfiles (Fuente Alamo) esta secuencia registraría sedimentos desde una parte del Oxfordiense terminal (Subzona Galar p.p.) a toda la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior), en otros (Puerto Lorente) abarcaría prácticamente la totalidad de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior). Se reconocen, además, las situaciones intermedias comentadas en los otros perfiles.

Sin embargo, la evolución de la sucesión entre ambas discontinuidades es bastante similar, con independencia del intervalo temporal representado. Los sedimentos registrados se caracterizan, a grandes rasgos, por una potente sucesión rítmica de margas, margocalizas y calizas, de carácter variablemente arenoso. Los rasgos particulares de la sucesión en cada uno de los sectores serían:

Zona Prebética

Desde el punto de vista macroscópico, a nivel de afloramiento, se reconocen tres partes claramente diferenciadas. Las partes basal y superior se caracterizan por la presencia de potentes intercalaciones margosas, entre las que se reconocen algunos estratos margocalizos. Entre ellas, en la parte media, se reconoce un tramo mayoritariamente carbonatado, compuesto por una sucesión de estratos calizos con algunas intercalaciones margosas de escasa potencia. Ocasionalmente, perfil de Puerto Lorente, se registra un intervalo margoso-margocalizo en la parte media de la sucesión. Destaca la existencia de "slumps" en la parte basal de la Zona Platynota, aunque también son registradas algunas estructuras de deslizamiento en las partes media y superior de esta Zona. La evolución de las características estudiadas de muro a techo de la sucesión (análisis textural, granulométrico, mineralógico, icnológico, etc.), pone de manifiesto las siguientes tendencias:

- El análisis de microfacies muestra un dominio de texturas tipo **mudstone** con alta proporción de clastos y **wackestone**, en las partes basales de la sucesión. Hacia la parte media disminuye el porcentaje de clastos, siendo mayoritarias las texturas de tipo **mudstone** con poca proporción de clastos. Puntualmente se reconocen texturas con mayor proporción de clastos en la parte media de la

sucesión (perfiles de SS y PL). En Fuente Alamo, son bastante abundantes las texturas de tipo **wackestone** desde la parte inferior de la sucesión. A techo, el porcentaje de clastos es el mayor de toda la sucesión, dominando las texturas de tipo **mudstone** con alta proporción de clastos, **wackestone** e incluso **packstone**.

- El tamaño de grano posee unos valores altos en la parte basal de la sucesión, significativamente mayores en las muestras más inferiores. Hacia la parte media se registra un progresivo incremento del tamaño de grano. Los valores más altos de la sucesión se reconocen, generalmente, a techo de la misma.

- La razón siliciclásticos/carbonatos es bastante alta en la parte basal, con un claro aumento desde las muestras oxfordienses a las primeras kimmeridgienses. Este porcentaje disminuye en la parte media, para incrementar significativamente en la parte superior de la sucesión.

- La mineralogía de arcillas presenta tendencias bastante interesantes. El porcentaje de caolinita es alto en las muestras inferiores del tramo basal. Hacia techo de este tramo y durante la parte media de la sucesión, disminuye su proporción. En la parte superior se registran los valores más altos de caolinita o de vermiculita. La proporción de illita y su cristalinidad muestran entre sí tendencias similares y, en general, opuestas a las reconocidas para la caolinita.

- El análisis químico registra las concentraciones más altas de elementos de carácter detrítico a base y/o a techo de la Zona Platynota.

- De la distribución estratigráfica de la bioturbación, destacaría la presencia de trazas de **Diplocraterion** en la parte superior de la Zona Platynota, en los perfiles de SS y FA.

Algarve

En el Algarve la sucesión se encuentra mayoritariamente compuesta por una alternancia margoso-margoscalcárea, reconocida ya desde el Oxfordiense superior. Sin embargo, es significativo el aumento de espesor que registran las intercalaciones margosas reconocidas en la sucesión kimmeridgiense. Asimismo, en otros sectores (perfil de Cotovio) se registra una importante entrada de material siliciclástico a base de la sucesión (Gres de Cotovio).

La evolución de la sucesión a lo largo de la Zona Platynota sólo ha podido ser caracterizada en el perfil de Rocha-Pozo. Los rasgos más significativos son los siguientes:

- El análisis de microfacies muestra la abundancia de texturas de tipo **wackestone** durante toda la Zona Platynota.

- En general se observa un aumento en el tamaño de grano de muro a techo de la sucesión, aunque existen fluctuaciones. Este incremento es significativo en las muestras superiores.

- El análisis mineralógico presenta unos altos valores en la razón siliciclásticos/carbonatos en la base de la sucesión kimmeridgiense. Hacia la parte superior de la sucesión esta razón disminuye.

- El porcentaje de caolinita posee los valores más altos en la base de la sucesión. Hacia techo disminuye la proporción de caolinita y aumenta la de illita. La cristalinidad de la illita posee los valores más bajos a techo de la sucesión.

- El análisis químico muestra las concentraciones más altas de elementos de carácter detrítico fundamentalmente hacia la parte superior de la sucesión.

Interpretación:

Cuando se analiza la sucesión se reconoce una manifiesta relación entre las características registradas y el contexto tectono-eustático durante este intervalo temporal.

En torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, en los diferentes sectores del margen Sudibérico, se ha reconocido un aumento de la subsidencia y una generalización de la inestabilidad tectónica (García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989; García-Hernández et al., 1989; Marques et al., 1989, 1991; Rodríguez-Tovar, 1990). El aumento de la subsidencia tectónica relacionado con la sedimentación kimmeridgiense ha sido ampliamente registrado, asimismo, en otras partes de la Península Ibérica (Cordilleras Ibérica y Costero Catalana en Salas, 1987, 1989; Alonso et al., 1989; Aurell, 1990, 1991).

Los rasgos generales reconocidos en la base de la sucesión pueden ser interpretados en este contexto de inestabilidad tectónica y aumento de la subsidencia. Durante este intervalo se produce el desmantelamiento de los suelos previamente formados, ricos en caolinita y el rejuvenecimiento del relieve, dando lugar al incremento en el porcentaje y cristalinidad de la ilita. Los fenómenos erosivos ligados a este periodo van a originar el incremento de material siliciclástico reconocido a base de la sucesión.

Hacia la parte media, las características registradas son coherentes con un período de relativa estabilidad tectónica. En este período se lograría una topografía más equilibrada y la formación de suelos. Aunque se diferencian algunos "slumps" en la Zona Prebética, no se reconocen rasgos que pongan de manifiesto una importante actividad tectónica. En esta fase domina el depósito carbonatado frente al siliciclástico.

La parte superior de la sucesión en la Zona Prebética se caracteriza por un aumento en el tamaño de grano de las partículas y un incremento en la proporción de siliciclásticos y de caolinita, junto con la disminución en la cristalinidad de la ilita. Estos rasgos pueden ser relacionados con una progresiva retirada del nivel del mar, iniciada ligeramente en la parte media de la sucesión y claramente manifiesta en la parte superior.

En lo que respecta a la parte superior de la sucesión en el perfil de Rocha-Pozo (Algarve), las tendencias son, en parte, similares a las reconocidas en el Prebético (ej. aumento del tamaño de grano, disminución de la cristalinidad de la ilita). Sin embargo, la disminución de la razón siliciclásticos/carbonatos y la caída en la proporción de caolinita, no se corresponden con las tendencias registradas en la Zona Prebética. Este hecho puede interpretarse en relación con la ausencia en el Algarve de datos pertenecientes al techo de la Zona Platynota, dado que se implantan las facies bioconstruidas.

En general, por tanto, la evolución de la sucesión en el intervalo Oxfordiense superior (intra-Subzona Galar)-Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota), según los perfiles, puede ser interpretada en un contexto de retirada progresiva del nivel mar, acentuada en la parte superior de la sucesión. En la parte basal se reconoce un período de aumento de la energía y de la tasa de sedimentación, relacionado con el incremento de la erosión asociada a la inestabilidad tectónica y a la subsidencia.

Cuando se analiza la curva de "short term" y el perfil de solapamiento costero este periodo coincide con un intervalo de progresiva caída en la curva, relacionado por Haq et al. (1987, 1988) y otros autores (Fig.93) con el desarrollo de un cortejo de alto nivel perteneciente a la parte superior del ciclo de 3er orden 4.4. del superciclo de 2º orden LZA-4.

En la sucesión estudiada, la evolución de la sedimentación en este período parece coherente con el desarrollo de un cortejo de alto nivel, pero con algunas consideraciones importantes. La base de la secuencia registra un periodo de importante inestabilidad tectónica, junto con el aumento de la subsidencia. Estos fenómenos interaccionan con la evolución propia del nivel mar durante este intervalo. Este hecho condiciona la interpretación de la superficie inferior, no sólo como una teórica superficie basal de progradación, sino como una discontinuidad con evidencias de erosión de origen tectónico. De esta manera, la secuencia K.I (Fig.94) estaría básicamente compuesta por un cortejo de alto nivel, en este caso comprendido entre dos discontinuidades con evidencias de erosión. Los rasgos particulares de esta secuencia han condicionado su caracterización como una secuencia TECTONO-EUSTÁTICA regional (restructuring sequence en Marques et al. (1991)).

Conviene aclarar la utilización del término secuencia TECTONO-EUSTÁTICA, no sólo respecto de las secuencias deposicionales, comentado anteriormente, sino también respecto de las UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS (UTS), utilizadas en diversos trabajos (Megías, 1982; González et al., 1988; Pardo et al., 1989; Riba, 1989).

Garrido-Megías (1973 en Riba, 1989) definió un nuevo tipo de unidad estratigráfica denominado CUERPO TECTOSSEDIMENTARIO. Posteriormente, Megías (1982) define la UNIDAD TECTOSSEDIMENTARIA ELEMENTAL (UTS) como "una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida". Al definir el CUERPO TECTOSSEDIMENTARIO, Garrido-Megías (1973 en Riba, 1989) fijaba sus límites en discontinuidades sedimentarias en relación con una pulsación tectónica notable. Así, aunque Megías (1982) diferencia la existencia de rupturas tectónicas, sedimentológicas, eustáticas y paleogeográficas, como pone de manifiesto Riba (1989, pg. 196) al comparar las UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS con las SECUCIONES DEPOSICIONALES, las UTS se basan más en la tectónica, o exclusivamente en ella, mientras las SECUCIONES DEPOSICIONALES se fundamentan en las oscilaciones del nivel del mar.

En nuestro caso, la secuencia diferenciada no deja de estar fuertemente influenciada por el contexto eustático, como así lo demuestra la DISCONTINUIDAD D IX (por ello se incluiría dentro de las SECUCIONES DEPOSICIONALES), sin embargo la parte basal de la misma y en concreto la DISCONTINUIDAD DVIII está en gran medida influenciada por el contexto tectónico (a este respecto tendría cierta relación con las UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS). Por este motivo, se ha creído más conveniente hablar de una secuencia híbrida TECTONO-EUSTÁTICA, antes de decantarse por una de las anteriormente mencionadas.

IV.2-3.b.2. Secuencia K.II (secuencia deposicional)

Esta secuencia deposicional agrupará los sedimentos limitados a base por la discontinuidad DIX y a techo por la discontinuidad DXI (Fig.94). Su intervalo temporal abarcaría, por tanto, desde el límite entre las Zonas Platynota-Hypsocyclus (Kimmeridgiense inferior) hasta un horizonte intra-Zona Acanthicum (Kimmeridgiense medio).

Cuando se analiza este intervalo en la curva de short term y en el perfil de solapamiento costero, se reconoce su coincidencia con el ciclo de 3er orden 4.5 del superciclo de 2º orden LZA-4. La evolución de la sucesión a lo largo de este período parece, asimismo, correlacionarse con el desarrollo de los distintos cortejos diferenciados dentro de la secuencia deposicional. En concreto, de muro a techo de la sucesión se reconoce:

a) Entre las DISCONTINUIDADES DIX y DIX-2, en la parte inferior de la secuencia que se corresponde con los sedimentos depositados durante la Zona Hypsocyclus, los cambios registrados

en las facies se manifiestan de manera diferente en el Prebético y en el Algarve.

Zona Prebética:

En la mayoría de los perfiles seleccionados sólo ha podido diferenciarse la parte basal de la Zona Hypselocyclum. Esta parte basal continúa registrando potentes intercalaciones margosas, igual que ocurría en la parte superior de la Zona Platynota. En Puerto Lorente las intercalaciones son poco potentes pero significativas.

La caracterización biostratigráfica de la Zona Hypselocyclum sólo ha podido realizarse de manera precisa en PL. En NV se ha reconocido la Zona Hypselocyclum con ciertas limitaciones. En ambos perfiles, sobre los intervalos margosos basales se registra una generalización del carácter carbonatado de la sucesión y un aumento hacia techo del aspecto anodulado de algunas superficies superiores de estratos.

- En PL, el análisis de microfacies muestra una mayor abundancia de texturas de tipo **mudstone** con baja proporción de clastos. En NV las microfacies poseen un mayor porcentaje de clastos. Destaca la presencia de granos de glauconita en el perfil de Puerto Lorente y el alto porcentaje de cuarzo en Navalperal.

- En general, en la base de la Zona Hypselocyclum se registra un aumento en el tamaño de las partículas respecto del techo de la Zona Platynota. Hacia la parte superior el tamaño disminuye.

- El análisis mineralógico de las intercalaciones margosas basales muestra, en la mayoría de las ocasiones, un aumento en el porcentaje de caolinita, respecto del techo de la Zona Platynota. Hacia el techo de la Zona Hypselocyclum, perfil de NV, la proporción de caolinita disminuye.

- El análisis químico muestra unas altas concentraciones de elementos de carácter detrítico en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum. Hacia el límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum estos valores disminuyen.

- El análisis icnológico ha permitido el reconocimiento en el perfil de Puerto Lorente de algunos estratos con **Thalassinoides**.

Algarve:

En el Algarve, el cambio registrado en la Zona Hypselocyclum es bastante significativo. Sobre el terreno se reconoce la generalización de las facies de biohermos.

- El análisis textural de estas facies muestra la abundancia de texturas de tipo **boundstone** y el aumento de bioclastos.

- En Rocha-Pozo no se han podido realizar en este intervalo, ni análisis granulométricos ni mineralógicos.

- En VB se registra una disminución en el tamaño de grano en la muestra localizada en torno al límite entre las Zonas Platynota-Hypselocyclum. Hacia techo vuelve a aumentar ligeramente este tamaño.

- El análisis mineralógico en VB, pone de manifiesto una disminución en la proporción de siliciclásticos respecto de la Zona Platynota. Esta disminución se acompaña de un aumento en el porcentaje de ilita y esmectitas y una caída en caolinita, y en la cristalinidad de la ilita.

- El análisis químico muestra, a grandes rasgos, tendencias similares a las registradas en la Zona Prebética: altos valores en la concentración de elementos de carácter detrítico en torno al límite entre las Zonas Platynota e Hypselocyclum y disminución en torno al límite entre las Zonas Hypselocyclum y Divisum.

Interpretación:

Aunque no se ha podido realizar un análisis detallado de los depósitos acumulados durante la Zona Hypselocyclum, debido a problemas de exposición y deficiente caracterización bioestratigráfica, es significativo el cambio de facies que tiene lugar en la misma. En Prebético, en la base de la Zona Hypselocyclum se registran las mismas facies que se reconocen a techo de la Zona Platynota (intercalaciones margosas). A lo largo de la Zona Hypselocyclum se registra en este sector un aumento importante del carácter carbonatado. En el Algarve es muy característico el desarrollo de facies de biohermos con estromatolitos y esponjas, los cuales evidencian un cambio importante en las condiciones ecológicas y deposicionales.

Conocida la situación previa, en la parte superior de la Zona Platynota, los cambios litológicos en la Zona Hypselocyclum pueden ser interpretados en relación con la continuación de la retirada del nivel del mar, reconocida durante la secuencia anterior. Esta retirada del nivel relativo del mar parece más acusada en la parte inferior que hacia la superior de la Zona Hypselocyclum.

Esta evolución es coherente con el desarrollo de un cortejo de borde de plataforma, cuya teórica evolución registraría el paso de parasecuencias debilmente progradacionales a agradacionales.

b) Hacia la parte media de la secuencia, entre las discontinuidades D IX-2 y DX, probablemente en el interior de la Zona Divisum, se registran importantes cambios en la sucesión.

Zona Prebética:

Desde el punto de vista bioestratigráfico, en el Prebético únicamente ha podido ser bien establecida la Zona Divisum en el perfil de Puerto Lorente. En Navalperal se ha diferenciado, aunque sus límites no son demasiado precisos.

Sobre el terreno destaca el carácter carbonatado de la sucesión en ambos perfiles. En el perfil PL se registran algunas intercalaciones margosas. Es significativo, asimismo, el carácter condensado que poseen los estratos calizos registrados a techo de la Zona Divisum (Subzona Uhlandi). Esta condensación se acompaña de una concentración de restos fósiles, fundamentalmente ammonites.

- En Puerto Lorente las texturas siguen siendo de tipo **mudstone**, salvo a techo donde se registra un aumento en el porcentaje de clastos. En Navalperal es generalizado el aumento de la proporción de texturas de tipo **wackestone** e incluso **packstone**.

- El análisis granulométrico (sólo en PL) muestra algunas oscilaciones poco importantes.

- La mineralogía registra una manifiesta disminución en la razón siliciclásticos/carbonatos, acompañada de una bajada en el porcentaje de caolinita.

- El análisis químico muestra, en general, un aumento en la concentración de elementos terrígenos. En algunos casos se reconoce una disminución posterior hacia techo.

Algarve:

En el Algarve se reconoce un cambio de facies notable hacia una alternancia margoso-calcárea generalizada. En el perfil RP el cambio de facies se inicia en el interior de las facies de biohermos, en relación con el registro de intercalaciones de niveles de calizas-margocalizas y con el aspecto brechoide del sedimento que engloba las bioconstrucciones.

- En algunas capas se registra una bajada en el porcentaje de bioclastos (texturas de tipo **wackestone**).

- Destaca, de nuevo, el registro de estratos ricos en ammonites.
- El análisis granulométrico, únicamente referido con certeza a esta Zona en el perfil de Rocha-Pozo, muestra la progresiva disminución del tamaño de las partículas.
- El análisis mineralógico pone de manifiesto la gradual caída en la razón siliciclásticos/carbonatos. Es significativa la alta proporción de illita y vermiculita, así como el aumento de la cristalinidad de la illita. Localmente aumenta la proporción de caolinita.
- Al igual que ocurre en la Zona Prebética, se reconoce un incremento del porcentaje de elementos de carácter terrígeno y en algunos casos una bajada hacia la parte superior de la Zona Divisum.

Interpretación:

Las características generales de la sucesión en este intervalo son coherentes con una fase de recuperación progresiva del nivel relativo del mar. La erosión es significativamente menos importante, hecho que se ve reflejado en la disminución del tamaño de grano de las partículas y de la razón siliciclásticos/carbonatos, así como en el aumento de la cristalinidad de la illita.

Esta recuperación del nivel del mar alcanza sus valores más altos a techo de la Zona Divisum, donde se registra la condensación de los sedimentos. El registro de facies de ammonoideos sobre el intervalo dominado por la presencia de los biohermos en el Algarve, es significativo en esta interpretación.

Esta evolución puede interpretarse en relación con el desarrollo de un cortejo transgresivo que sucede al cortejo de borde de plataforma anteriormente caracterizado (Fig.94). La recuperación del nivel relativo del mar es coherente con el desarrollo de un intervalo transgresivo, a techo del cual se registra una sección condensada.

c) Hacia la parte superior del perfil de Puerto Lorente, Kimmeridgiense medio p.p., se registra un ligero cambio de facies, localizado entre las discontinuidades DX y DXI (Fig.94).

Sobre la superficie ferruginizada reconocida a techo de la Subzona Uhlandi (Kimmeridgiense inferior) se diferencia una sucesión compuesta de una alternancia margosocalcárea. Este intervalo se caracteriza por la presencia de potentes intercalaciones margosas, entre las que se reconocen algunos estratos calizos y margocalizos. De los rasgos más significativos cabría destacar:

- El análisis de microfacies muestra una variabilidad textural manifiesta (texturas de tipo **mudstone**, **wackestone**, **packstone**).
- El análisis granulométrico registra el aumento en el tamaño de grano de las partículas.
- Respecto a la mineralogía, continúa la progresiva disminución de la razón siliciclásticos/carbonatos y la ligera caída en el porcentaje de caolinita. Es significativa la caída en la cristalinidad de la illita registrada a techo del perfil.
- El análisis químico permite reconocer un aumento en la proporción de elementos de carácter terrígeno a techo de la sucesión.

Interpretación:

El cambio litológico a facies más margosas junto con la evolución de las características estudiadas en el perfil de Puerto Lorente, pueden ser interpretados en términos de descenso del nivel relativo del mar. Sin embargo, este descenso no parece demasiado acusado, dado que los cambios no son extremadamente expresivos.

Esta interpretación parece coherente con el desarrollo de un cortejo de alto nivel (Fig.94). En teoría este cortejo se desarrolla en fase de estabilización eustática, seguida de un descenso poco

acusado y la posterior acentuación de la caída eustática en la parte superior.

En resumen, se puede concluir que aunque se ha utilizado la "procédure inverse" como una técnica de análisis en estratigrafía secuencial, cuyo fundamento es la identificación de discontinuidades que limitan secuencias deposicionales (s. grupo Exxon), el análisis detallado de la sucesión ha permitido reconocer la influencia de otros factores, además de los cambios eustáticos, en la génesis de los cuerpos sedimentarios estudiados. En este contexto se ha valorado la validez de las propuestas del Grupo Exxon, reconociéndose diferencias significativas entre las secuencias deposicionales registradas por dicho grupo y las secuencias diferenciadas en este área.

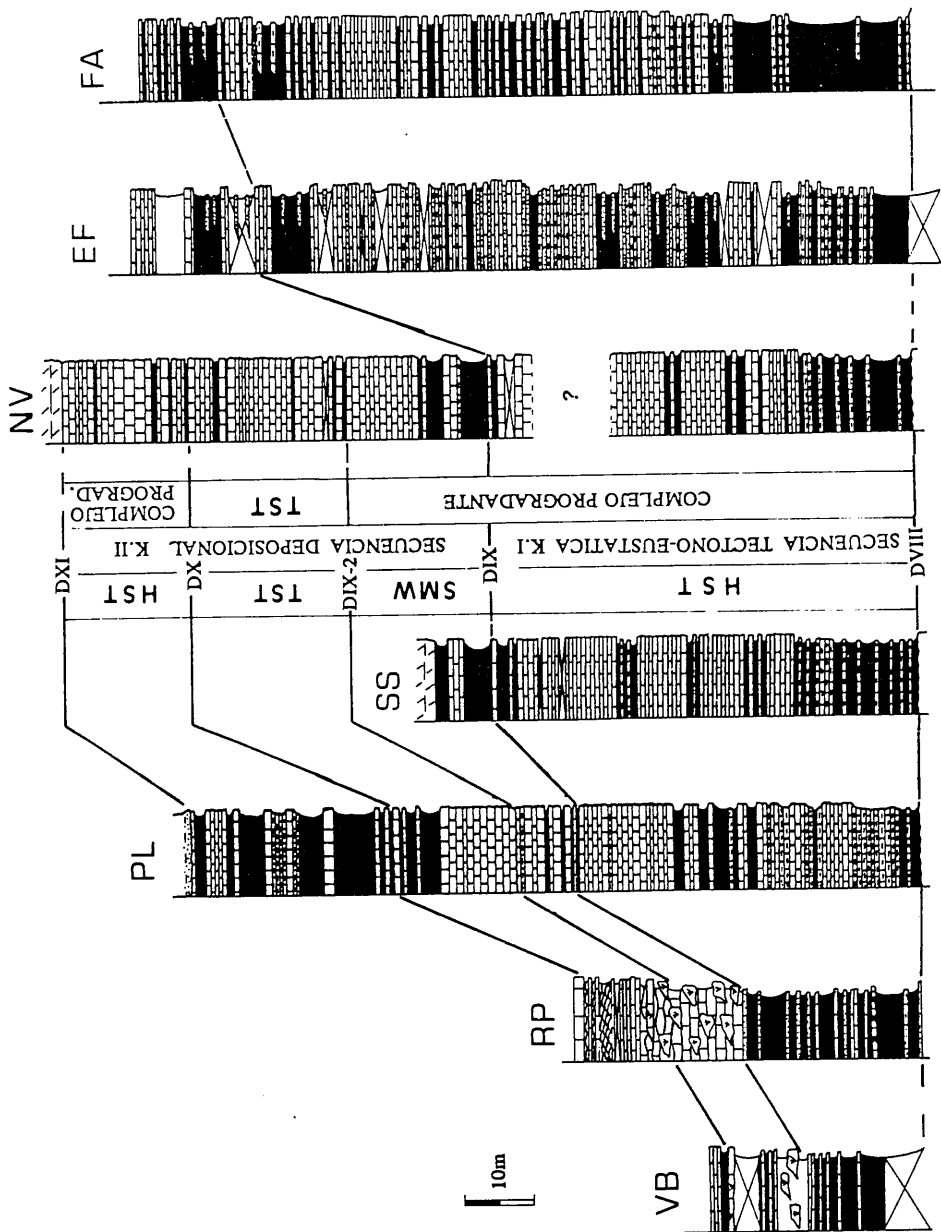


Fig. 94.- Caracterización secuencial de los perfiles seleccionados.

**V. CONSIDERACIONES SOBRE
LA PALEOGEOGRAFIA
Y EL MEDIO SEDIMENTARIO**

V. CONSIDERACIONES SOBRE LA PALEO GEOGRAFIA Y EL MEDIO SEDIMENTARIO

Como ya ha sido comentado, en esta investigación no se ha pretendido caracterizar el medio de depósito de la sucesión, ya que previamente había sido correctamente interpretado en sus rasgos generales.

La sucesión reconocida en la Zona Prebética se depositarían en una plataforma de tipo rampa¹, que evolucionaba en el tiempo de distal a proximal (García-Hernández & López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; García-Hernández et al., 1989). Los materiales depositados en esta plataforma se reconocen actualmente en dos sectores claramente diferenciados: Prebético Externo e Interno.

En lo referente al Algarve Septentrional, se acepta la existencia de una plataforma epicontinental estrecha y cercana a las aguas de mar abierto, limitada hacia el sur por los materiales de plataforma carbonatada, reconocidos en sondeos, pertenecientes al denominado Sector meridional del Algarve (Olóriz et al., 1988; Marques & Olóriz, 1989a).

El análisis multidisciplinar llevado a cabo en esta investigación, ha permitido obtener algunas conclusiones sobre los parámetros físico-químicos que influyeron en el medio durante el depósito de los materiales:

V.1. PALEOCLIMATOLOGIA

Conocido el contexto paleogeográfico general, es posible considerar la existencia de un clima subtropical en el dominio epicontinental sudibérico. El análisis mineralógico (Cap. II.3) pone de manifiesto la existencia de un clima cálido y húmedo, tal vez estacional, caracterizado por la presencia de una meteorización química importante, aunque también existió meteorización física. Este es el contexto paleoclimático general, sin embargo, aunque parece poco probable, no puede descartarse que la abundancia de esmectitas en los sectores más occidentales del dominio epicontinental sudibérico ponga de manifiesto un desvío hacia condiciones más áridas y peor drenadas.

V.2. CONTEXTO TECTONICO

La caracterización mineralógica de la sucesión registra una gran homogeneidad composicional, que junto con la heterogeneidad litológica pudiera interpretarse como reflejo de una actividad tectónica baja (Cap. II.3). Existen, sin embargo, ciertas desviaciones mineralógicas que pueden ser consecuencia, en parte, de variaciones en la actividad tectónica (ej. incremento simultáneo de illita y caolinita en la parte basal de la sucesión).

El análisis de la sucesión en el afloramiento pone de manifiesto la existencia de slumps en determinados intervalos (Cap.II.1). Este hecho se correlaciona, además, con la presencia de

1. Se entiende por plataforma tipo rampa carbonatada, a plataformas suavemente inclinadas (generalmente menos de 1°) en las que las facies someras agitadas por el oleaje de la zona costera pasan hacia mar abierto, sin ruptura de pendiente marcada, a depósitos profundos de baja energía (Read, 1982, 1985; Mas y Alonso, 1989).

intercalaciones margosas significativas que reflejan la erosión de sectores próximos y que podrían relacionarse con una reestructuración del relieve, fundamentalmente en torno al límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. El incremento puntual de la actividad tectónica y el aumento de la subsidencia en torno a ese intervalo han sido puestos de manifiesto en diferentes sectores de la Península ibérica (Cordillera Bética, Cordilleras Ibérica y Costero Catalana).

Además del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, se reconocen algunos momentos de reactivación que producen una estructuración en bloques y que pueden estar relacionados, incluso, con una actividad diapírica significativa durante el Kimmeridgiense inferior (Cap.II.4).

V.3. MORFOLOGIA Y COMPOSICION DEL AREA FUENTE

El análisis mineralógico (Cap.II.3) ha puesto de manifiesto una alta proporción de illita, la cual previsiblemente revelaría la existencia, hacia el interior del continente, de zonas abruptas, poco maduras y de fuerte pendiente.

Las diferencias mineralógicas existentes entre los perfiles pertenecientes al Algarve y a la Zona Prebética pueden ser relacionadas con la morfología de las áreas de aporte. Así, mientras en la Zona Prebética el área madre estaría en las partes altas de la cuenca de drenaje, donde se produce caolinita, en el Algarve se situaría en partes más bajas, en zonas más peneplanizadas, donde se producirían mayoritariamente esmectitas.

El análisis geoquímico (Cap.II.4) permite interpretar la existencia de áreas comparativamente enriquecidas en sales, de acuerdo con las altas proporciones de Na registradas localmente (ej. Algarve). Este hecho se ha relacionado con el posible desmantelamiento de depósitos evaporíticos e incluso movilizaciones diapíricas, estas últimas ligadas a reestructuraciones o reactivaciones de la fisiografía de las plataformas.

V.4. CONSIDERACIONES BATIMETRICAS

La información más fiable sobre la profundidad de depósito de los materiales estudiados la aportan los restos fósiles (bioturbación y asociaciones de macroinvertebrados).

El análisis icnológico (Cap.III.5) pone de manifiesto la existencia de un medio marino somero, con profundidades inferiores a 200m.

El estudio de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles puede aportar una información valiosa sobre la profundidad del medio. No puede realizarse una lectura en términos exclusivamente paleobatimétricos, ya que se ha comprobado que la variación de la composición de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles está estrechamente relacionada con fluctuaciones del ecoespacio y procesos de proximalidad-distalidad (Cap.III.6). Sin embargo, si pueden obtenerse algunas aproximaciones a la profundidad del medio. Para ello es necesario tener en cuenta la representatividad de las asociaciones registradas, así como la ligera deriva *post-mortem* de las conchas de ammonites hacia sectores comparativamente proximales (Caps.III.4 y III.6).

En numerosos trabajos se hace referencia a la batimetría como factor fundamental en el control de las asociaciones de ammonites (Ziegler, 1967, 1971, 1977, 1980, 1983; Dardeau et al., 1979; Atrops & Meléndez, 1988; Cecca et al., 1990; Corville & Thierry, 1990; Gharbi, 1990; Wang & Westermann, 1990, entre otros). Sin embargo, la relación no es tan directa, y como ha sido reconocido son diversos los factores que pueden influir en la distribución y composición de las asociaciones de ammonites (Geyer, 1971; Brochwicz-Lewinski & Rózak, 1975; Enay, 1980; Bayer & McGhee, 1985; Elmi, 1985; Olóriz, 1985, 1987, 1988, 1990; Gygi, 1986; Marchand & Thierry,

1986, entre otros).

Anteriormente, en algunos trabajos se han aportado datos paleobatimétricos sobre la región estudiada: a) entre 50-200m para el Algarve (Marques, 1983), b) entre el nivel de base de las tormentas y un máximo de 150-200m en el sector de Puerto Lorente (Acosta, 1989) y c) del orden de la centena de metros para el sector oriental de las Cordilleras Béticas (Fourcade, 1970).

Olóriz et al. (1988) proponen unas profundidades en torno a los 60-80m para los depósitos del Kimmeridgiense inferior en la cuenca del Algarve. Asimismo, Olóriz et al. (1992b) realizan consideraciones paleobatimétricas del medio de depósito en la Zona Prebética durante la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior). Estos autores interpretan la existencia de profundidades entre 50 y 60m para las áreas más profundas de este sector durante la Zona Platynota.

De acuerdo con la evaluación realizada, conjugando la profundidad con el gradiente proximal-distal, la topografía de los fondos, la influencia de aguas de carácter abierto y los cambios del nivel relativo del mar (Caps.III.6 y IV.2), parece correcta una interpretación en términos de profundidades entre 50 y 80m.

V.5. PROXIMALIDAD-DISTALIDAD Y TOPOGRAFIA DEL MEDIO DE DEPOSITO

A grandes rasgos, los parámetros controlados a lo largo de la sucesión ponen de manifiesto la proximalidad del área de estudio y la clara influencia continental, de acuerdo con: a) la presencia de restos vegetales y el carácter arenoso de la sucesión, fundamentalmente en el Algarve, b) la alta proporción de detríticos y la presencia de caolinita, incluso en proporciones importantes, fundamentalmente en los perfiles prebéticos (Cap.II.3), c) la elevada concentración de elementos de carácter detrítico (Cap.II.4), d) los bajos valores isotópicos del carbono y oxígeno (Cap.II.4) y e) el alto porcentaje de organismos bentónicos (Cap.III.6). Las diferencias reconocidas entre los distintos perfiles pondrían de manifiesto variaciones de carácter local, tanto en el gradiente proximal-distal como en otra serie de parámetros (topografía de los fondos, grado de subsidencia, confinamiento del área, etc.). Así, las áreas proximales en el Prebético (PL, FA) registran una proporción de siliciclásticos mayor que las áreas comparativamente más distales (SS y NV), como cabría esperar cuando no existen problemas para la evacuación de los aportes. Esta interpretación también es coherente con los valores obtenidos para la cristalinidad de la lilita.

La distribución areal de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles registradas en la Zona Prebética (Cap.III.6) también puede relacionarse con la topografía y el gradiente proximal-distal. Así, las mayores proporciones de ammonites en la Zona Platynota se registra en PL, un área proximal comparativamente elevada, en la que existe una mayor posibilidad de registrar aquellos organismos móviles que se desenvuelven en partes comparativamente más altas de la columna de agua. Fuente Alamo y Elche-Férez revelan su carácter proximal y deprimido con proporciones más bajas de ammonites. Áreas relativamente distales como las correspondientes a los perfiles NV y SS, registran las mayores proporciones de ammonites en zonas deprimidas de la plataforma.

Las diferencias de espesor existentes para un mismo intervalo temporal entre los perfiles de la Zona Prebética (ej. Zona Platynota), y la presencia de slumps (Cap.II.1), pueden ser relacionados con diferencias en la topografía y en la subsidencia de la plataforma. Con los datos obtenidos, puede interpretarse la existencia de áreas proximales elevadas (perfil de PL), o deprimidas (perfiles de EF y FA) y otras relativamente distales (perfiles de SS y NV). El carácter siliciclástico, a nivel macroscópico, de los perfiles de EF y FA es coherente con esta interpretación.

Cuando se analiza la granulometría de los sedimentos (Cap.II.2), los valores registrados son coherentes con las interpretaciones comentadas. Los valores más bajos, correspondientes al perfil de PL, pueden ser interpretados en relación con su condición de fondo elevado, mientras los de SS y NV

corresponderían a los propios de áreas deprimidas y relativamente distales. Valores comparativamente más groseros, registrados en EF, reflejan su carácter deprimido y próximo a las áreas emergidas. En este contexto, en la Zona Prebética destaca el tamaño de grano elevado que se registra en el perfil de Riogazas-Chorro, lo cual revela su carácter comparativamente proximal y deprimido. En el Algarve, la distribución bimodal de frecuencias registrada en RP puede ser relacionada con el carácter confinado de la cuenca.

La zonación reconocida en los análisis de la mineralogía total corrobora lo anteriormente interpretado. El alto porcentaje de detríticos registrado en el Algarve es correlacionable con un área comparativamente deprimida, próxima al área fuente y confinada. Este hecho puede estar relacionado con los altos valores de esmectitas registrados en los afloramientos del Algarve.

V.6. DISTANCIA ENTRE LAS AREAS DE DEPOSITO

La homogeneidad composicional de la mineralogía de arcillas (Cap.II.3) pone de manifiesto la escasa distancia paleogeográfica entre los perfiles estudiados en la Zona Prebética, la cual no superaría las pocas decenas de kilómetros. En el Algarve la distancia debió ser aún menor, tal como revelan las localizaciones actuales de los perfiles estudiados.

V.7. CARACTERISTICAS HIDRODINAMICAS. ENERGIA DEL MEDIO

La escasez de estructuras sedimentarias a lo largo de la sucesión (Cap.II.1) se puede relacionar con un medio de baja energía. Este hecho parece confirmarse cuando se analiza la composición icnológica (Cap. III.5) y se reconoce la abundancia de trazas originadas por organismos sedimentívoros (**Chondrites, Planolites, Thalassinoides**). Sólo ocasionalmente existen eventos de mayor energía, caracterizados por la presencia de trazas de desarrollo vertical (**Arenicolites, Diplocraterion**).

El análisis tafonómico (Cap.III.4) confirma la práctica ausencia de transporte significativo para clastos de orden centimétrico, que no sea el relacionado con la propia decantación y el escaso rodamiento de algunos restos de organismos epifaunales. La escasez, casi ausencia, de *aptychus* podría relacionarse con un ligero transporte *post-mortem*, hacia sectores más proximales, de las conchas de ammonites en la columna de agua.

Las diferencias registradas entre los perfiles de Rocha-Pozo y Vale da Burra (Algarve septentrional) en los valores granulométricos (Cap.II.2), geoquímicos (Cap.II.4) y en la composición de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles (Cap.III.6), pudieran relacionarse con variaciones hidrodinámicas locales que provocarían esta diferenciación en áreas muy próximas.

V.8. TASA DE SEDIMENTACION - PROCESOS DE EROSION/DEPOSITO

Las características macro y microscópicas reconocidas en la sucesión (Cap.II.1) ponen de manifiesto la ausencia de superficies erosivas importantes. Sin embargo, si se reconocen algunos rasgos relacionables con procesos de erosión (ej. potentes intercalaciones margosas), acaecidos en sectores comparativamente más proximales que los estudiados.

Las diferencias composicionales (variabilidad y abundancia) registradas en las trazas fósiles, en el interior y entre las facies margosas, margocalizas y calizas (Cap.III.5), pueden ser relacionadas, en parte, con variaciones en la tasa de sedimentación.

El estudio de las trazas fósiles (Cap.III.5) permite interpretar la existencia de momentos de reactivación de la energía y procesos erosivos relacionados (presencia de *Diplocraterion* de carácter protusivo), así como la existencia de ligeros aventamientos que afectarían a la parte más superficial de la interfase, aunque es difícil evaluar la intensidad de la erosión.

V.9. CONSISTENCIA DEL SUBSTRATO

En general, el análisis tafonómico (Cap.III.4) permite interpretar la existencia de fondos en los que se acumulaban los restos en cualquier posición, y eran sometidos a un enterramiento relativamente rápido. Puntualmente, las superficies ferruginizadas a techo de algunos niveles se relacionan con eventos de endurecimiento temprano del fondo.

El análisis icnológico (Cap.III.5) pone de manifiesto que el fondo, aunque blando, debió tener la suficiente cohesión como para permitir el desarrollo de trazas de consistencia relativamente baja (ej. *Chondrites* de pequeño tamaño). Asimismo, la distribución relativa de trazas es interpretada como producto de una colonización en diversas etapas durante el proceso de cohesión del substrato.

V.10. GRADO DE OXIGENACION DEL FONDO

A grandes rasgos, el carácter grisáceo de las facies y la relativa abundancia de trazas de *Chondrites* (Cap.III.5) permiten interpretar la existencia de fondos relativamente poco oxigenados. El carácter más arenoso de las facies en el Algarve (Cap.II.1), junto con la abundancia de Mn en la composición química de los sedimentos (Cap.II.4), pudieran relacionarse con una oxigenación comparativamente mayor en esta región.

La distribución de trazas a lo largo de la secuencia litológica elemental en el perfil de PL (Cap. III.5), pone de manifiesto oscilaciones en el grado de oxigenación durante el depósito de los materiales en intervalos de periodo corto.

La razón bentónicos/ammonites puede ser interpretada en relación con el grado de oxigenación del medio (Cap.III.6). Sin embargo, esta relación no es tan directa, y otros factores deben ser tenidos en cuenta (aportes de material siliciclástico, grado de proximalidad-distalidad, etc.).

V.11. ABUNDANCIA DE MATERIA ORGANICA

La relativa abundancia de *Chondrites* a lo largo de la sucesión (Cap.III.5) puede relacionarse con condiciones ambientales comparativamente extremas, tanto en el grado de oxigenación (comentado anteriormente) como en la abundancia de nutrientes. La frecuencia local de restos vegetales en el Algarve, quizás permita admitir una concentración comparativamente mayor de nutrientes. Este hecho parece confirmarse con los valores relativamente bajos de $\delta^{13}\text{C}$ en este área (Cap.II.4).

De acuerdo con todo lo anterior, durante el intervalo estudiado, las áreas analizadas formarían parte de un medio de plataforma epicontinental de energía baja, con sedimentación terrígenocarbonatada, en clima subtropical. Los perfiles estudiados pertenecieron a áreas de depósito relativamente proximales, someras, ubicadas en los sectores occidental, central y oriental del dominio epicontinental sudibérico. Sin diferencias latitudinales apreciables, estas áreas se encontraban ciertamente próximas entre sí, dentro de los distintos sectores aludidos. En ellas se registran fondos cuyo grado de oxigenación y contenido en nutrientes fue variable. En general, es posible interpretar

una fisiografía irregular de las plataformas, así como la influencia del gradiente de proximalidad-distalidad en los parámetros ecológicos y sedimentarios. La actividad tectónica fue baja y sólo episódicamente se produjeron reactivaciones, ligadas, probablemente, a la configuración del margen Sudibérico durante el Kimmeridgiense inferior.

VI. CONCLUSIONES GENERALES

[The page contains extremely faint and illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is too light to transcribe accurately.]

VI. CONCLUSIONES GENERALES

Como se comentó al inicio de la memoria, el objetivo principal de esta investigación era incrementar el conocimiento sobre el intervalo Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense medio (parte inferior) en el margen Sudibérico. Para ello se plantearon una serie de objetivos parciales, cuya integración permitiera caracterizar la evolución sedimentaria y ecostratigráfica de la sucesión virtual.

Los resultados y conclusiones obtenidos, en relación con los objetivos planteados, han sido los siguientes:

VI.1. LITOFACIES Y MEDIO DE DEPOSITO

Se ha realizado un estudio litológico estrato a estrato, poniendo una especial atención en el control de la existencia de indicios de sobreimposición secundaria, de la presencia de superficies de discontinuidad y de la evolución de la sucesión. Este estudio sobre el afloramiento se ha cumplimentado con el análisis de microfacies. El estudio realizado ha permitido interpretar gradientes de proximalidad-distalidad y variaciones fisiográficas entre las áreas de depósito.

Se ha obtenido información sobre la evolución del tamaño de grano. El análisis de los resultados ha permitido poner de manifiesto la relación existente entre las características granulométricas y algunos determinantes ambientales, tales como: variaciones del nivel relativo del mar, rasgos paleogeográficos-fisiográficos, gradientes de proximalidad-distalidad, y condiciones hidrodinámicas del medio.

El análisis mineralógico llevado a cabo ha permitido alcanzar interesantes interpretaciones en relación con las características del medio:

a) Se ha considerado la existencia de un clima subtropical, cálido y húmedo, tal vez estacional, caracterizado por la existencia de una meteorización química importante, aunque también se han registrado trazas de meteorización física. En los sectores más occidentales (Algarve), no se descarta la presencia de unas condiciones más áridas y un peor drenaje.

b) Se han reconocido diferencias en el gradiente de proximalidad-distalidad entre las áreas estudiadas. Se ha comprobado la existencia de áreas relativamente proximales (Prebético Externo), y otras comparativamente más distales (Prebético Interno).

c) La homogeneidad composicional de la mineralogía de arcillas se relaciona con la escasa separación paleogeográfica entre las distintas áreas de depósito.

d) Las características mineralógicas pueden interpretarse, asimismo, en relación con la morfología del área fuente. Las diferencias composicionales entre el Algarve Septentrional y el Prebético pueden ser consecuencia de una peneplanización y ubicación distinta del área madre.

e) La topografía de la cuenca de depósito también influyó en la composición mineralógica de los sedimentos depositados. A este respecto, cabe destacar la relación establecida entre la elevada proporción de esmectitas en el Algarve y el carácter confinado de la cuenca.

f) Por último, la homogeneidad mineralógica global y la heterogeneidad litológica pueden interpretarse como reflejo de una actividad tectónica baja. Desviaciones mineralógicas puntuales pueden ser consecuencia de variaciones en esta actividad.

El estudio geoquímico (análisis químico e isotópico) ha permitido interpretar algunas características del medio:

a) La concentración de elementos de carácter detrítico es interpretada en relación con el carácter proximal de los afloramientos. Diferencias en el porcentaje de estos elementos son consideradas en relación con variaciones en el gradiente de proximalidad-distalidad y en la topografía de los fondos.

b) La abundancia de Na, fundamentalmente en los perfiles del Algarve, se relaciona con la erosión de sedimentos ricos en sales y con el diapirismo que se alude para inducir la diferenciación estructural de los altos fondos.

c) Variaciones en la concentración de Mn se han relacionado, en parte, con el grado de oxigenación del medio.

d) El análisis de los isótopos ha permitido reconocer variaciones en la continentalización de las plataformas a lo largo del intervalo estudiado.

VI.2. TAFONOMIA

Se ha reconocido la influencia de los procesos post-mortem en el registro obtenido. El análisis de la composición, conservación, distribución y colonización-perforación de los restos ha permitido interpretar: a) un ligero transporte de las conchas de ammonites hacia sectores más proximales, b) la generalizada acumulación en fondos blandos y con enterramiento rápido, c) la ausencia de procesos de resedimentación y reelaboración significativos, en cualquier caso no se registra contaminación de restos de edades diferentes, al menos reconocibles por biostratigrafía y d) la existencia de fenómenos secundarios que afectan a la conservación de los restos (ej. deformación por carga y movilización de carbonato). El análisis tafonómico se ha mostrado de gran interés para precisar interpretaciones ecosedimentarias.

VI.3. BIOTURBACION

Se ha interpretado en relación con las condiciones ecosedimentarias del medio. Se han descrito los distintos tipos de trazas reconocidas, se ha analizado su relación con las facies y su distribución a lo largo de la sucesión y en relación con la secuencia litológica elemental. Se han reconocido: a) variaciones del grado de oxigenación en el transcurso del depósito de la secuencia elemental, b) intervalos con tasa de sedimentación y procesos de erosión/depósito diferentes, c) condiciones de baja energía, con ausencia de procesos de oleaje y/o corrientes de importancia, así como eventuales incrementos de energía, d) diversas etapas en la colonización de los fondos, y e) condiciones de medio marino somero, de plataforma, con variaciones de la profundidad.

VI.4. BIOESTRATIGRAFIA

El detallado análisis sistemático realizado, ha permitido obtener una propuesta bioestratigráfica que precisa la caracterización cronológica previamente disponible. Se han identificado las cronozonas Platynota, Hypselocyclum y Divisum en el Kimmeridgiense inferior, así como la base del Kimmeridgiense medio (Zona Acanthicum). El análisis ha sido especialmente detallado para la Zona Platynota, cuyo intervalo parece corresponder, al menos localmente, con la biozona de *Sutneria platynota* (REINECKE).

El estudio realizado ha permitido una subdivisión tentativa de la Zona Platynota en las Subzonas Orthosphinctes, Desmoides y Guilherandense. Habría que significar la existencia de ciertas desviaciones respecto del esquema bioestratigráfico standard para regiones submediterráneas. Este hecho aumenta el interés sobre estas facies y deja abierta una puerta a futuras investigaciones paleontológicas, tanto sistemáticas, como paleoecológicas, biogeográficas y, en último término, evolutivas.

Además de precisar la caracterización temporal del intervalo estudiado, el esquema bioestratigráfico obtenido ha proporcionado una importante base que ha servido de apoyo para la investigación de los aspectos sedimentarios y ecoestratigráficos.

VI.5. ECOESTRATIGRAFIA

Se han estudiado las asociaciones de macroinvertebrados fósiles con la intención de realizar el análisis paleontológico-ecoestratigráfico del medio. El estudio de aproximadamente 6.000 especímenes de macroinvertebrados fósiles (individuos y fragmentos) ha permitido caracterizar la evolución ecoestratigráfica de las asociaciones de macroinvertebrados. Las diferencias reconocidas entre los distintos perfiles se han interpretado en relación con su localización en la plataforma. La evolución estratigráfica de las asociaciones se ha interpretado en base a procesos de contracción y expansión del ecosistema, originados por variaciones del nivel relativo del mar. Se ha puesto de manifiesto la importancia del análisis ecoestratigráfico, como una metodología de gran utilidad en el análisis de cuencas. Cabe destacar la relación complementaria que se ha reconocido entre el análisis ecoestratigráfico y el de estratigrafía secuencial.

VI.6. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

En primer lugar se ha realizado un análisis crítico de algunos de los conceptos y métodos utilizados en estratigrafía secuencial. Se ha justificado la terminología utilizada y se ha evaluado su aplicación. En una segunda parte se ha presentado la caracterización secuencial de la sucesión. Se han caracterizado las discontinuidades reconocidas y se ha estudiado la evolución de los sedimentos entre dichas discontinuidades. Se han reconocido dos secuencias una deposicional y otra tectono-eustática.

El análisis detallado de la sucesión ha permitido reconocer la influencia de otros factores, además de los cambios eustáticos, en la génesis de los cuerpos sedimentarios estudiados. Se ha identificado la influencia de factores locales/regionales (tectónica) y globales (eustasia y ciclos orbitales) en la génesis de los sedimentos y en su expresión macroscópica en el afloramiento. En relación con esto, la organización secuencial de los depósitos estudiados presenta diferencias respecto a las propuestas por el grupo Exxon.

VI.7. RITMICIDAD

Se ha estudiado la ritmicidad reconocida en los materiales correspondientes a la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior); su origen y los factores que influyeron en su registro. El análisis detallado de la sucesión ha permitido poner de manifiesto un origen primario de carácter aloclíctico para esta ritmicidad. Sin embargo, mientras que puede descartarse un origen primario autoclítico, se reconoce una cierta superposición secundaria que aunque no originó la alternancia, si pudo retocar la expresión de la ritmicidad original. La valoración de la periodicidad de los ciclos se ha llevado a cabo

a partir de la puesta a punto de una metodología, que ha combinado observaciones de campo con un detallado tratamiento matemático de los datos.

El análisis espectral ha permitido poner de manifiesto algunos órdenes de ciclicidad, cuya periodicidad es correlacionable con la de algunos de los denominados "ciclos de Milankovitch". En concreto, se han registrado periodicidades similares a las de los ciclos de precesión y excentricidad de corto y amplio rango, y una que se aproxima a la del ciclo de oblicuidad. Asimismo, se ha puesto de manifiesto la existencia de ciclos de carácter local e incluso, la interacción entre fenómenos de carácter local/regional (tectónica) y global (eustasia y variaciones orbitales).

VII. BIBLIOGRAFIA

[The page contains extremely faint and illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is too light to transcribe accurately.]

VII. BIBLIOGRAFIA

- Accarie, H., Renard, M., Deconinck, J.F., Beaudoin, B. & Fleury, J.J. (1989): Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles de calcaires pélagiques sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (Massif de la Maiella, Abruzzes, Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309 (II): 1679-1685.
- Acosta, P. (1989): *Estudio del Jurásico de un sector de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética)*. Tesis de Lic., Univ. Granada: 117p.
- Acosta, P., García-Hernández, M. y Checa, A. (1988): Biohermos de esponjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla. *Geogaceta*, 5: 36-39.
- Adams, A.E., Mackenzie, W.S. & Guilford, C. (1984): *Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope*. Longman, Harlow: 104p.
- Algeo, T.J. & Wilkinson, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *Jour. Geol.*, 96: 313-322.
- Alonso, A., Aurell, M., Mas, J.R., Meléndez, A. y Nieves, S. (1989): Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el estrecho de Soria. *XII Congreso Español de Sedimentología*, Comunicaciones: 175-178.
- Andelkovic, M.Z. (1966): Die ammoniten aus den Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* des Gebirges Stara Planina in Ostserbien (Jugoslawien): 1-135.
- Andeol, B. (1985): *Contribution à l'étude minéralogique et géochimique de la fraction décarbonatée des sédiments pélagiques dans les zones externes des Corallières bétiques (Espagne) et dans le Site D.S.D.P. 391 C (Atlantique Ouest)*. Thèse Univ. Pierre et Marie Curie. Paris: 188p.
- Andrianiazy, A. & Renard, M. (1984): Trace element contents of carbonates from holes 549 and 550B (leg 80): comparison with some Tethyan and Atlantic sites. *Init. Reports DSDP*, 80: 1055-1072.
- Arias, C. (1978): *Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete*. Seminar. Estratigr. Tesis, Univ. Complutense, 3: 299p.
- Arias, C., Masse, J.P. y Vilas, L. (1988): Los grandes rasgos de la evolución sedimentaria de los sistemas carbonatados aptienses en el límite de los dominios ibérico y bético. *II Congr. Geol. Esp.* SGE, Granada, 1: 27-30.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Bottjer, D. & Scholle, P.A. (1984): Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. In: *Milankovitch and Climate*, Reidel Publ. Company, Dordrecht, I: 191-222.
- Atrops, F. (1982): La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimmeridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. *Doc. Lab. géol. Lyon*, 83: 463p.
- Atrops, F. & Benest, M. (1982): Découverte de faunes d'ammonites de la Zone à Platynota (Kimmeridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (avant-pays Tellien, Algérie); conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios*, 15(6): 951-957.
- Atrops, F. & Benest, M. (1984): Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au nord de Tiaret (bordure sud-Tellienne, Algérie): âge et milieux de dépôt. *Geobios*, 17(2): 207-216.
- Atrops, F. & Ferry, S. (1989): Sequence stratigraphy and changes in the ammonite fauna (Upper Jurassic, S-E France). *2ème Congrès Français de Sedimentologie. Mesozoic Eustacy Record on Western Tethyan margins*, abstracts: 7-9.
- Atrops, F. & Marques, B. (1986): Mise en évidence de la Zone à Platynota (Kimmeridgien inférieur) dans le massif du Montejunto (Portugal); conséquences stratigraphiques et paléontologiques.

Geobios, 19 (5): 537-547.

Atrops, F. & Marques, B. (1988a): Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le Massif du Montejunto (Nord du Taje, Portugal). *2nd. Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, I: 505-516.

Atrops, F. & Marques, B. (1988b): La faune d'ammonites kimmeridgienne des schistes de Ramalhao (région de Sintra, Portugal). *2nd. Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, I: 517-524.

Atrops, F. & Meléndez, G. (1984): Kimmeridgian and Lower Tithonian from the Calanda-Berge area (Iberian Chain, Spain). *1st Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, 2: 377-392.

Atrops, F. & Meléndez, G. (1988): Palaeobiogeography and Evolutionary Trends in Lower Kimmeridgian Ataxioceratids from Spain. In: *Cephalopods- Present and Past*: 437-446.

Aurell, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de Cuencas*. Tesis Univ. Zaragoza: 389p.

Aurell, M. (1991): Identification of systems tracts in low-angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedim. Geol.*, 73: 101-115.

Avram, E. (1988): The Upper Jurassic cephalopod assemblages in Romania and their paleogeographic distribution. *2nd Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, I: 609-622.

Azéma, J. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: le Prébétique de Cieza à Alicante. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 111-124.

Azéma, J. (1977): *Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Thèse, Univ. Paris: 393p.

Azéma, J., Champetier, Y., Foucault, A., Fourcade, E. & Paquet, J. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination. *Cuad.*

Geol. Ibérica, 2: 91-110.

Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Univ. Granada: 83p.

Baena, J. y Jerez-Mir, L. (1982): Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str.). *Colección Informe, IGME*: 256p.

Baker, P.A., Gieskes, J.M. & Elderfield, H. (1982): Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments. Evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr²⁺ data. *Jour. Sed. Petrol.*, 52(1): 71-82.

Bantz, H. (1970): Der Fossilinhalt des Treuchtlinger Marmors (Mittleres Unter-Kimmeridge der SüdlichenFrankenalb). *Erlanger Geol. Abh.*, 82: 86p.

Barron, E.J., Arthur, M.A. & Kauffman, E.G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 72: 327-340.

Barthel, K.W. (1963): Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura. *Mitt. Bayer. Staat. Paläont. hist. Geol.*, 3: 27-33.

Bassinot, F. (1989): Contribution à l'étude de la cyclicité sédimentaire. Analyse détaillée de l'alternance marno-calcaire: Exemple du Cénomaniens des Basses-Alpes (S-E France). *2ème Congrès Français de Sédimentologie. Mesozoic Eustacy Record on Western Tethyan Margins*, Abstracts: 10-12.

Bathurst, R.G.C. (1987): Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34: 749-778.

Bathurst, R.G.C. (1991): Pressure-dissolution and limestone bedding: the influence of stratified cementation. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 450-463.

Bayer, U. & McGhee, Jr., G.R. (1985):

Evolution in marginal epicontinental basins: the role of phylogenetic and ecological factors. *In: Sedimentary and evolutionary Cycles*, Lect. Notes Earth Sci. 1, Springer-Verlag, Berlin: 164-220.

Behmel, H. (1970): Beiträge zur stratigraphie und paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und Fazies im präbäretischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 137(1): 1-102.

Benzaggagh, M. (1988): Etude stratigraphique des calcaires du Jurassique supérieur dans le Prerif Interne (regions de Msila et de Moulay Bou Chta, Maroc). *Thèse, Univ. Claude Bernard-Lyon I*: 193p.

Berckhemer, F. & Hölder, H. (1959): Ammoniten aus dem Oberen Weissen Jura Süddeutschlands. *Beihefte zum Geol. Jahrbuch*, 35: 135p.

Berger, A.L. (1977): Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 269: 44-45.

Berger, A.L. (1978): Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary research*, 9: 139-167.

Berger, A. (1988): Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26 (4): 624-657.

Berger, A. (1989a): The spectral characteristics of pre-Quaternary climatic records, an example of the relationship between the astronomical theory and geo-sciences. *In: Climate and Geo-Sciences*, Kluwer Acad. Publ.: 47-76.

Berger, A. (1989b): Pleistocene climatic variability at astronomical frequencies. *Quaternary International*, 2: 1-14.

Berger, A.L. (1992): Astronomical theory of paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 11: 571-581.

Berger, A. & Loutre, M.F. (1991): Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10: 297-317.

Berger, A., Fichet, Th., Gallée, H., Tricot, Ch. & van Ypersele, J.P. (1992a): Entering the glaciation with a 2-D coupled climate model.

Quaternary Science Reviews, 11: 481-493.

Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B. (Eds.) (1984): *Milankovitch and climate*. NATO ASI Ser., Reidel Publ. Company, Dordrecht, 126 (I,II): 895p.

Berger, A., Loutre, M.F. & Dehant, V. (1989a): Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature*, 342 (6246): 133.

Berger, A., Loutre, M.F. & Dehant, V. (1989b): Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. *Terra Nova*, 1(5): 474-479.

Berger, A., Loutre, M.F. & Dehant, V. (1989c): Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies of pre-Quaternary insolation patterns. *Paleoceanography*, 4(5): 555-564.

Berger, A., Loutre, M.F. & Laskar, J. (1992b): Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science*, 255: 560-566.

Berger, A., Melice, J.L. & Hinnov, L. (1991): A strategy for frequency spectra of Quaternary climate records. *Climate Dynamics*, 5: 227-240.

Berger, W.H. & Vincent, E. (1986): Deep-sea carbonates: reading the carbon-isotope signal. *Geol. Rundschau*, 75 (1): 249-264.

Bockelie T.G. (1973): A method of displaying sedimentary structures in micritic limestones. *Jour. Sed. Petrol.*, 43(2): 537-539.

Borza, K. (1969): Die mikrofazies und mikrofossilien des oberjuras und der unterkreide der klippenzone der westkarpaten. *Slowak. Akad. Wiss. Bratislava*: 301.

Boucot, A.J. (1982): Ecostratigraphic framework for the Lower Devonian of the North American Appohimchi Subprovince. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163: 81-121.

Boucot, A.J. (1986): Ecostratigraphic criteria for evaluating the magnitude, character and duration of bioevents. *In: Global Bio-Events*, Lect. Notes Earth Sci., Springer, Berlin: 25-45.

- Bouma, A.H. (1964): Notes on X-ray interpretation of marine sediments. *Mar. Geol.*, 2: 278-309.
- Brenner, K. & Seilacher, A. (1978): New aspects about the origin of the Toarcian Posidonia shales. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 157: 11-18.
- Brochwic-Lewinski, W. & Rózak, Z. (1975): Time changes of Oxfordian Ammonite Fauna of the Polish Jura Chain; Some Reflections. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, XXII (2): 113-124.
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1684-1705.
- Broecker, W.S. y Denton, G.H. (1990): ¿Qué mecanismo gobierna los ciclos glaciales?. *Investigación y Ciencia*, marzo: 49-57.
- Bromley, R.G. (1981): Enhancement of visibility of structures in marly chalk: modification of the Bushinsky oil technique. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 29: 111-118.
- Bromley, R.G. (Ed.) (1990): *Trace Fossils. Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman, London: 280p.
- Bromley, R.G. & Ekdale, A.A. (1984): Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, 224: 872-874.
- Bromley, R.G. & Frey, R.W. (1974): Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 23: 311-335.
- Brown, L.F. & Fisher, W.L. (1977): Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 26: 213-248.
- Buch, L. (1831): Recueil des planches de pétrifications remarquables. *Impr. Acad. roy. Sc.*, Berlin, tab. I-VIII.
- Buck, W. (1958): Die Gattung *Aspidoceras* im europäischen, insbesondere im süddeutschen Malm. *Inaug.-Diss. Erl. Grad. Dokt. Naturw. Math.-naturw. Fakult. Tübingen*: 142p (ined).
- Buckman, S.S. (1919-1921): *Yorkshire type ammonites*, Wheldon & Wesley, London, 1-7: 300p.
- Burchell, M.T., Stefani, M. & Masetti, D. (1990): Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. *Sedimentology*, 37: 795-815.
- Burckhardt, C. (1906): La faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacé inférieur. *Inst. Geol. México*, 23: 1-216.
- Burckhardt, C. (1912): Faunes Jurassiques et Crétaciques de San Pedro del Gallo. *Inst. Geol. México*, 29: 1-260.
- Butticaz, P. (1943): Ammonites séquaniennes du Reculet (Jura français). Etude paléontologique et stratigraphique. *Mém. suisses Paléont.*, 64: 1-31.
- Byers, C.W. & Stasko, L.E. (1978): Trace fossils and sedimentologic interpretation- McGregor member of Platteville Formation (Ordovician) of Wisconsin. *Jour. Sed. Petrol.*, 48(4): 1303-1310.
- Campana, D. del (1904): Faunula del Giura superiore di Collalto di Solagna (Bassano). *Boll. Soc. Geol. Ital. Roma*, 23(2): 239-269.
- Campos, H. & Hallam, A. (1979): Diagenesis of English Lower Jurassic limestones as inferred from oxygen and carbon isotope analysis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45: 23-31.
- Canavari, M. (1896): La fauna degli strati con *Aspidoceras acanthicum* di Monte Serra presso Camerino. *Palaeont. Italica.*, 2: 25-53.
- Canavari, M. (1900-1903): La fauna degli strati con *Aspidoceras acanthicum* di Monte Serra presso Camerino. *Palaeont. Italica*, IV (Cephalopoda: *Simoceras* (cont.), *Perisphinctes* (Appendice), *Aspidoceras*), 6: 1(73)-15(87), V (Cephalopoda: *Aspidoceras* (cont.)), 9: 1(91)-17(107).
- Carozzi, A.V., Bourroullec, J., Deloffre, R. &

- Rumeau, J.L. (1972): Microfacies du Jurassique d'Aquitaine. *Bull. Cent. Rech. Pau. CMFA*, Sp., 1: 594.
- Cecca, F., Fozy, I. & Wierzbowski, A. (1990): Ammonites du Tithonique inférieur de la Tethys occidentale: Analyse des spectres fauniques. *3d Inter. Symp. Cephalopods: Present and Past*, Abstracts: 27.
- Cecca, F. & Santantonio, M. (1988): Kimmeridgian and early Tithonian ammonite assemblages in the Umbria-Marches-Sabine Apennines (Central Italy). *2nd. Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, I: 525-542.
- Chamberlain, C.K. (1978): Recognition of trace fossils in cores. In: *Trace fossil concepts*, SEPM, Short course, 5: 133-183.
- Chamley, H. (1979): North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, Serie 3, Amer. Geoph. Union*, XXXIV-48: 342-361.
- Chamley, H. (1989): *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin-New York: 623p.
- Chamley, H. & Debrabant, P. (1984): Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sedim. Geol.*, 40: 151-167.
- Chamley, H. & Deconinck, J.F. (1985): Expression de l'évolution géodynamique des domaines nord-atlantique et subalpin au Mésozoïque supérieur, d'après les successions sédimentaires argileuses. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300: 1007-1012.
- Chamley, H. & Müller, D.W. (1991): Clay mineralogy in southeast Spain during the late Miocene: climatic, paleoceanographic and tectonic events in the Eastern Betic seaway. *Geol. Mijnb.*, 70: 1-19.
- Chamley, H., Debrabant, P., Foulon, J. & Leroy, P. (1980): Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DSDP). *Bull. Soc. géol. France*, 7 (XXII-5): 745-755.
- Champetier, Y. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. Description et corrélation des faciès du Jurassique à l'Est du rio Albalá. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 125-136.
- Checa, A. (1985): *Los aspidoceratiformes en Europa (Ammonitina, fam. Aspidoceratidae: subfamilias Aspidoceratinae y Physodoceratinae)*. Tesis, Univ. Granada: 413p.
- Choffat, P. (1893): Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes, 1er série: Ammonites du Lusitanien de la Contrée de Torres-Vedras. *Dir. des Trav. Géol. Portugal*, 20: 1-82.
- Christ, H. (1960): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Malm von Westsizilien. *Mém. Soc. Paleont. Suisse.*, 77: 141p.
- Christie-Blick, N. (1991a): Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Mar. Geol.*, 97: 35-56.
- Christie-Blick, N. (1991b): Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Sedim. Geol.*, 70: 105-107.
- Claps, M., Masetti, D., Pedrielli, F. & Garavello, A.L. (1991): Analisi spettrale e cicli di Milankovitch in successioni Cretaciche del sudalpino orientale. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 97 (2): 153-174.
- Clemens, S., Prell, W., Murray, D., Shimmield, G. & Weedon, G. (1991): Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 353: 720-725.
- Contini, D. & Hantzpergue, P. (1975): Le Kimméridgien de Haute-Saône. *Ann. Sci. Univ. Besançon. 3ème. ser. (Geol)*, 23: 5-37.
- Corrales, I., Sánchez de la Torre, L., Rosell, J., Vera, J.A. y Vilas, L. (1977): *Estratigrafía*. Rueda: 718p.
- Courville, P. & Thierry, J. (1990): Sous-espèces géographiques et/ou contrôle environnemental de la variabilité morphologique?. Exemple chez

- l'ammonite "Thomasites" *Gongilensis* (Woods, 1911), (Acanthoceraceae, Vascoceratinae) du Turonien inférieur du bassin de la haute-Benoue (Nigeria). *3d Inter. Symp. Cephalopods: Present and Past*, Abstracts: 32.
- Covey, C. (1984): Orbita terrestre y períodos glaciales. *Investigación y Ciencia*, 91: 30-39.
- Crimes, T.P. (1975): The stratigraphical significance of Trace Fossils. In: *The study of trace fossils*, Springer-Verlag, New York: 109-130.
- Cubaynes, R., Faure, P., Hantzpergue, P., Pelissie, T. & Rey, J. (1989): Stratigraphie Sequentielle sur la Plate-Forme Carbonatée du Quercy. *Soc. Géol. France. Comité Français de Stratigraphie*: 115p.
- Dabrio, C.J. (1970): Bosquejo estratigráfico de la región de El Tranco Pontones - Santiago de la Espada (Zona Prebética, provincia de Jaén). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 141-148.
- Dabrio, C.J. (1973): *Geología del sector del alto Segura (Zona Prebética)*. Tesis, Univ. Granada: 388p.
- Dabrio, C.J. y López-Garrido, A.C. (1970): Estructura en escamas del sector noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la depresión del Guadalquivir (provincia de Jaén). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 149-157.
- Dacqué, E. (1905): Beiträge zur Geologie des Somalilandes. II. Oberer Jura. *Beiträg. Zur Paläont. Oster.-Ungarns.*, 17: 119-159.
- Dacqué, E. (1910): Dogger und Malm aus Ostafrika. *Beiträg. Geol. Pal. Oster.-Ungarn u. Orients*, Wien, 23: 62p.
- Dardeau, G., Marchand, D. & Thierry, J. (1979): Relations entre la répartition des faciès et la composition des faunes d'Ammonites au cours de l'évolution du bassin callovien des Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. géol. France*, 7 (XXI): 753-757.
- de Boer, P.L. (1991a): Astronomical cycles reflected in sediments. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 8: 911-930.
- de Boer, P.L. (1991b): Pelagic black shale-carbonate rhythms: orbital forcing and oceanographic response. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 63-78.
- de Boer, P.L., Prag, J.S.J. & Oost, A.P. (1991): Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climate-controlled sedimentation in the thrust-sheet-top South Pyrenean Tresp-Graus Foreland Basin. *Basin Research*, 3: 63-78.
- de Boer, P.L. & Wonders, A.A.H. (1984): Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy). In: *Milankovitch and Climate*, Reidel Publishing Company, Dordrecht, I: 177-190.
- Deconinck, J.F. (1992): Clay mineralogy of early Cretaceous sediments of South-East France: Berriasian stratotype, Berriasian and Barremian of Angles. *Sequence stratigraphy of European Basins. CNRS-IFP*, Dijon, France, Abstracts: 366-367.
- Deconinck, J.F., Chamley, H., Debrabant, P. & Colbeaux, J.P. (1982): Le Boulonnais au Jurassique supérieur: données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Extrait Ann. Soc. Geol. Nord*, CII: 145-152.
- Deconinck, J.F., Chamley, H., Accarie, H., Beaudoin, B. & Renard, M. (1989): Clays minerals as a tool in recording eustatic fluctuations. Example of Cretaceous to Eocene pelagic sediments from the Umbria-Marche basin (Italy). *2ème Congrès Français de Sédimentologie. Mesozoic Eustacy Record on Western Tethyan Margins*, Abstracts: 23-24.
- Delfaud, J. (1983): Les paleoclimats du Jurassique en Europe occidentale. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 34: 121-135.
- Dercourt, J., Foucault, A. & Renard, M. (1986): Liaisons entre les phénomènes globaux, les changements de milieu et les grandes crises du monde vivant. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 10(2): 285-311.
- Dickson, J.A.D. (1990): Carbonate mineralogy and chemistry. In: *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sci. Publ.: 284-313.

- Diester-Haass, L. & Chamley, H. (1980):** Oligocene climatic, tectonic and eustatic history off NW Africa (DSDP Leg 41, Site 369). *Oceanol. Acta*, 3: 115-126.
- Dieterich, E. (1940):** Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weissen Jura Beta in Württemberg. *Jh. Ver. Vaterland Naturk. Württemberg*, 96: 1-40.
- Donn, L.W. (1982):** The enigma of High-latitude paleoclimate. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40: 199-212.
- Dromart, G. (1989):** Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the western subalpine basin, France. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 69: 23-43.
- Dumortier, E. & Fontannes, F. (1876):** Description des Ammonites de la zone à Ammonites tenuilobatus de Crussol (Ardèche) et de quelques autres fossiles jurassiques nouveaux ou peu connus. *Mém. Acad. Lyon*, XXI: 159p.
- Dunham, R.J. (1962):** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1: 108-121.
- Duval, B., Cramez, C. & Vail, P.R. (1992):** Types and Hierarchy of Stratigraphic Cycles. *Sequence Stratigraphy of European Basins*. CNRS-IFP, Abstracts: 44-45.
- Easthouse, K.A. & Driese, S.G. (1988):** Paleobathymetry of a Silurian shelf system: Application of proximity trends and trace-fossil distributions. *Palaios*, 3: 473-486.
- Eder, W. (1982):** Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). In: *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin: 98-112.
- Einsele, G. (1982a):** General remarks about the nature, occurrence, and recognition of cyclic sequences (periodites). In: *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin: 3-7.
- Einsele, G. (1982b):** Limestone-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes - a review. In: *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin: 8-53.
- Einsele, G. & Ricken, W. (1991):** Limestone-marl alternation - an overview. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 23-47.
- Einsele, G. & Seilacher, A. (Eds.) (1982):** *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin: 536p.
- Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (1991a):** Cycles and events in stratigraphy-basic concepts and terms. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 1-19.
- Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds.) (1991b):** *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 955p.
- Ekdale, A.A. (1985):** Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 50: 63-81.
- Ekdale, A.A. (1988):** Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages. *Palaios*, 3: 464-472.
- Ekdale, A.A. & Berger, W.H. (1978):** Deep-sea ichnofacies: Modern organism traces on and in pelagic carbonates of the western equatorial Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 23: 263-278.
- Ekdale, A.A.; Bromley, R.G. & Pemberton, S.G. (1984):** *Ichnology. Trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. SEPM, Short course, 15: 316p.
- Ekdale, A.A. & Mason, T.R. (1988):** Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, 16: 720-723.
- Elmi, S. (1985):** Influences des Hauts-fonds sur la composition des peuplements et sur la dispersion des ammonites. *Bull. Sec. Sci. (Paris)*, IX (Géologie): 217-228.
- Emmanuel, L. & Renard, M. (1992):** Carbonate

- geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of Berriasian pelagic limestones. Relationship with sequence stratigraphy. (Angles section, Vocontian Trough, S-E France). *Sequence Stratigraphy of European Basins*. CNRS-IFP, Abstracts: 370-371.
- Enay, R. (1959): La faune des couches à *Perisphinctes crusoliensis* (FONTANNES) dans le Jura méridional. *C. R. Somm. Séances Soc. géol. France*, 8: 229-230.
- Enay, R. (1980): Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. *Bull. Soc. géol. France*, XXII (4): 581-590.
- Enay, R., Tintant, H. & Rioult, M. (1971): Kimméridgien. In: Les zones du Jurassique en France. *Extrait du C.R. Somm. Séances Soc. géol. France*: 22-23.
- Favre, E. (1875): Description des fossiles du terrain Jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, II: 78p.
- Favre, E. (1877): La zone à Ammonites *Acanthicus* dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, IV: 113p.
- Fernández-López, S. (1981): La evolución tafonómica (un planteamiento neodarwinista). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 243-254.
- Fernández-López, S. (1984a): Nuevas perspectivas de la tafonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios geol.*, 40: 215-224.
- Fernández-López, S. (1984b): Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 19: 105-116.
- Fernández-López, S. (1986): Sucesiones paleobiológicas y sucesiones registráticas (nuevos conceptos paleontológicos). *Rev. Esp. Paleontología*, 1: 29-45.
- Fernández-López, S. (1989): La materia fósil. Una concepción dinamicista de los fósiles. En: *Paleontología. Nuevas Tendencias*, CSIC: 25-45.
- Fischer, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- Fischer, A.G. (1991): Orbital cyclicity in mesozoic strata. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 48-62.
- Fischer, A.G., de Boer, P.L. & Premoli Silva, I. (1990): Cyclostratigraphy. In: *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, NATO ASI Ser. C, Kluwer Acad. Publis., Dordrecht, 304: 139-172.
- Fischer, E. (1913): Über einige neue oder in Schwaben bisher unbekannte Versteinerungen des Braunen und Weissen Jura. *Jh. Ver. Vaterländ. Naturk. Württemberg*, 69: 31-59.
- Fisher, W.L. & McGowen, J.H. (1967): Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 17: 105-125.
- Flügel, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York: 633p.
- Fontannes, F. (1879): Description des Ammonites des calcaires du Château de Crussol-Ardèche (Zone à *Oppelia tenuilobata* et *Waagenia beckeri*). *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, XI: 1-122.
- Foucault, A. (1965): Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du haut Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 7 (VII): 567-570.
- Foucault, A. (1971a): *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Thèse, Univ. Paris: 633p.
- Foucault, A. (1971b): Le jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: le Prébétique et le Subbétique de Cazorla à Huescar. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 137-156.
- Foucault, A. (1992): L'enregistrement sédimentaire des cycles orbitaux, méthodes d'étude, résultats et perspectives. *Bull. Soc. géol. France*, 163 (3):

325-335.

Foucault, A. & Clerc-Renaud, T. (1987): Etude stratonomique des alternances marne-calcaire du Kimméridgien au Valanginien. In: Stratigraphie intégrée du sillon citrabetique (Sierra de Fontcalet, province d'Alicante, Espagne). *Geobios*, 20(3): 337-387.

Foucault, A. & Renard, M. (1987): Contrôle climatique de la sédimentation marno-calcaire dans le Mésozoïque d'Espagne (Sierra de Fontcalet, province d'Alicante): arguments isotopiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305 (II): 517-521.

Fourcade, E. (1966a): Sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de l'anticlinal de las Puntillas (province de Murcie, Espagne). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 2: 61-62.

Fourcade, E. (1966b): Note préliminaire sur l'évolution de quelques faciès du Jurassique supérieur de l'Est de la province d'Albacete (Espagne). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 182-184.

Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. Thèse, Univ. Paris: 427p.

Fourcade, E. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prébétique et des chaînes Ibériques entre le rio Mundo et le rio Júcar (stratigraphie, zones à foraminifères et paleogeographie). *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 157-182.

Fourcade, E., Pendas, F. y Rodríguez-Estrella, T. (1977): El Jurásico superior y el Cretácico inferior de los alrededores de Yeste (Zona Prebética, sudeste de España). *Rev. Esp. Microp.*, IX (3): 361-380.

Frey, R.W. (1978): Behavioral and ecological implications of trace fossils. In: *Trace fossil concepts*. SEPM, Short course, 5: 49-75.

Fülöp, J. (1976): The mesozoic basement horst blocks of Tata. *Geol. Hungarica*, 16: 229p.

Galán, E. (1986): Las arcillas como indicadores paleoambientales. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 9: 11-22.

Gale, A.S. (1989): A Milankovitch scale for Cenomanian time. *Terra Nova*, 1 (5): 420-425.

Galloway, W.E. (1989): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73 (2): 125-142.

García-Hernández, M. (1978): *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura (Zona Prebética)*. Tesis, Univ. Granada: 344p.

García-Hernández, M. y López-Garrido, A.C. (1979a): *Itinerarios geológicos por las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario: Sierras de Cazorla y Segura*. Univ. Granada: 77p.

García-Hernández, M. y López-Garrido, A.C. (1979b): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona Prebética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 535-544.

García-Hernández, M. y López-Garrido, A.C. (1979c): El Jurásico de la Sierra de Cazorla y Sierra del Pozo. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 641-651.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Olóriz, F. (1979): El Oxfordense y el Kimmeridgense inferior en la Zona Prebética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 527-533.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. & Olóriz, F. (1981): Etude des calcaires noduleux du Jurassique supérieur de la Zone Prébétique (Cordillères Bétiques, SE de l'Espagne). *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*: 419-434.

García-Hernández, M. & López-Garrido, A.C. (1988): The Prebetic platform during the Jurassic: a sedimentary evolution upon a distensive margin. *2nd. Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, II: 1017-1030.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Rufz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13:

35-52.

García-Ramos, J.C. (1982): Estructuras orgánicas: aplicación al estudio de series estratigráficas y ambiente sedimentario. *Ciclo Seminarios Sedimentol.*, IGME: 103p.

García-Ramos, J.C. (1983): Sedimentología de estructuras orgánicas. - *I Curso de Sedimentología para Postgraduados*. Inst. Geol. Econ., CSIC, 2: 1-25.

García-Ramos, J.C., Valenzuela, M. y Suárez de Centi, C. (1989): Sedimentología de las huellas de actividad orgánica. *En: Sedimentología*, Nuevas Tendencias, CSIC, 2: 261-342.

Geister, J. & Geyer, O.F. (1968): Beiträge zur stratigraphie und paläontologie des Juras von Ostspanien. IV. Der Jura der Sierra de Corbera (Prov. Valencia). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 131 (3): 310-336.

Gemmellaro, G.G. (1872): Sopra i Cefalopodi della zona con *Aspidoceras acanthicum* Opp. sp. di Burgilamuni presso Favara, provincia di Girgenti. *Giornale di Scienze Nat. ed Economiche*, VIII: 30-52.

Gemmellaro, G.G. (1877): Sopra i Cefalopodi della zona inferiore degli strati con *Aspidoceras acanthicum* Opp. sp. di Sicilia. *Atti. Acad. Sci. Nat. Catania*, Ser. 3: 173-232.

Geyer, O.F. (1960): Über Oxydiscites DACQUE. Ein Beitrag zur Kenntnis der Ochetoceratinae (Cephal. Jurass.). *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 9: 417-425.

Geyer, O.F. (1961): Monographie der Perisphinctidae des unteren unterKimmeridium (Weisser jura τ , Badenerschichten) im süddeutschen Jura. *Palaeontographica Abt. A*, 117: 1-157.

Geyer, O.F. (1963): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien, I. "Eine Ammoniten-Fauna aus dem Unterkimmeridium der Sierra de Montenegro (WSW Tortosa, prov. Tarragona)". *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 118 (2): 182-196.

Geyer, O.F. (1971): Zur paläobathymetrischen

zuverlässigkeit von ammonoideen-faunen-spektren. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 10: 265-272.

Geysant, J. (1966): Etude de quelques ammonites (Nebrodités et Simosphinctes). *Notes Serv. géol. Maroc*, 26(188): 105-112.

Gharbi, K. (1990): Rôle de la composition de la faune d'ammonites dans les reconstitutions paléogéographique et géodynamique des faciès noduleux du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien de Tunisie. *3d Intern. Symp. Cephalopods: Present and Past*, Abstracts: 43.

Gilbert, J.K. (1895): Sedimentary measurement of Cretaceous time. *Jour. Geol.*, Feb.-Mar., III(2): 121-127.

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. & Hardie, L.A. (1987): High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *Amer. Jour. Sci.*, 287: 853-892.

Gómez, J.J. y Fernández-López, S. (1992): Secciones condensadas y máximos transgresivos. Una relación equívoca. *Geogaceta*, 11: 130-137.

González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. de España*, SGE, Simposios: 175-184.

Gutowski, J. (1992): Sequence Stratigraphy of the Oxfordian-Kimmeridgian Epicontinental basin of Central Poland. *Sequence Stratigraphy of European Basins*. CNRS-IFP, Abstracts: 134-135.

Gygi, R.A. (1986): Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae geol. Helv.*, 79(2): 455-491.

Hallam, A. (1964): Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Lias of England: a composite theory. *Jour. Geol.*, 72: 157-169.

Hallam, A. (1984): Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 47:

195-223.

Hallam, A. (1985): A review of Mesozoic climates. *Jour. geol. Soc. London*, 142: 433-445.

Hallam, A. (1986): Origin of minor limestone-shale cycles: climatically induced or diagenetic?. *Geology*, 14: 609-612.

Hallam, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon Curve. In: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Public., 42: 261-273.

Hallam, A., Grose, J.A. & Ruffell, A.H. (1991): Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 81: 173-187.

Hamblin, W.M. K. (1962): X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 32(2): 201-210.

Hantzpergue, P. (1988): Biochronologie des dépôts kimmeridgiens du haut-fond d'Europe occidentale: Correlations avec les zones d'ammonites des provinces subméditerranéenne et subboréale. *2nd Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, 1: 491-504.

Hantzpergue, P., Atrops, F. & Enay, R. (1991): Réactualisation des échelles d'Ammonites. Kimmeridgien. *3rd Intern. Symp. on Jurassic Stratigraphy*, Abstracts: 133.

Häntzschel, W. (1962): Trace fossils and problematic. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Geol. Soc. Amer. & Kansas Univ. Press. Part W, Miscellanea: 177-245.

Haq, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 12: 3-39.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-level change. In: *Sea-Level Changes*

- *An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Pub., 42: 71-108.

Hardenbol, J. (1992): The Mesozoic-Cenozoic global sequence stratigraphic framework. *Sequence Stratigraphy of European Basins*. CNRS-IFP, Abstracts: 62.

Hauer, F. von (1866): Petrefacten aus Siebenbürgen, gesendet von Herrn Fr. Herbich. *Verh. geol. R.A.* S.191-195.

Haug, E. (1885): Beiträge zur Monographie der Ammonitengattung Harpoceras. *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, Beil.Bd., 3: 585-722.

Haug, E. (1887): Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corbara in Südtirol. *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichs.*, XXXVII (2).

Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackleton, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121-1132.

Herbich, F. (1878): Das Szeklerland mit Berücksichtigung der Angrenzenden Landesteile. *Mitt. Jb. Kugl. Ungar. Geol. Anst. Budapest*, 5: 17-363.

Hoffman, A., Gruszczynski, M., Malkowski, K., Halas, S., Matyja, B.A. & Wierzbowski, A. (1991): Carbon and oxygen isotope curves for the Oxfordian of Central Poland. *Acta Geol. Polonica*, 41(3-4): 157-164.

Hölder, H. (1955): Die Ammoniten-Gattung *Taramelliceras* im Südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm. Morphologische und taxionomische Studien an *Ammonites flexuosus* BUCH (Oppeliidae). *Palaeontographica Abt. A*, 106: 37-153.

Höroldt, U. (1964): Morphologie und systematik der weissjurassischen Ammoniten-Gattungen *Streblites* und *Ochetoceras* unter besonderer Berücksichtigung des Hohlkiels. *Inaug. Dissertation. Univ. Tübingen*::106p.

Horowitz, A.S. & Potter, P.E. (1971): *Introductory petrography of Fossils*. Springer-Verlag, Berlin: 302p.

- House, M.R. (1985): A new approach to an absolute timescale from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms. *Nature*, 316 (6022): 721-725.
- House, M.R. (1986): Towards more precise time-scales for geological events. In: *Geology in the real World-the Kingsley Dunham Volume*, The Institution of Mining and Metallurgy, London: 197-206.
- House, M.R. (1987): Geological rhythms, cycles and other revolutions. *Geol. Mag.*, 124(3): 273-276.
- House, M.R. (1991): Devonian sedimentary microrhythms and a Givetian time scale. *Proceedings of the Ussher Society*, 7: 392-395.
- Howard, J.D. (1978): Sedimentology and trace fossils. In: *Trace fossil concepts*. SEPM, Short course, 5: 13-47.
- Howell, J. (1977): Photography of low-contrast fossils. *Jour. Paleontol.*, 51: 419-420.
- Hutter, K., Blatter, H & Ohmura, A. (1990): Climatic changes, ice sheet dynamics and sea-level variations. *Zürcher Geographische Schriften*, E.T.H., Zürich, 37: 83p.
- Hyatt, A. (1900): Cephalopoda. *Textbook of Paleontology*. McMillan, London: 505-592.
- I.G.M.E. (1984): Mapa y memoria explicativa de la Hoja de Montealegre del Castillo (818) del Mapa Geológico de España Escala, 1:50.000: 48p.
- I.G.M.E. (1987): Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. *I.G.M.E. Public. Espec.*: 465p.
- I.U.G.S. (1989): 1989 Global Stratigraphic Chart. *Supplement to Episodes*, 12(2).
- Imbrie, J. (1985): A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *J. geol. Soc. London*, 142: 417-432.
- Imbrie, J. & Imbrie, J.Z. (1980): Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207: 943-953.
- Jerez-Mir, L. (1971): Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (provincias de Albacete y Murcia). *I Congr. Hisp.-Luso-Amer. Geol. Econ. Sec. Geol.*, I, E-1 (24): 249-264.
- Jerez-Mir, L. (1973): *Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis, Univ. Granada: 749p.
- Jerez-Mir, L. (1980): Mapa y memoria explicativa de la Hoja de Elche de la Sierra (867) del Mapa Geológico de España, 1:50.000: 62p.
- Kamola, D.L. (1984): Trace fossils from marginal marine facies of the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation (Upper Cretaceous), east-central Utah. *Jour. Paleontol.*, 58(2): 529-541.
- Karvé-Corvinus, G. (1966): Biostratigraphie des Oxfordium und untersten Kimmeridgium am Mont Crussol, Ardèche, im Vergleich mit Süddeutschland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 126(2): 101-141.
- Kate, W.G. ten & Sprenger, A. (1989): On the periodicity in a calcilitite-marl succession (SE Spain). *Cretaceous Research*, 10: 1-31.
- Kauffman, E.G. (1986): High-resolution event stratigraphy: regional and global cretaceous bio-events. In: *Global Bio-Events*, Lect. Notes Earth Sci., Springer-Verlag, Berlin: 279-335.
- Kauffman, E.G. (1988): Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Letters*, 16: 605-654.
- Kauffman, E.G., Elder, W.P. & Sageman, B.B. (1991): High-resolution correlation: a new tool in chronostratigraphy. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 795-819.
- Kern, J.P. & Warme, J.E (1974): Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point Loma Formation, San Diego, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85: 893-900.
- Kilian, W. & Guébard, A. (1905): Etude paléontologique et stratigraphique du Système Jurassique dans les Préalpes Maritimes. *Bull. Soc.*

géol. France, II: 737-828.

King, D.T. Jr. (1990): Upper Cretaceous marl-limestone sequences of Alabama: Possible products of sea-level change, not climate forcing. *Geology*, 18: 19-22.

Klinkhammer, G.P. (1980): Observations of the distribution of manganese over the East Pacific Rise. *Chem. Geol.*, 29: 211-226.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, 68: 277-279.

Kutek, J. (1968): The Kimmeridgian and uppermost Oxfordian in the SW margin of the Holy Cross Mountains (Central Poland). I. Stratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, 18 (3): 493-586.

Land, L.S. & Hoops, G.K. (1973): Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Jour. Sed. Petrol.*, 43(3): 614-617.

Linares-Girela, L. (1976): Datos sobre las series Jurásico-Cretácicas en el sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón (prov. de Albacete). *Bol. Geol. Min.*, LXXXVII-IV: 355-364.

López-Galindo, A. (1986): *Las facies oscuras del Cretácico medio en la Zona Subbética. Mineralogía y sedimentación.* Tesis, Univ. Granada: 267p.

López-Galindo, A., Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1991): Mineralogical analysis in marly intercalations and integrated approaches to paleoenvironmental interpretation. An example from the Southiberian margin during the Upper Jurassic. *7th Euroclay Conference, Proceedings*, 2: 707-712.

López-Galindo, A., Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1992): Caracterización mineralógica del perfil de Fuente Alamo (prov. Albacete) y contribución a la reconstrucción ambiental del Kimmeridgiense basal en el Prebético oriental. *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, 1: 147-152.

López-Garrido, A.C. (1969): Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-rfo

Madera (Zona Prebética, provincia de Jaén). *Acta Geol. Hisp.*, IV (4): 84-90.

López-Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética, al NE. de la provincia de Jaén.* Tesis, Univ. Granada: 317p.

López-Garrido, A.C. (1975): Mapa y memoria explicativa de la Hoja de Orcera (887) del Mapa Geológico Nacional, 1:50.000, I.G.M.E.: 28p.

López-Garrido, A.C. y García-Hernández, M. (1988): Ciclos sedimentarios mayores en la primera fase carbonatada de la plataforma prebética (Lías-Valanginiense inferior). *II Congr. Geol. Esp.*, SGE, 1: 107-110.

López-Garrido, A.C. y Jerez-Mir, F. (1971): La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región de Orcera-Siles (provincia de Jaén). *Acta Geol. Hisp.*, VI (1): 15-18.

Loreau, J.P. & Tintant, H. (1968): Le calcaire de Tonnerre et les formations adjacentes du Jurassique supérieur de l'Yonne. Observations stratigraphiques et paléontologiques. *Bull. Soc. géol. France.*, 10: 341-357.

Loriol, P. de (1876-78): Monographie paléontologique des couches de la zone à Ammonites tenuilobatus (Badener Schichten) de Baden (Argovie). *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, III: 200p.

Loriol, P. de (1881): Monographie paléontologique des couches de la zone à Ammonites tenuilobatus (Badener Schichten) d'Oberbuchsitten et de Wangen (Soleure). *Mém. Soc. paléont. suisse*, Genève, VII (1880): p. 1-60, pl. I-X + A; vol. VIII (1881): p. 61-120, pl. XI-XIV.

Loutit, T.S., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1988): Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*, SEPM, Spec. Pub., 42: 183-213.

Manuppella, G., Marques, B. & Rocha, R.B. (1988): Evolution tectono-sédimentaire du bassin de l'Algarve pendant le Jurassique. *2nd Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, II: 1031-1046.

- Manuppella, G., Ramalho, M., Telles Antunes, M. & Pais J. (1987): Notícia Explicativa da Folha 53-A (FARO). *Serviços Geológicos de Portugal*: 52p.
- Marchand, D. & Thierry, J. (1986): Relations entre les événements calloviens et l'évolution des peuplements d'ammonites en Europe occidentale. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10(2): 383-392.
- Marques, B. (1983): *O Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleobiogeografia*. Tese, Univ. Nova Lisboa: 547p.
- Marques, B. (1984): Biostratigraphie de l'Oxfordien - Kimmeridgien de l'Algarve orientale. *1st Intern. Symp. on Jurassic Stratigraphy*, 2: 467-478.
- Marques, B. (1985): Litostratigrafia do Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve. *Comun. Ser. Geol. Portugal*, 71 (1): 33-39.
- Marques, B. & Olóriz, F. (1989a): La marge Sud-Ouest d'Iberie pendant le Jurassique supérieur (Oxfordien-Kimmeridgien): essai de reconstruction géo-biologique. *Cuad. Geol. Ibérica, Univ. Complutense*, 13: 251-263.
- Marques, B. & Olóriz, F. (1989b): La plate-forme de l'Algarve au Jurassique supérieur: les grandes discontinuités stratigraphiques. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 237-249.
- Marques, B. & Olóriz, F. (1992): The *Orthispidoceras uhlandi* (OPPEL) record and the maximum flooding in the Eastern Algarve during the Lower Kimmeridgian. *Rev. Esp. Pal.*, Extra: 149-156.
- Marques, B., Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1989): Interactions between tectonics and eustatism, examples from the south of Iberia. *Strata*, 5: 119-120.
- Marques, B., Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1991): Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. *Bull. Soc. géol. France*, 162(6): 1109-1124.
- Marques, B., Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. & Caetano, P.S. (1992): The Transversarium-Bifurcatus Zone boundary at Rocha (Peral area, East-Central Algarve, Portugal). *Ciências da Terra*, 11: 109-125.
- Marques, B., Olóriz, F., Caetano, P.S. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1993): Relative sea-level fluctuations and ecostratigraphy; applications to Middle/Upper Oxfordian fossil assemblages of east-central Algarve, Portugal. *Acta Geol. Polon.*, 43(3-4): 289-298.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis, Univ. Granada: 1171p.
- Martínez-Ruiz, F. (1994): *Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cordilleras Béticas y en la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Tesis, Univ. Granada: 281p.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1989): La sedimentación carbonatada en mares someros. *En: Sedimentología. Nuevas tendencias*, CSIC, 2: 11-87.
- Maubeuge, P.L. (1975): Catalogue des Ammonites du Jurassique supérieur (Callovien à Kimmeridgien) du Musée cantonal de Bâle-Campagne. *Tätigkeitsberichte Naturf. Gesell. Baselland*, Bâle, 29, 4ème part: 338p.
- Mayer, C. (1871): Ammonites argonautoides. *Journal de Conchyliologie*, 19, Ser. 3: 11.
- Megías, A.G. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. 5º *Congr. Latinoamericano de Geología*, Actas, I: 385-402.
- Miall, A.D. (1986): Eustatic sealevel changes interpreted from Seismic Stratigraphy: A critique of the Methodology with Particular Reference to the North Sea Jurassic Record. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70(2): 131-137.
- Miall, A.D. (1991): Stratigraphic Sequences and their Chronostratigraphic Correlation. *Jour. Sed. Petrol.*, 61(4): 497-505.
- Millot, G. (1979): Clay. *Sci. Amer.*, 240 (4):

109-118.

Mitchum, R.M. Jr. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 11: Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 26: 205-212.

Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R. & Thompson, S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 26: 53-62.

Mitchum, R.M. Jr. & Van Wagoner, J.C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedim. Geol.*, 70: 131-160.

Moesch, C. (1867): Der Aargauer-Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 4: 320p.

Moliner, L. (1983): *El Jurásico superior en el Sector Alcorisa-Berge (provincia de Teruel)*. Tesis de Lic., Univ. Granada: 197p.

Moliner, L. & Olóriz, F. (1984): Fine biostratigraphy in the lowermost part of the lower Kimmeridgian Platynota Zone of the Celtiberic Chain (Spain). *1st Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, II: 503-514.

Moore, G.T., Hayashida, D.N., Ross, C.A. & Jacobson, S.R. (1992): Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 93: 113-150.

Munier-Chalmas, E.P. (1892): Sur la possibilité d'admettre un dimorphisme sexuel chez les Ammonites. *C. R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 14: 170-174.

Neumayr, M. (1871): Jurastudien. IV. Die Vertretung der Oxfordgruppe im östlichen Teile des mediterranen Provinz. *Jahrb. k. k. geol.*

Reichsanst., 21 (3): 355-378.

Neumayr, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. *Abh. k. k. geol. Reichsanst.*, 6: 141-247.

Nitzopoulos, G. (1974): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen vom Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, Ser. B (16): 1-131.

Odin, G.S. (1984): Geochronology of the Jurassic time: Status in 1984. *1st Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, III: 768-776.

Odin, G.S. & Odin, Ch. (1990): Echelle numérique des temps géologiques. *Supplement to Géochronique*, 35.

Olóriz, F. (1978): *Kimmeridgiense-Tithónica inferior en el Sector Central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética)*. *Paleontología. Bioestratigrafía*. Tesis, Univ. Granada, 184: 758p.

Olóriz, F. (1985): Paleogeography and Ammonites in the Upper Jurassic. Outlines for a pattern. *Commemorazione di D. R. Piccinini. Atti del I Conv. "Fossili, Evoluzione, Ambiente"*: 1-9.

Olóriz, F. (1987): El significado biogeográfico de las plataformas mexicanas en el Jurásico superior. Consideraciones sobre un modelo eco-evolutivo. *Rev. Soc. Mex. Pal.*, 1(1): 219-247.

Olóriz, F. (1988): Ammonites and dispersal biogeography. Is that all?. *2nd Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, I: 563-580.

Olóriz, F. (1990): Ammonite phenotypes and ammonite distributions. Notes and comments. *Atti del II Conv. "Fossili, Evoluzione, Ambiente"*: 417-426.

Olóriz, F., González, C., Hoedemaeker, Ph., Marques, B., Moliner, L., Rodríguez-Tovar, F.J., Sarti, C., Tavera, J.M., Villaseñor, A.B. & Westerman, G.E.G. (1990): Ecostratigraphy and sequence stratigraphy. A new approach to interpret the ammonite record. *VI Jorn. de Paleontología*, Abstracts: 47.

- Olóriz, F., Marques, B. & Moliner, L. (1988): The Platform effect: An example from Iberian shelf areas in the Lowermost Kimmeridgian. *2nd Intern. Symp. Jurassic Stratigr.*, I: 543-562.
- Olóriz F., Marques B. & Rodríguez-Tovar F.J. (1991): Eustatism and faunal associations. Examples from the South Iberian Margin during the Late Jurassic (Oxfordian - Kimmeridgian). *Eclogae geol. Helv.*, 84(1): 83-106.
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1992a): Contribución del análisis icnológico en la interpretación del origen de la ritmita margoso-calcárea de edad kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético Central. *Reun. monográfica sobre Biosedimentación*, Resúmenes: 41-45.
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1992b): Contribución del análisis icnológico en la interpretación del origen de la ritmita margoso-calcárea de edad Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético Central. *Geogaceta*, 12: 105-107.
- Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1993a): Lower Kimmeridgian biostratigraphy in the Central Prebetic (Southern Spain. Cazorla and Segura de la Sierra sectors). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3: 150-170.
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1993b): Reconsideración del límite Oxfordiense -Kimmeridgiense en el perfil de Puerto Lorente (Prebético Externo). *Geogaceta*, 13: 92-94.
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1992a): Icnitas del Kimmeridgiense inferior y medio en el perfil de Puerto Lorente (Sierra de Cazorla, Prebético Externo). Contribución a la interpretación de la evolución ecológica del substrato. *Rev. Soc. Geol. España* (en prensa).
- Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Chica-Olmo, M. & Pardo, E. (1992a): The marl-limestone rhythmites from the Lower Kimmeridgian (Platynota Zone) of the central Prebetic and their relationship with variations in orbital parameters. *Earth Planet. Sci. Letters*, 111: 407-424.
- Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. y Marques, B. (1992b): Asociaciones fósiles y medio deposicional. Proximalidad y profundidad de depósito de la ritmita del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético Central. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 89-99.
- Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. & Marques, B. (1994): Macroinvertebrate assemblages and ecostratigraphic structuration within a highstand system tract. An example from the Lower Kimmeridgian in southern Iberia. *Geobios*, M.S., 17: 605-614.
- Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. & Schairer, G. (1992c): New record of *Barthelia subbetica* OLORIZ & SCHAIRER (Jurassic Ammonitina) from the South Iberian paleomargin (Prebetic zone, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 6: 343-350.
- Olóriz, F., Schairer, G. & Zeiss, A. (1985): Eine neue Art von *Crussoliceras* aus dem Kimmeridge Südsaniens: *Crussoliceras almolaense* n. sp. (Ammonitina, Perisphinctidae). *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 25: 27-44.
- Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Marques, B. & Caracuel, J.E. (1993): Ecostratigraphy and sequence stratigraphy in high frequency sea-level fluctuations: examples from Jurassic macroinvertebrate assemblages. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 101: 131-145.
- Oppel, A. (1856-58): Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands. *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, 13: 439-694.
- Oppel, A. (1863): Ueber jurassische Cephalopoden. *Paläont. Mitt. Mus. K. Bayer. Staates*, III: 163-266.
- Orbigny, A. D'. (1842-49): Paléontologie française. Terrains jurassiques. I. Céphalopodes. *Masson et Cie.*: 642p.
- Orbigny, A. D'. (1850-52): Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. *Masson et Cie.* Paris, 1: 394p, 2: 428p, 3: 191p.
- Otonello, G., Pescia, A. & Petrini, R. (1986): Analisi di elementi maggiori, minori e tracce in rocce e minerali mediante spettrometria sequenziale

- con Plasma ad Accoppiamento Induttivo. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, 41(1): 131-134.
- Palomo, I. (1987): *Mineralogía y geoquímica de sedimentos pelágicos del Jurásico inferior de las Cordilleras Béticas (SE de España)*. Tesis, Univ. Granada: 344p.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2(3-4): 199-219.
- Parrish, J.F., Ziegler, A.M. & Scotese, Ch.R. (1982): Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40: 67-101.
- Pavia, G., Benetti, A. & Minetti, C. (1987): Il Rosso Ammonitico dei Monte Lessini Veronesi (Italia NE). Faune ad Ammoniti e discontinuità stratigrafiche nei Kimmeridgian inferiore. *Boll. Soc. Paleont. Italia.*, 26(1-2): 63-92.
- Payton, C.E. (Ed.) (1977): *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 26: 516p.
- Pendas, F. (1971): Definición morfológica de los embalses subterráneos del alto sureste español. *I Congr. Hisp.-Luso-Amer. Geol. Econ. Sec. Hidrogeol.*, II: 529-550.
- Perconig, E. y Martínez-Díaz, C. (1977): Perspectivas petrolíferas de Andalucía Occidental. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-V: 417-433.
- Pestiaux, P. & Berger, A. (1984): Impacts of deep-sea processes on paleoclimatic spectra. In: *Milankovitch and Climate*. Reidel Publ. Company, Dordrecht, I: 493-510.
- Pillet, L. (1887): Nouvelle description géologique et paléontologique de la colline de Lemenc sur Chambéry. *Mém. Acad. Sc. Savoie, Chambéry*, ser. 3(XII): 69-136.
- Pisera, A. (1991): Upper Jurassic sponge megafacies in Spain: Preliminary report. In: *Fossil and Recent Sponges*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg: 486-497.
- Ponsot-Jacquín, C. (1992): Sequence Stratigraphy in the Jurassic of the Paris Basin. *Sequence Stratigraphy of the European Basins*. CNRS-IFP, Abstracts: 72-73.
- Ponsot, C.M. & Vail, P.R. (1991a): Sequence stratigraphy of the Jurassic: New data from the Paris-London Basin. *6th meeting of the European Union of Geosciences*. Terra abstracts, 3(1): 308(28/48).
- Ponsot, C.M. & Vail, P.R. (1991b): Sequence stratigraphy of the Jurassic: New data from the Paris-London Basin compiled on well logs. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75(3): 655.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework. In: *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Pub., 42: 109-124.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II- Sequence and systems tract models. In: *Sea-Level changes - An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Pub., 42: 125-154.
- Premoli Silva, I., Ripepe, M. & Tornaghi, M.E. (1989): Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (central Italy). *Terra Nova*, 1(5): 443-448.
- Quenstedt, F.A. (1845-49): *Petrefactenkunde Deutschlands*. I. Die Cephalopoden. Tübingen, E. Schweizerbartsche: 580p.
- Quenstedt, F.A. (1858): Der Jura. In: Laupp & Siebeck (Eds.). Tübingen; 842p.
- Quenstedt, F.A. (1887-88): Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. III. Band. Der Weisse Jura. E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung: 817-1140.
- Ramalho, M. (1971): *Contribuição à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)*. Serv. Geol.

Portugal, 19: 212p.

Ramalho, M. (1972-73): Observações micropaleontológicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, LVI: 451-470.

Ramalho, M. (1981): Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67 (1): 41-45.

Ramalho, M. (1985): Considérations sur la biostratigraphie du Jurassique supérieur de l'Algarve oriental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71 (1): 41-50.

Ramalho, M. (1987): Jurássico superior. Notícia explicativa da folha 53-A, FARO. Carta geológica de Portugal. *Ser. Geol. Portugal*: 17-22.

Ramalho, M. (1988): Sur la découverte de biohermes stromatolithiques à spongiaires siliceux dans le Kimméridgien de l'Algarve (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 74: 41-55.

Ramalho, M. & Rey, J. (1975): Etat des connaissances actuelles sur le Jurassique terminal et le Crétacé basal du Portugal. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 86: 265-273.

Ramalho, M. & Ribeiro, A. (1985): The geology of the Mesozoic-Carrapateira outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71 (1): 51-54.

Read, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.

Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69 (1): 1-21.

Reinecke, I.C.M. (1818): Maris protogaei Nautilus et Argonautas vulgo Cornua Ammonis in Agro Coburgico et vicino reperiundos, descripsit et delineavit, simul Observaciones de Fossilium Protypis adjecit. *L.C.A. Ahlii*: 90p.

Renard, M. (1979): Aspect Géochimique de la

diagenèse des carbonates. Teneurs en strontium et de magnésium des carbonates: essai d'interprétation de l'inversion de la corrélation Sr-Mg observée dans les carbonates du domaine pélagique par rapport à ceux du domaine néritique. *Bull. BRGM Sect. IV*, 2: 133-152.

Renard, M. (1986): Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg, ¹⁸O, ¹³C). *Mar. Micropaleontol.*, 10: 117-164.

Renard, M. (1987): Chimiostatigraphie. In: *Stratigraphie. Méthodes, principes, applications*. Doin, Paris: 140-190.

Renard, M., Richebois, G. & Létolle, R. (1979): Strontium, manganese, and iron contents, and oxygen isotopes in the carbonate fractions recovered from hole 398C, leg 47B. In: *Init. Reports DSDP*, 47: 497-506.

Research on Cretaceous Cycles (R.O.C.C.) Group (1986): Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: Varying sedimentary response to climatic forcing. *Geology*, 14: 153-156.

Rhoads, D.C. (1975): The paleoecological and environmental significance of trace fossils. In: *The study of trace fossils*. Springer-Verlag, New York: 147-160.

Rhoads, D.C. & Stanley, D.J. (1966): Transmitted infrared radiation: A simple method for studying sedimentary structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 36: 1144-1149.

Riba, O. (1989): Unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales. *Rev. Soc. Geol. España*, 2(3-4): 189-198.

Ricken, W. (1985): Epicontinental marl-limestone alternations: event deposition and diagenetic bedding (Upper Jurassic, southwest Germany). In: *Sedimentary and evolutionary cycles*. Lec. Not. Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 1: 127-162.

Ricken, W. (1986): *Diagenetic bedding. A model for marl-limestone alternations*. Lect. Not. Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 6: 210p.

- Ricken, W. (1987): The carbonate compaction law: a new tool. *Sedimentology*, 34: 571-584.
- Ricken, W. & Eder, W. (1991): Diagenetic modification of calcareous beds - an overview. In: *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin: 430-449.
- Ricken, W. & Hemleben, C. (1982): Origin of marl-limestone alternation (Oxford 2) in southwest Germany. In: *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, Berlin: 63-71.
- Rioult, M., Dugué, O., Jan Du Chêne, R., Ponsot, C., Fily, G., Moron, J.M. & Vail, P.R. (1991): Outcrop Sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine*, 15(1): 101-194.
- Robert, C. (1987): Clay mineral associations and structural evolution of the South Atlantic: Jurassic to Eocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 58: 87-108.
- Rocha, R.B. (1976): *Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental*. Ciências da Terra (UNL), 2: 178p.
- Rocha, R.B. & Marques, B. (1979): Le Jurassique de l'Algarve (Portugal): esquisse stratigraphique et évolution paléogéographique. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 35-43.
- Rodríguez-Estrella, T. (1977a): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I) Estratigrafía. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-III: 183-214.
- Rodríguez-Estrella, T. (1977b): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II) Tectónica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-IV: 273-299.
- Rodríguez-Estrella, T. (1978): *Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete)*. Síntesis geológica de la Zona Prebética. Tesis, Univ. Granada: 758p.
- Rodríguez-Estrella, T. (1979): Paleogeografía de la Zona Prebética durante el Jurásico. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 307-310.
- Rodríguez-Tovar, F.J. (1990): *Estudio de la rimita kimmeridgiense en el Prebético central (Sectores de Cazorla y Segura de la Sierra)*. Tesis Lic., Univ. Granada: 197p.
- Rollier, L. (1922): Phylogénie des Ammonoïdés. *Eclogae geol. Helv.*, 17: 358-360.
- Rosendahl, S. (1985): Die oberjurassische Korallenfazies von Algarve (Südportugal). *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*: 125p.
- Rosendahl, S. (1988): Upper Jurassic hermatypic corals of Algarve-paleoecological and stratigraphical importance. *2nd Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, II: 877-888.
- Rozak, Z. & Brochwicz-Lewinski, W. (1978): Upper Oxfordian of Czestochowa, some new data. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, Warszawa, ser. sc. Terre, XXVI, 1: 47-51.
- Sageman, B.B. (1989): The benthic boundary biofacies model: Hartland shale member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western interior, North America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 74: 87-110.
- 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: 345p.
- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 121-157.
- Sapunov, I.G. (1977): Ammonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. III. Kimmeridgian: Substages, Zones and Subzones. *Geol. Balc.*, Sofia, 7(1): 63-80.
- Sapunov, I.G. (1979): Les fossiles de Bulgarie. III. 3, Jurassique supérieur. Ammonoidea. *Acad. Bulg. Sci.*, 1-237.
- Sarti, C. (1985): Biostratigraphie et faune a Ammonites du Jurassique superieur de la Plateforme Atesine (Formation du Rosso Ammonitico Veronais). *Revue de Paléobiol.*, Genève, 4 (2): 321-330.

- Sarti, C. (1988): Biostratigraphic subdivision for the Upper Jurassic of the Venetian Alps (Northern Italy) on the base of ammonites. *2nd Inter. Symp. Jurassic Stratigr.*, 1: 459-476.
- Savrda, C. (1991): Ichnology in Sequence Stratigraphic Studies: An Example from the Lower Paleocene of Alabama. *Palaios*, 6: 39-53.
- Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. (1986): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14: 3-6.
- Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. (1987): The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, 327: 54-56.
- Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. (1988): Limestone concretion growth documented by trace-fossil relations. *Geology*, 16: 908-911.
- Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. (1989): Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: Application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 74: 49-74.
- Schairer, G. (1970): Quantitative Untersuchungen an *Sutneria platynota* (REINECKE) (Perisphinctidae, Ammonoidea) der fränkischen Alb (Bayern). *Mitt. Bayer. Staats. Paläont. Hist. Geol.*, 10: 153-177.
- Schairer, G. (1972): *Taramelliceras, Glochiceras, Ochetoceras* (Haplocerataceae, Ammonoidea) aus der *platynota*-Zone (unterstes Unterkimmeridge) der Fränkischen Alb (Bayern). *Mitt. Bayer. Staats. Paläont. Hist. Geol.*, 12: 33-56.
- Schairer, G. (1974): Quantitative Untersuchungen an Perisphinctidae (Ammonoidea) des untersten Unterkimmeridgeum der Fränkischen Alb (Bayern). *Zitteliana*, 3: 37-124.
- Schairer, G. (1983): Die Cephalopodenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb): *Taramelliceras*. *Mitt. Bayer. Staats. Paläont. Hist. Geol.*, 23: 35-49.
- Schairer, G. (1984): Die Cephalopodenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford, Südliche Frankenalb): *Glochiceras, Ochetoceras* (Ammonoidea, Haplocerataceae). *Mitt. Bayer. Staats. Paläont. Hist. Geol.*, 24: 27-38.
- Schairer, G. (1985): Die Cephalopodenfauna der Schwammkalke von Biburg (Oberoxford): *Pseudaganides* (Nautiloidea), *Amoeboceras, Paraspidoceras, Physodoceras, Orthosphinctes, Aptychen* (Ammonoidea), *Hibolites* (Coleoidea). *Müncher geowiss. Abh.*, A(6): 1-28.
- Schindewolf, O.H. (1925): Entwurf einer Systematik der Perisphincten. *N. Jb. Geol. Palaont. Bd.*, LII, ser. B: 309-340.
- Schneid, T. (1944): Über Ataxioceratiden des nördlichen Francken-jura. *Palaeontographica*, Stuttgart, 96: 43p.
- Schwarzacher, W. (1964): An application of statistical time-series analysis of a limestone-shale sequence. *Jour. Geol.*, 72: 195-213.
- Schwarzacher, W. (1975): *Sedimentation models and quantitative stratigraphy*. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, 19: 382p.
- Schwarzacher, W. (1985): Principles of Quantitative Lithostratigraphy - The treatment of single sections. In: *Quantitative stratigraphy*. Unesco: 361-386.
- Schwarzacher, W. (1987): The analysis and interpretation of stratification cycles. *Paleoceanography*, 2 (1): 79-95.
- Schwarzacher, W. (1991): Milankovitch cycles and the measurement of time. In: *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin: 855-863.
- Schwarzacher, W. & Fischer, A.G. (1982): Limestone-shale bedding and perturbations of the earth's orbit. In: *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin: 72-95.
- Seilacher, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5: 413-428.
- Seilacher, A. (1978): Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. In: *Trace fossil concepts*. SEPM, Short course, 5: 185-201.

- Shimmield, G.B., Mowbray, S.R. & Weedon, G.P. (1990): A 350ka history of the Indian Southwest Monsoon-evidence from deep-sea cores, northwest Arabian Sea. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81: 289-299.
- Shourd, M.L. & Levin, H.L. (1976): *Chondrites* in the upper Plattin subgroup (Middle Ordovician) of eastern Missouri. *Jour. Paleontol.*, 50(2): 260-268.
- Simpson, J. (1985): Stylolite-controlled layering in an homogeneous limestone: pseudo-bedding produced by burial diagenesis. *Sedimentology*, 32: 495-505.
- Singer, A. (1980): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Sci. Reviews*, 15: 303-326.
- Singer, A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. *Earth Sci. Reviews*, 21: 251-293.
- Spath, F.L. (1924): On the Blake Collection of Ammonites from Kachh, India. *Paleontographica Indica, New series*, 9 (1): 1-29.
- Spath, L.F. (1925): Ammonites and Aptychi. Collections of Fossils and Rocks from Somdiland. *Geol. Dept. Hunt. Mus.*, Monographs: Lam. XV-XVI.
- Spath, F.L. (1927-1933): Revision of the jurassic cephalopod fauna of Kachh (Cutch). *Palaeont. Indica*, 9(2): 945p.
- Steinmann, G. and Döderlein, L. (1890): Elemente der Paläontologie. Leipzig (Engelmann), V: 848p.
- Strohmeinger, C., Deville, Q. & Fookes, E. (1991): Kimmeridgian/Tithonian eustacy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. France*, 162 (4): 661-671.
- Suárez de Centi, C., García-Ramos, J.C. y Valenzuela, M. (1989): Icnofósiles del Silúrico de la Zona Cantábrica (NO de España). *Bol. Geol. Min.*, 100(3): 35-90.
- Thierry, J. (1992): The biostratigraphic framework of Europe. *Sequence Stratigraphy of European Basins*. CNRS-IFP, Abstracts: 92-93.
- Thierry, J. & Vail, P.R. (1991): The Sequences and Systems Tracts that Build Transgressive / Regressive Facies Cycles in Carbonate Settings. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75(3): 602.
- Toula, F. (1907): Die *acanthicus*-Schichten im Randgebirge der wiener Bucht bei Griessbühl (Mödling WNW). *Abh. k. k. geol. Reichsanst.*, 16 (II): 120p.
- Tribovillard, N.P. (1988): Géochimie organique et minérale dans les Terres Noires calloviennes et oxfordiennes du bassin dauphinois (France SE): mise en évidence de cycles climatiques. *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV(1): 141-150.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. & Perez-Cruz, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an Overview. In: *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin: 617-659.
- Vail, P.R., Colin, J.-P., Jan Du Chêne, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 8, III(7): 1301-1321.
- Vail, P.R. & Eisner, P.N. (1989): Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections. *2ème Congrès Français de Sédimentologie. Mesozoic Eustacy Record on Western Tethyan Margins*, Abstracts: 62-64.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. & Todd, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *The Jurassic of the Gulf Rim*. Reprinted from AAPG, Mem., 36: 347-364.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. & Thompson, S. III. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.,

26: 63-81.

Valenzuela, M., García-Ramos, J.C., González Lastra, J. y Suárez de Centi, C. (1985): Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 15: 45-52.

Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. & Suárez de Centi, C. (1989): La sedimentación en una rampa carbonatada dominada por tempestades, ensayos de correlación de ciclos y eventos en la ritmita margo-calcárea del Jurásico de Asturias. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 217-235.

van Echelpoel, E. & Weedon, G.P. (1990): Milankovitch cyclicity and the Boom Clay Formation: an Oligocene siliciclastic shelf sequence in Belgium. *Geol. Mag.*, 127(6): 599-604.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*, SEPM, Spec. Pub., 42: 39-45.

Veizer, J., Lemieux, J., Jones, B., Gibling, M.R. & Savelle, J. (1978): Paleosalinity and dolomitization of a lower paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, 15: 1443-1461.

Vera, J.A. (1989a): Sedimentación pelágica. En: *Sedimentología. Nuevas Tendencias*, CSIC, 2: 179-257.

Vera, J.A. (1989b): Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 2(3-4): 335-374.

Vera, J.A. (1990): Estratigrafía y Geología de eventos. *Acad. Cien. Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales de Granada*: 1-36.

Vera, J.A., Palomo, I. y Ortega-Huertas, M. (1989a): Influencia del paleokarst en la mineralogía de arcillas del Lias de Algarinejo (Subbético medio). *Geogaceta*, 6: 16-19.

Vera, J.A., Riba, O. y Reguant, S. (1989b):

Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2(3-4): 381-401.

Vossler, S.M. & Pemberton, S.G. (1988): Superabundant *Chondrites*: a response to storm buried organic material?. *Lethaia*, 21: 94.

Walther, M. (1982): A contribution to the origin of limestone-shale sequences. In: *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin: 113-120.

Wang, Y. & Westerman, G.E.G. (1990): Paleocology of Triassic ammonoids. *3d Intern. Symp. Cephalopods- Present and Past*, Abstracts: 83.

Weedon, G.P. (1985): Hemipelagic shelf sedimentation and climatic cycles: the basal Jurassic (Blue Lias) of South Britain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 76: 321-335.

Weedon, G.P. (1989): The detection and illustration of regular sedimentary cycles using Walsh power spectra and filtering, with examples from the Lias of Switzerland. *Jour. Geol. Soc. London*, 146: 133-144.

Weedon, G.P. (1991): The spectral analysis of stratigraphic time series. In: *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin: 840-854.

Weedon, G.P. & Jenkyns, H.C. (1990): Regular and irregular climatic cycles and the Belemnite Marls (Pliensbachian, Lower Jurassic, Wessex Basin). *Journal of the Geological Society*, London, 147: 915-918.

Weedon, G.P. & Shimmield, G.B. (1991): Late Pleistocene upwelling and productivity variations in the northwest Indian Ocean deduced from spectral analyses of geochemical data from sites 722 and 724. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 117: 431-443.

Wegele, L. (1929-30): Stratigraphische und faunistische untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. *Palaeontographica*, 71: 1(117) - 94(210).

Westermann, G.E.G. (1984): Gauging the duration of Stages: a new approach for the Jurassic. *Episodes*, 7(2): 26-28.

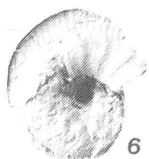
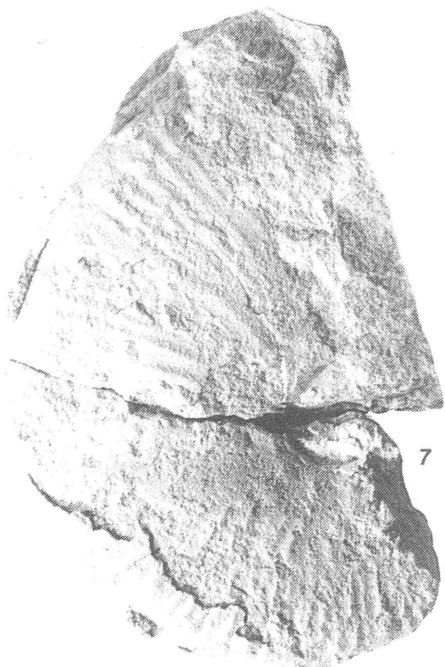
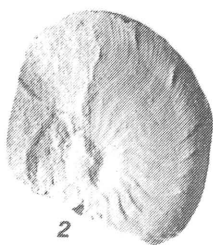
- Wierzbowski, A. (1978): Ammonites and stratigraphy of the Upper Oxfordian of Wielun Upland, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 28(3): 299-333.
- Wignall, P.B. & Ruffell, A.H. (1990): The influence of a sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of northwest Europe. *Jour. Geol. Soc. London*, 147: 365-371.
- Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) (1988): *Sea-level changes: An integrated approach*, SEPM Spec. Pub., 42: 407p.
- Zeiss, A. (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden der Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. *Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Kl.*, München, N.F., 132: 190p.
- Zeiss, A. (1979): Neue Sutnerien-Fundeus Ostafrika Ihre Bedeutung für Taxonomie und Phylogenie der Gattung. *Paläont. Z.*, 53(3/4): 259-280.
- Zeuschner, L. (1846): Nowe niedokładnie opisane gatunkiskamienialosci Tatrowych. *Poszyt*, 1: 1-32.
- Ziegler, B. (1957): *Creniceras dentatum* (Ammonitacea) im Mittel-Malm Südwestdeutschlands. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12: 553-575.
- Ziegler, B. (1958): Monographie der Ammonitengattung *Glochiceras* im Epikontinentalen Weissjura, Mitteleuropas. *Paläontographica Abt. A*, 110(4-6): 93-164.
- Ziegler, B. (1959): Idoceras und verwandte Ammoniten-Gattungen im Oberjura Schwabens. *Eclog. geol. Helv.*, 52(1): 19-56.
- Ziegler, B. (1967): Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. *Geol. Rundschau*, 56: 439-464.
- Ziegler, B. (1971): Grenzen der biostratigraphie im Jura und Gedanken zur stratigraphischen methodik. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min., France*, 75: 35-67.
- Ziegler, B. (1974): Über Dimorphismus und Verwandtschafts-beziehungen bei "Oppelien" des Oberen Juras (Ammonoidea, Haplocerataceae). *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, Ser. B (11): 1-40.
- Ziegler, B. (1977): The "White" (Upper) Jurassic in Southern Germany. *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, Ser. B, 26: 1-79.
- Ziegler, B. (1980): Ammonoid biostratigraphy and provincialism: Jurassic-Old World. In: *The Ammonoidea. The evolution, classification, mode of life and geological usefulness of a major fossil group*. Academic Press, London and New York, 18: 433-457.
- Ziegler, B. (1983): *Introduction to Palaeobiology: General Palaeontology*. Ellis Horwood Limited: 225p.
- Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Lottes, A.L. & Schmahtenberg, W.F. (1984): Uniformitarianism and paleoclimates: Inferences from the distribution of carbonate rocks. *Fossils and climate*. John Wiley & Sons Ltd.: 3-18.
- Zieten, CH. von (1830-1833): Die Versteinerungen Württembergs, Stuttgart, p. 1-16, pl.I-XII (1830); p. 17-32, pl.XIII-XXIV (1831); p.33-64, pl.XXV-XLVIII (1832); p.65-102, pl.XLIX-LXXII (1833).
- Zittel, K.A. (1868): Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. *Paläont. Mitt. Museum K. Bayer. Staates*, 2(2): 118p.
- Zittel, K.A. (1881-85): *Handbuch der Paläontologie*. I.Abt.: Palaeozoologie. II. Band. Mollusca und Arthropoda. 893 S., 1109 Abb., München und Leipzig (Oldenbourg).
- Zittel, K.A. (1895): *Grundzüge der Palaeontologie*. München und Leipzig.

VIII. LAMINAS

LAMINA I

Ejemplares a tamaño natural

- 1.- *Taramelliceras (Taramelliceras) sp. gr. compsum* (OPPEL). PL-45B(X), perfil de Puerto Lorente. Zona Acanthicum. Vista lateral izquierda.
- 2.- *Taramelliceras (Metahaploceras) subnereus* (WEGELE). VB-20(203), perfil de Vale da Burra. Zona Platynota. Vista lateral derecha.
- 3.- *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL). FA-6(23), perfil de Fuente Alamo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 4.- *Taramelliceras (Metahaploceras) litocerum* (OPPEL). FA-10(219), perfil de Fuente Alamo. Zona Platynota. Vista lateral derecha.
- 5.- *Glochiceras (Lingulaticeras) crenosum* (QUENSTEDT). VB-5(300), perfil de Vale da Burra. Zona Divisum. Vista lateral izquierda.
- 6.- *Taramelliceras (Metahaploceras) crassatus* (QUENSTEDT). RP-92 (200), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 7.- *Taramelliceras (Metahaploceras) rigidum* (WEGELE). RP-77(10), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 8.- *Glochiceras (Lingulaticeras) nudatum* (OPPEL). PL-7(6), perfil de Puerto Lorente. Zona Platynota. Vista lateral derecha.
- 9.- *Taramelliceras (Metahaploceras) falcula* (QUENSTEDT). FA-12B(X₁), perfil de Fuente Alamo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 10.- *Taramelliceras (Metahaploceras) kobyi wegelei* SCHAIRER. RP-77(108), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 11.- *Streblites tenuilobatus* (OPPEL). PL-39(X), perfil de Puerto Lorente. Zona Divisum. Vista lateral derecha.



LAMINA II

Ejemplares a tamaño natural

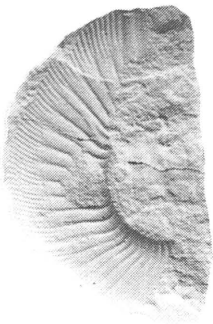
- 1.- *Orthosphinctes (Ardescia) enayi* ATROPS. RP-77(100), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 2.- *Orthosphinctes (Ardescia) thieuloyi* ATROPS. SS-20(42), perfil de Segura de la Sierra. Zona Platynota. Vista lateral derecha.
- 3.- *Orthosphinctes (Ardescia) nov. sp. gr. desmoides* (WEGELE). SS-8(42), perfil de Segura de la Sierra. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 4 a, b.- *Orthosphinctes (Ardescia) desmoides desmoides* (WEGELE). RP-80(115), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.



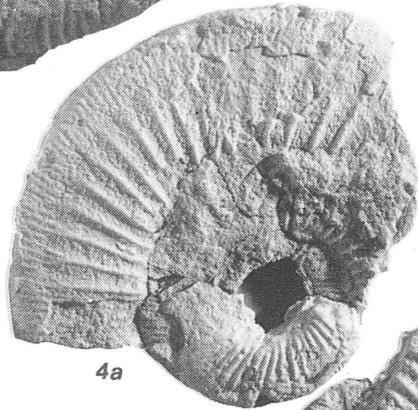
1



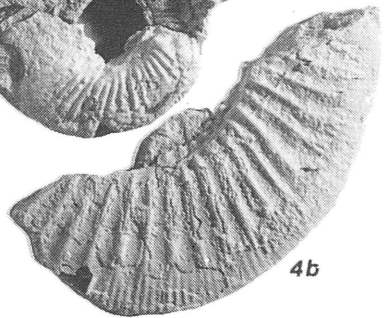
2



3



4a

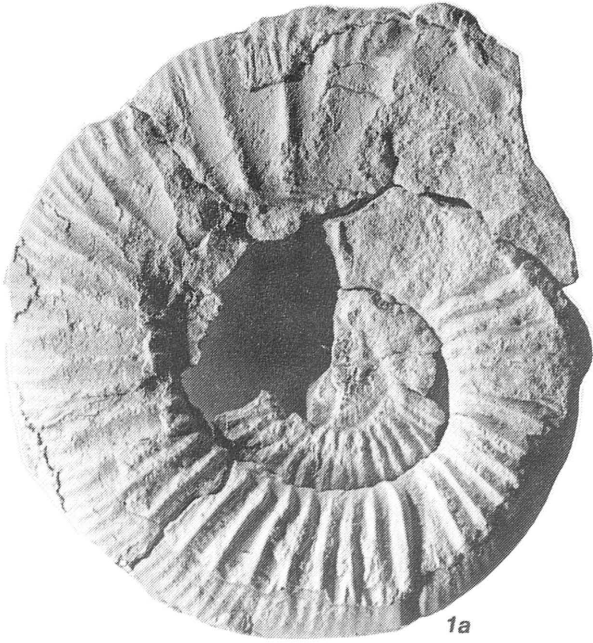


4b

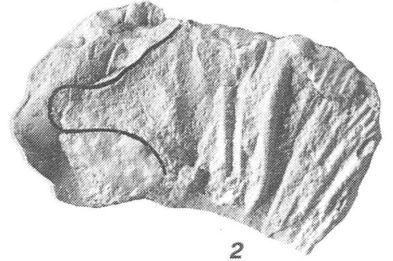
LAMINA III

Ejemplares a tamaño natural

- 1.- *Orthosphinctes (Ardescia) proinconditus* (WEGELE). RP-80(103), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vistas laterales izquierda (a) y derecha (b).
- 2.- *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE). RP-71 ↓ (102), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Detalle del peristoma.
- 3.- *Ataxioceras (Schneidia) sp. aff. lussasense* ATROPS. SS-27, perfil de Segura de la Sierra. Zona Platynota. Huella del flanco izquierdo.



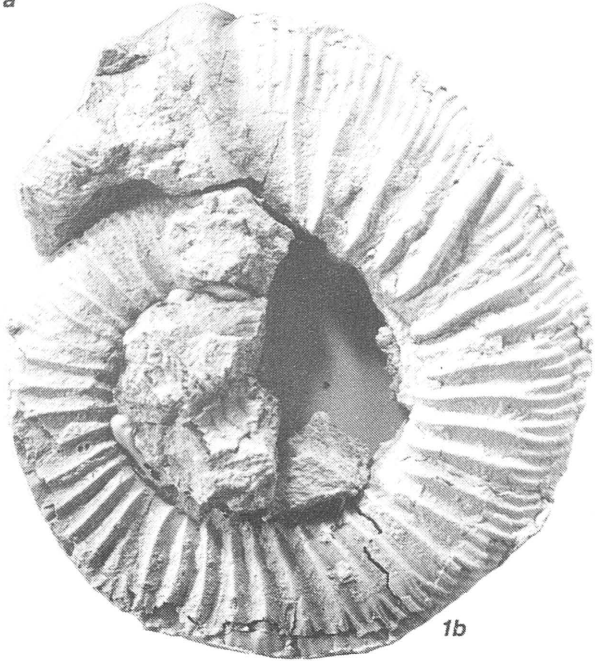
1a



2



3



1b

LAMINA IV

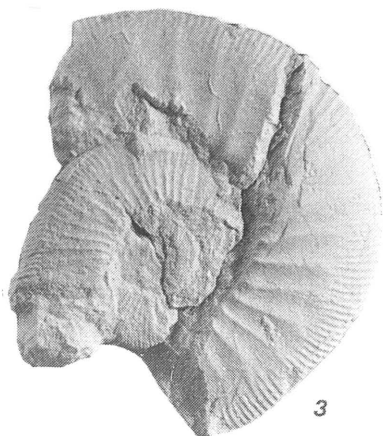
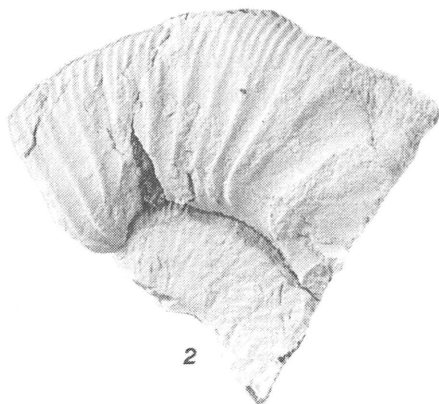
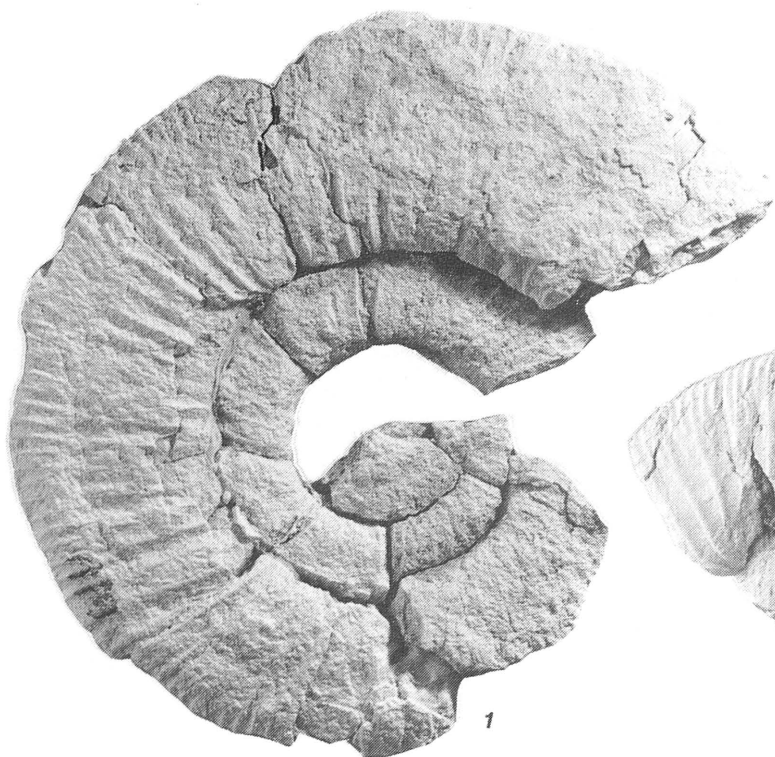
Ejemplar a tamaño natural

1. - *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) pseudoachilles* (WEGELE). FA-256(1), perfil de Fuente Alamo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.



LAMINA V
Ejemplares a tamaño natural

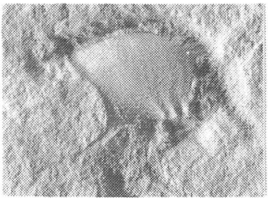
- 1.- *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE). RP-64(101), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 2.- *Ataxioceras (Schneidia) sp. cf. elmii* ATROPS. SS-V(7), perfil de Segura de la Sierra. Zona Platynota. Vista lateral izquierda.
- 3.- *Ataxioceras (Parataxioceras) lothari lothari* (OPPEL). PL-32(2), perfil de Puerto Lorente. Zona Hypselocyclum. Vista lateral derecha. Figurado en Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a).
- 4.- *Ataxioceras (Parataxioceras) hippolytense* ATROPS. PL-26P(71), perfil de Puerto Lorente. Techo Zona Platynota-base Zona Hypselocyclum. Vista lateral izquierda.



LAMINA VI

Ejemplar 1 a tamaño natural. Ejemplares 2, 3 y 4 ampliados

- 1.- *Crussolicerias sp.* NV-88CD(1), perfil de Navalperal. Zona Divisum. Vista lateral izquierda.
- 2.- *Sutneria platynota* (REINECKE). FA-235(38), perfil de Fuente Alamo. Zona Platynota. Detalle del peristoma (x 1.5).
- 3.- *Sutneria cyclodorsata* (MOESCH). VB-9(8), perfil de Vale da Burra. Zona Hypselocyclum. Vista lateral izquierda (x 1.5).
- 4.- *Sutneria platynota* (REINECKE). SS-6(38), perfil de Segura de la Sierra. Zona Platynota. Vista lateral derecha (x 1.5).



LAMINA VII
Ejemplares a tamaño natural

1.- *Nebrodités (Nebrodités) peltoideus* (GEMMELLARO). PL-45B(2), perfil de Puerto Lorente. Zona Acanthicum. Vista lateral izquierda (a), derecha (b).

2.- *Nebrodités (Nebrodités) hospes hospes* (NEUMAYR), *morfotipo A*. RP-72(109), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral derecha.

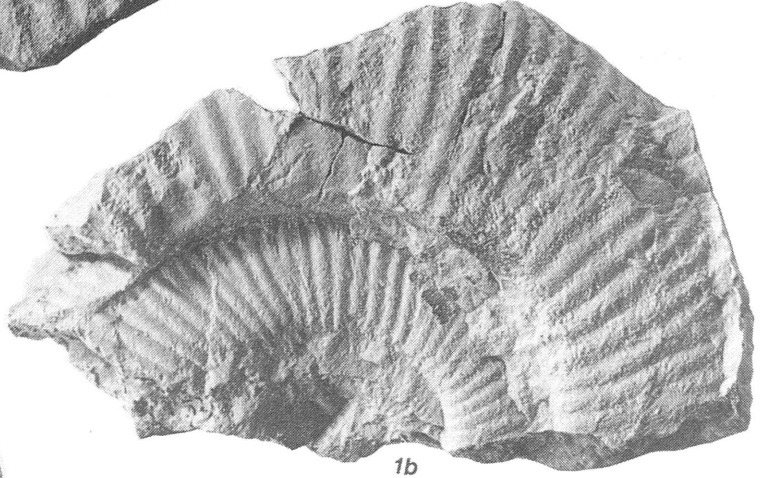
3.- *Idoceras balderum* (OPPEL). PL-35(34), perfil de Puerto Lorente. Zona Divisum. Vista lateral izquierda. Figurado en Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a).

4.- *Nebrodités (Nebrodités) sp. gr. agrigentinum* (GEMMELLARO)- *doublieri* (D'ORBIGNY). PL-45A(4), perfil de Puerto Lorente. Zona Acanthicum. Vista lateral derecha.

5.- *Idoceras sautieri* (FONTANNES). PL-33(Rd), perfil de Puerto Lorente. Zona Divisum. Vista lateral izquierda.



1a



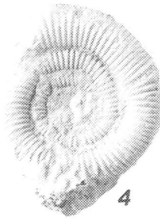
1b



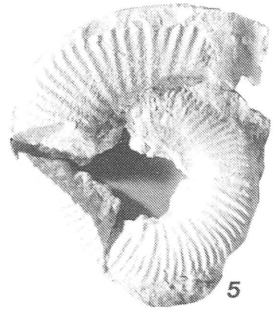
2



3



4

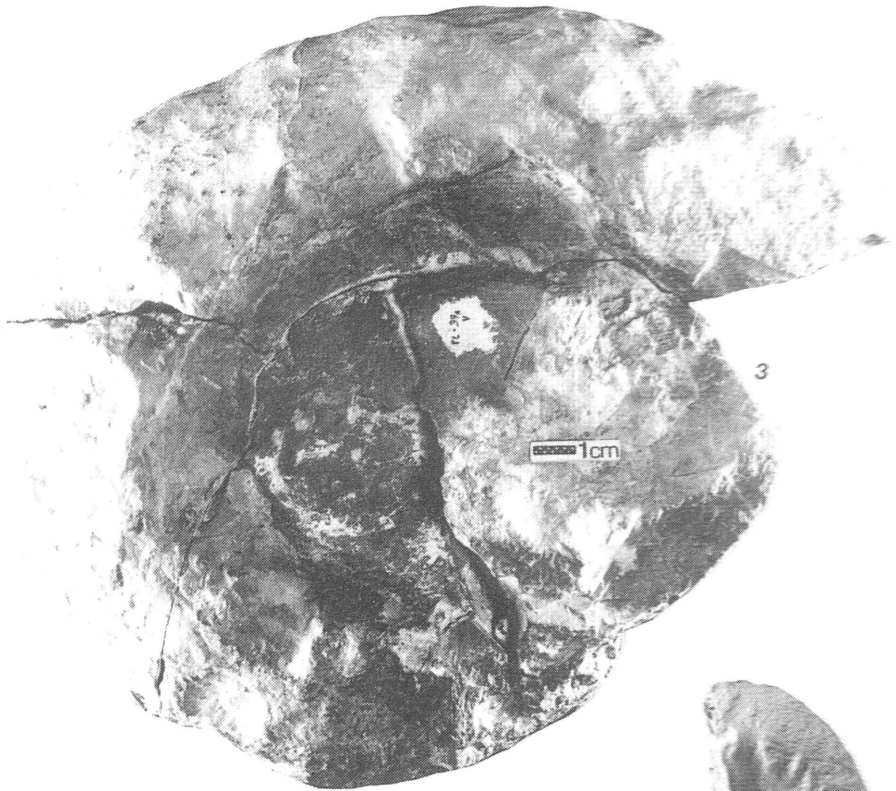


5

LAMINA VIII

Ejemplar 1 a tamaño natural. Ejemplar 2 ampliado y 3 reducido

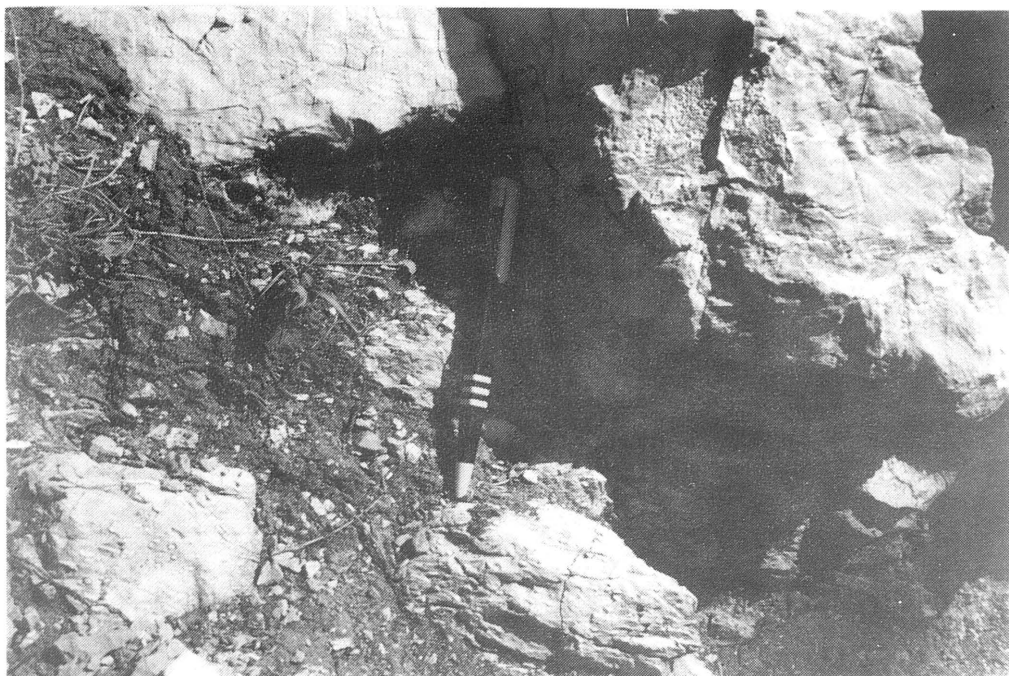
- 1.- *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL). RP-74(110), perfil de Rocha-Pozo. Zona Platynota. Vista lateral derecha.
- 2.- *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL). PL.39A(IV), perfil de Puerto Lorente. Zona Divisum. Vista lateral derecha de las vueltas internas (x 2).
- 3.- *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL). PL-39A(V), perfil de Puerto Lorente. Zona Divisum. Vista lateral izquierda (x 0.6). Figurado en Olóriz & Rodríguez-Tovar (1993a).



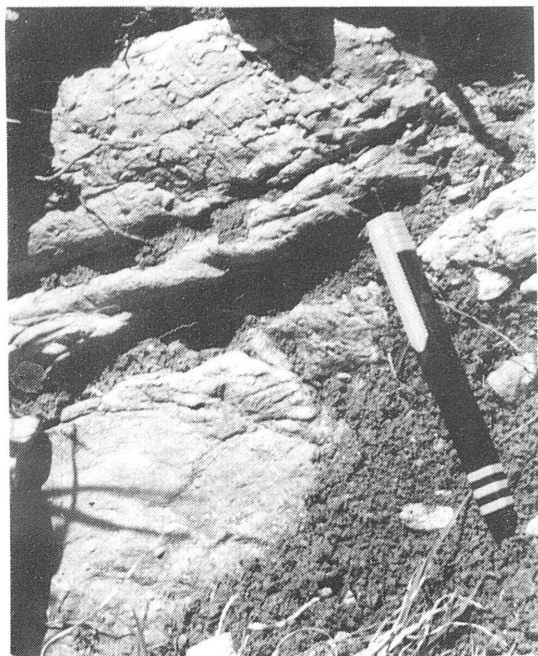
LAMINA IX

Trazas fósiles en la secuencia litológica elemental

- 1.- **Chondrites** de contorno circular y relleno calcáreo en tramo margocalizo. Nótese el empobrecimiento en trazas a nivel macroscópico en el estrato calizo suprayacente.
- 2.- **Chondrites** de contorno circular y relleno calcáreo en tramo margocalizo. Nótese el enriquecimiento hacia techo.
- 3.- Detalle de **Chondrites** en sección ligeramente oblicua en el tramo margocalizo.



①



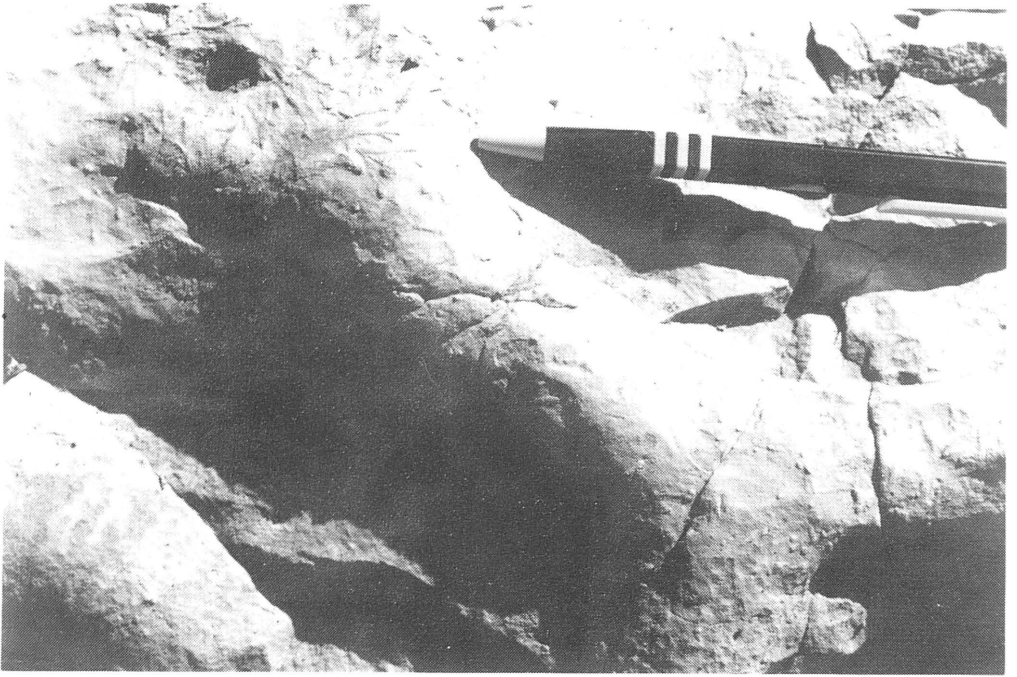
②



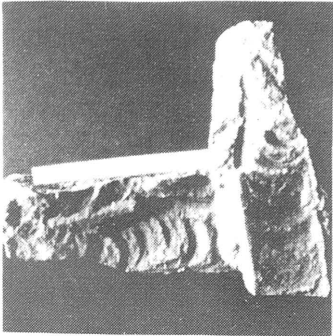
③

LAMINA X
Trazas fósiles

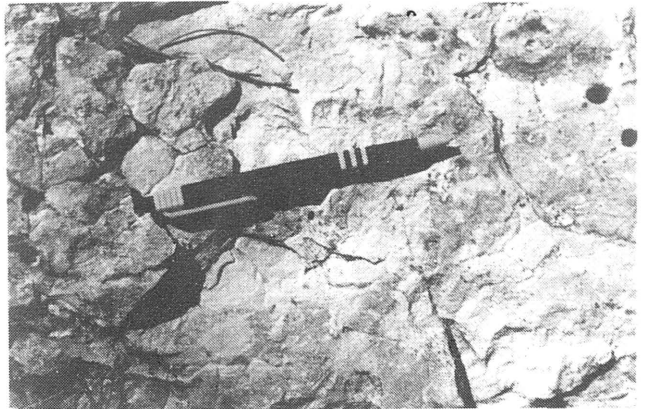
- 1.- **Thalassinoides**. Nótese la colonización selectiva de **Chondrites**.
- 2.- **Diplocraterion**. Profundidad observable de la galería, 100mm; diámetro, 6mm; separación entre las ramas verticales, 30mm.
- 3.- **Arenicolites** o **Diplocraterion**. Diámetro, 8mm; separación entre los orificios, 15mm.



①



②



③