

EL CRETACICO DE ESPAÑA



Editorial de la Universidad Complutense de Madrid

EL CRETACICO DE ESPAÑA

Editores:

- Dpto. de Estratigrafía de la Fac. de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.
- Unidad estructural de investigación de Correlaciones estratigráficas y Paleogeografía, del Instituto de Geología Económica del C.S.I.C.:
A. Alonso, C. Arias, A. García, R. Mas, R. Rincón y L. Vilas.

Las referencias bibliográficas de este libro deben hacerse como sigue:
Autor(es) ... Título ... In: «El Cretácico de España», Univ. Complutense.
Madrid, pp. ... 1982.

Coordinador general: *A. García*

Coordinador Asturias: *L. Sánchez de la Torre*

Coordinadores Vasco-Cantábrica: *V. Pujalte y J. García Mondéjar*

Coordinador Pirineos: *J. Rosell*

Coordinador Catalánides: *S. Robles*

Coordinador Castilla-Cameros: *A. Alonso*

Coordinador Ibérica Central-Maestrazgo: *J. Canerot*

Coordinador Ibérica Meridional: *L. Vilas*

Coordinador Béticas: *J. A. Vera*

Coordinador Baleares: *J. Ramírez del Pozo*

EL CRETACICO DE ESPAÑA

Grupo Español de Trabajo

Proyecto n.º 58. Mid Cretaceous Events

Programa internacional de correlación geológica

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
CON LA COLABORACION DEL C.S.I.C.

1982

© Editorial de la Universidad Complutense

ISBN: 84-7491-043-9

Depósito legal: M. 30.383-1982

Compuesto en Fernández Ciudad, S. L. Pasaje de la Fundación, 15. Madrid

Impreso en Graficincio, S. A. Eduardo Torroja, 8. Tel. 690 05 18. Fuenlabrada

Sumario

1. <i>Introducción</i> , por A. García	19
2. <i>Asturias-León</i> , por L. Sánchez de la Torre	25
2.1. <i>Introducción</i>	25
2.2. <i>Antecedentes</i>	27
2.3. <i>Unidades estratigráficas</i>	28
2.3.1. <i>Zona de la costa</i>	30
2.3.1.1. <i>Sucesión de San Pedro de Antromero</i>	30
2.3.2. <i>Cretácico de la Depresión Central</i>	32
2.3.2.1. <i>Area de Oviedo</i>	32
2.3.2.2. <i>Area de Nava-Infiesto</i>	34
2.3.2.3. <i>Area de Cangas de Onís</i>	35
2.4. <i>Evolución paleográfica</i>	36
2.4.1. <i>La «facies Weald» y el Barremiense</i>	36
2.4.2. <i>Aptiense</i>	36
2.4.3. <i>Albense</i>	39
2.4.4. <i>Cenomanense</i>	39
2.4.5. <i>Turonense</i>	42
2.4.6. <i>Coniaciense</i>	42
2.4.7. <i>Santonense</i>	42
2.5. <i>Síntesis de la cuenca</i>	42
3. <i>Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro</i>	49
3.1. <i>Introducción</i> , por J. García Mondéjar y V. Pujalte	49
3.2. <i>Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense</i> , por V. Pujalte	51
3.2.1. <i>Unidades litoestratigráficas del dominio peri-asturiano</i> ...	53

Formación de Aroco	53
Formación de Loma Somera	55
Formación de Bárcena Mayor	56
Formación de Vega de Pas	57
3.2.2. Unidades litoestratigráficas de la Sierra de Cantabria y	
Montes Obarenes	58
Formación de Pino de Bureba	58
Formación de La Lastra	58
Formación de Montoria	59
3.3.3. Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco	59
Formación de Villaro	59
Formación del Valle de Ata	60
Formación del Puerto de Aralegui	61
3.3. <i>Aptiense y Albiense</i> , por J. García-Mondéjar	63
3.3.1. Unidades litoestratigráficas del dominio peri-asturiano ...	65
Formación de Cilleruelo de Bezana	65
Formación de Río Yera	65
Formación de Caranceja	66
Formación de San Roque de Riomiera	66
Formación Calizas de San Esteban	67
Formación de Las Rozas	67
Formación del Puerto de Las Estacas	68
Formación del Río Trueba	68
Formación de Cuchía	69
Formación Calizas de Cantos Blancos	69
Formación Areniscas del Río Miera	70
Formación Calizas de Picones	70
Formación Calizas de Ramales	71
Formación de Reocín	71
Formación Quintanilla de An	71
Formación de La Canal	72
Formación de Lunada	72
Formación de Picón del Fraile	73
Formación de Soba	73
Formación de Las Peñosas	74
Formación del Alto de Las Varas	74
Formación de Utrillas	74
Formación de Busneta	75
Formación Calizas de Las Machorras	75
Formación de Barcenaciones	76
Formación de Meruelo	76
3.3.2. Unidades litoestratigráficas de la Sierra de Cantabria-	
Montes Obarenes	76
Formación de Nograro	76
3.3.3. Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco	77
Formación del Ereza	77
Formación de Ernaga	77
Formación Calizas de Galdames	77
Formación de Altxueta	78
Formación de Arrarás	78
Formación de Bilbao	79

Formación de Gorbea-Aramotz	79
Formación de Aitzgorri	79
Formación de Bermeo-Berriatúa	80
Formación de Lequeitio-Arno	80
Formación del Alto de Huici	80
Formación de Txindoky	81
Formación de Valmaseda	81
Formación de Eguino	81
Formación de Deva	82
Formación del Monte Andatza	82
Formación de Zufía	84
3.4. <i>El Cretácico Superior de la franja costera de Cantabria</i> , por J. García-Mondéjar y V. Pujalte	84
3.4.1. Unidades litoestratigráficas	85
Formación de Bielba	85
Formación de Altamira	86
Formación de Margas y calizas del Sardinero	87
Formación del Cabo de Lata	88
Formación de Muñorrodero	88
3.5. <i>El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra</i> , por M. Amiot	88
3.5.1. Introducción	88
3.5.2. Antecedentes	90
3.5.3. Unidades litoestratigráficas	92
Formación de Valmaseda	92
Formación de Zufía	93
Formación de Arceniega	93
Miembro de Ciordia	95
Formación de Ollogoyen	95
Formación de Larraínzar	96
Formación del Urrobi	97
Formación del Valle de Mena	97
Formación de Ribera Alta	98
Formación del Zadorra	99
Miembro de la Barranca	99
Formación de Vitoria	100
Formación de Losas	100
Formación de Barindano	101
Miembro de San Pantaleón de Losa	102
Formación de Zudaire	103
Formación de Urriza	103
Formación de Latasa	104
Formación Espinal-Oroz-Betelu	104
Formación del Salazar	105
Formación de Olazagutía	105
Formación de la Sierra de Atalaya	106
Formación de Vitoria	106
Formación de Egozcue	107
Formación de Orbaiceta	108
Formación de Leyre	108
Formación del Puerto de Olazagutía	109
Formación de Cía	110
Formación de Salvatierra de Esca	111

3.6.	<i>El Cretácico Superior del Arco Vasco</i> , por B. Mathey	111
3.6.1.	Región I. Introducción	111
3.6.2.	Antecedentes	111
3.6.3.	Unidades litoestratigráficas	113
	Formación de Durango	113
	Formación del Puerto de Sollube	115
	Formación del Alto de Sollube	115
	Formación de Frúniz	116
	Formación de Céniga	118
	Formación del Collado de Azcárate	118
	Formación de Elgueta	119
	Formación de Arbacegui	120
	Formación de Barinaga	121
	Formación de Plencia	122
	Formación de Eibar	124
	Formación de Monte Urco	125
3.6.4.	Región II. Introducción	127
3.6.5.	Antecedentes	127
3.6.6.	Unidades litoestratigráficas	127
	Formación de Deva	127
	Formación del Monte Andatza	129
	Formación de Iciar	129
	Formación de Oyorzum	130
	Formación de Fagollaga	131
	Formación de Ereñozu	133
	Formación de Aguinaga	133
	Formación de Zumaya-Algorri	135
3.7.	<i>Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía</i> , por J. García-Mondéjar y V. Pujalte	136
	<i>Adenda.—Distribución de foraminíferos en el Cretácico Superior del Arco Vasco</i> , por B. Mathey	145
3.8.	<i>Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general</i> , por J. García-Mondéjar y V. Pujalte	145
3.8.1.	Clima	149
3.8.2.	Transgresiones y regresiones	150
3.8.3.	Tectónica y sedimentación	153
3.8.4.	Magmatismo y metamorfismo	159
4.	<i>Pirineo</i> , por J. Rosell y C. Llompарт	161
4.1.	Introducción	161
4.2.	Litoestratigrafía	165
4.2.1.	Ciclo del Cretácico inferior	167
4.2.1.1.	Area septentrional	167
	Calizas de la Sierra de Prada	167
	Margas de La Vall de Cabó	169
	Calizas y margas de Senyus	170
	Margas de Lluçà	171
	Calizas del Macizo de Montgrí	172

Calizas con Orbitolinas de la Sierra de Aulet ...	172
Areniscas y conglomerados de San Martín ...	173
4.2.1.2. Evolución N-S de las series del Cretácico inferior.	175
4.2.2. Ciclo del Cretácico superior ...	177
4.2.2.1. Area septentrional ...	177
Calizas de Santa Fe ...	179
Margas y calizas margosas de Reguard ...	180
Calizas del Congost d'Erinyà ...	180
Margas y margocalizas nodulosas del barranco de Anserola ...	181
Calizas de Baciero ...	182
Turbiditas de Vallcarga ...	183
Unidad inferior ...	183
Unidad superior ...	184
Formación de Perles ...	185
Arenisca de Areny ...	186
Formación Tremp ...	187
4.2.2.2. Area meridional ...	188
Areniscas y conglomerados de Adraén ...	189
Calizas de Bona ...	190
4.2.2.3. Evolución N-S de las series del Cretácico superior.	192
4.3. Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la cuenca Cretácica en el Prepirineo meridional ...	193
4.3.1. Cretácico inferior ...	195
4.3.2. Cretácico superior ...	196
5. <i>Catalánides</i> , por S. Robles ...	199
5.1. Introducción ...	199
5.1.1. Situación y enfoque del trabajo ...	199
5.1.2. Rasgos generales de los Catalánides ...	201
5.1.2.1. Unidades de los Catalánides ...	201
5.1.2.2. Aspectos principales de las etapas diferenciadas en la evolución alpídica de los Catalánides ...	208
5.2. Antecedentes ...	210
5.3. Macrosecuencias deposicionales del Cretácico ...	212
5.3.1. Macrosecuencia neocomiense ...	212
5.3.2. Macrosecuencia barremo-aptiense ...	214
5.3.3. Macrosecuencia del Cretácico superior ...	216
5.4. Unidades litoestratigráficas ...	220
5.4.1. Descripción de las unidades litoestratigráficas ...	222
Grupo Calizas, Margocalizas y Dolomías de Perelló-Garrafi.	222
Formación Dolomías de Roca Foradada ...	223
Formación Calizas y Margas de Inclusa ...	226
Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga ...	233
Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga ...	235
Grupo Calizas y Arenas de la Sierra de Llabería ...	240
Formación Arenas de Utrillas ...	241
Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llabería ...	244

Formación Calizas masivas de Llabería	248
Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llabería	251
Formación arcillas rojas y Calcarenitas de Orbitolinas del Montmell	255
Formación Margas y Calizas de Can Xuech	256
Otras formaciones del Cretácico superior	257
5.5. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía	258
5.5.1. Principales unidades bioestratigráficas	259
5.5.1.1. Unidades bioestratigráficas generales de las macrosecuencias deposicionales neocomiense y barrero-aptiense	260
5.5.1.2. Unidades bioestratigráficas generales de la macrosecuencia del Cretácico superior	263
5.5.2. Cronoestratigrafía general	265
5.6. Evolución paleogeográfica y síntesis de la cuenca	268
6. <i>Ibérica Central-Maestrazgo</i> , por J. Canerot, con la colaboración de P. Cugny, G. Pardo, R. Salas y J. Villena	273
6.1. Introducción	273
6.2. Antecedentes históricos	274
6.2.1. Los trabajos antiguos	274
6.2.2. Las grandes síntesis regionales	275
6.2.3. Los trabajos recientes	275
6.3. Unidades litoestratigráficas	276
6.3.1. Cretácico inferior	278
6.3.1.1. Cuenca del Maestrazgo	278
Grupo de Morella	278
Calizas de Vallivana	278
Calizas y margas del Mas de Querol	280
Margas de Mirambell	281
Calizas y margas de Ares del Maestre	282
Margas de Cervera del Maestre	283
Arcillas de Morella	284
Calizas y margas de Chert	285
Margas de Forcall	286
Calizas de Villarroya de los Pinares	288
Calizas de Benasal	289
Areniscas del Maestrazgo	290
6.3.1.2. Cuenca de Mora de Rubielos	291
Grupo de Aliaga	291
Areniscas de Mora de Rubielos	292
Areniscas de Camarillas	293
Calizas y margas de Ares del Maestre	294
Arcillas de Morella	295
Calizas y margas de Chert	295
Margas de Forcall	296
Calizas de Villarroya de los Pinares	296
Calizas de Benasal	297
Lignitos de Escucha	297

6.3.1.3.	Cuenca de Oliete	299
	Grupo de Josa	299
	Margas y calizas de Blesa	300
	Calizas de Alacón	301
	Margas de Forcall	302
	Calizas de Oliete	302
	Lignitos de Escucha	304
6.3.2.	Cretácico superior	305
	Grupo Fortanete	305
	Arenas de Utrillas	305
	Calizas y margas de Mosqueruela	308
	Dolomías del Barranco de los Degollados	311
	Calizas del Organo de Montoro	313
	Margas y calizas de la Canadilla	314
	Calizas de Fortanete	316
6.4.	Unidades bioestratigráficas	317
6.4.1.	La biozonación en medio marino	319
	6.4.1.1. Cretácico inferior	319
	6.4.1.2. Cretácico superior	324
6.4.2.	La biozonación en medio no marino	327
6.5.	Síntesis sedimentológica, paleoecológica y paleogeográfica	329
6.5.1.	Berriasiense y Valanginiense	329
6.5.2.	Del Hauteriviense al Albense inferior	331
6.5.3.	Del Albense superior al Turonense	338
6.5.4.	El Seonense	341
6.6.	Conclusiones	342
6.6.1.	Jurásico terminal- Cretácico basal	343
6.6.2.	Cretácico inferior	343
6.6.3.	Cretácico medio	344
6.6.4.	Cretácico superior	344
7.	<i>Cameros-Castilla</i> , por A. Alonso, M. Floquet, A. Meléndez y J. Salomón.	345
7.1.	Introducción	345
7.2.	<i>El Cretácico inferior</i> , por J. Salomón	345
7.2.1.	Introducción	345
7.2.2.	Antecedentes	347
7.2.3.	Unidades litoestratigráficas	349
	7.2.3.1. Zona A (Occidental)	351
	Megaciclo 1	351
	Ciclo I	351
	— Grupo conglomerados, areniscas y calizas de Hortezuolos	351
	— Grupo conglomerados, areniscas y calizas de Castrovido	353
	Ciclo II (II-C)	353
	— Formación calizas arenosas y areniscas con oncolitos de Hortigüela	353
	— Formación areniscas de Neila	355

Ciclo III	355
— Formación conglomerados y areniscas de Urbión	355
Megaciclo 2	355
— Grupo conglomerados y areniscas de Salas ...	357
7.2.3.2. Zona B (Oriental)	359
Megaciclo 1	359
Ciclo I	359
— Grupo conglomerados y areniscas limosas rojas de Torrecilla	359
— Grupo conglomerados, areniscas y calizas de Garra	361
— Grupo conglomerados poligénicos, areniscas rojas y margas marmorizadas de Renieblas	361
— Grupo areniscas y limolitas rojas del Madero ...	363
— Grupo conglomerados, areniscas y calizas de Ciria	363
Ciclo II (II-AB)	364
— Formación calizas con Ostrácodos de la Sierra Matute	364
(II-A)	365
— Miembro calizas con Ostrácodos de Suellacabras	365
— Formación conglomerados silíceos y areniscas del Pantano del Duero	365
— Formación areniscas, arcillas y calizas de Castilfrío	367
— Formación arcillas y areniscas de Magaña	367
(II-B)	368
— Miembro calizas con Ostrácodos de la Sierra del Almuerzo	368
— Miembro calizas de Almajano	369
— Miembro calizas con Charofitas de Ausejo	369
— Miembro calizas estromatolíticas de Hinojosa ...	369
— Miembro calizas y areniscas de Molinos de Duero	370
— Miembro calizas y limolitas con Ostrácodos de Oncala	370
— Formación calizas y margas de Aguilar del Río Alhama	371
(II-C)	372
— Formación areniscas y limolitas arcillosas de Viloslada	372
— Formación conglomerados y areniscas silíceas de El Royo	372
— Formación areniscas y limolitas de Las Aldehuelas	373
— Miembro areniscas laminadas de Narros	373
— Formación limos y arcillas de Villar del Río ...	374
— Formación calizas dolomíticas de Inestrillas ...	374

(II-D)	375
— Formación arcillas yesíferas de Yanguas	375
— Formación calizas yesíferas de Cervera del Río Alhama	375
Ciclo III (III-A)	376
— Formación areniscas y arcillas de Cidacos	376
— Formación calizas, areniscas y arcillas de Las Casas	376
(III-B)	378
— Formación arcillas y areniscas de Enciso	378
— Formación areniscas y limolitas de Grávalos	378
7.2.4. Cronoestratigrafía	379
7.2.5. Paleogeografía y paleotectónica	381
7.2.5.1. El megaciclo 1	381
7.2.5.2. Los megaciclos 2 y 3	387
7.3. <i>El Cretácico superior</i> , por M. Floquet, A. Alonso y A. Meléndez.	387
7.3.1. Introducción	387
7.3.2. Antecedentes	392
7.3.2.1. Región 1: Cordillera Cantábrica Suroccidental	392
7.3.2.2. Región 2: Cordillera Ibérica Norte	395
7.3.2.3. Región 3: Cordillera Ibérica Central	397
7.3.2.4. Región 4: Borde norte del Sistema Central	401
7.3.3. Unidades litoestratigráficas	403
Grupo inferior	403
— Formación arenas de Utrillas	403
— Miembro arenas de Olleros de Pisuerga	405
— Miembro arenas de Tejada	406
— Miembro arenas de Carabias	407
— Formación arenas y calizas de Dosante	408
— Miembro calizas de Pancorbo	409
— Formación arenas, arcillas y calizas de Santa María de Las Hoyas	409
— Formación calizas dolomíticas de Nuévalos	410
— Formación margas de Puente de Pineda	411
— Formación margas arenosas y glauconíticas de Santa Cruz del Tozo	412
— Formación margas de Picofrentes	413
— Formación calizas nodulosas de Monterde	413
— Formación margas de Hornillalatorre	414
— Formación arenas y calizas de Revilla de Pomar	415
— Formación calizas de Cueva	415
— Miembro dolomías de El Ribero	416
— Miembro calizas con corales de Santelices	417
— Formación calcarenitas y calizas con rudistas de Villascusa de las Torres	417
— Formación calizas bioclásticas de Muñecas	418
— Formación calizas bioclásticas de Jaraba	419
— Formación arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña.	420
Grupo superior	421
— Formación arenas y arcillas de Segovia	421

— Formación margas y calizas margosas con Ammonites de Nidáguila	421
— Formación calizas nodulares de Hortezielos	422
— Formación calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera	423
— Formación dolomías tableadas de Caballar	424
— Formación calizas de Nocado de Burgos	425
— Formación calizas y margas arenosas de Tubilla del Agua	426
— Formación calizas de Hontoria del Pinar	427
— Formación calizas y dolomías de Castrojimeno	428
— Miembro calizas de Linares	428
— Miembro dolomías de Montejo	429
— Miembro areniscas dolomíticas de Hontoria	429
— Formación areniscas rojas de Moradilla de Sedano ...	430
— Formación calizas de Quintanaloma	431
— Formación calizas de Burgo de Osma	431
— Miembro dolomías de Peñatravesa	432
— Formación margas de Sedano	433
— Formación calizas de Valdenoceda	433
— Formación dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos	434
— Formación dolomías y margas de Valle de Tabladillo ...	435
— Formación arcillas de Sobrepeña	436
— Formación calizas de Torme	436
— Formación arcillas, margas y calizas dolomíticas de Landraves	437
— Formación calizas de Ircio	438
— Formación calizas, arcillas y arenas rojas de Santibáñez del Val	438
— Formación calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica	440
7.3.4. Cronoestratigrafía	441
7.3.4.1. Introducción	441
7.3.4.2. Cronoestratigrafía de la Región 1. Cordillera Cantábrica Suroccidental	441
7.3.4.3. Cronoestratigrafía de la Región 2. Cordillera Ibérica Norte	444
7.3.4.4. Cronoestratigrafía de la Región 3. Cordillera Ibérica Central	447
7.3.4.5. Cronoestratigrafía de la Región 4. Borde norte del Sistema Central	447
7.3.5. Reconstrucción paleogeográfica: Síntesis, ciclos y evolución sedimentológica	449
7.3.5.1. Ciclos sedimentarios y evolución general de los medios de sedimentación	449
7.3.5.2. Paleogeografía	453
8. <i>Ibérica Suroccidental</i> , por L. Vilas, R. Mas, A. García, C. Arias, A. Alonso, N. Meléndez y R. Rincón; con la colaboración de E. Elizaga, C. Fernández-Calvo, G. Gutiérrez y F. Meléndez en la definición de unidades litoestratigráficas	457
8.1. Introducción	457

8.2.	Antecedentes	463
8.3.	Unidades litoestratigráficas	464
	Formación arcillas y areniscas de Aldea de Cortés	465
	Formación arenas y arcillas del Collado	467
	Formación calizas de La Huérguina	468
	Formación arcillas de Contreras	469
	Formación calizas con rudistas de El Caroch	471
	Miembro calizas de Malacara	472
	Capa de Mirasol	473
	Miembro arenas y arcillas del Bungal	474
	Miembro calizas del Buseo	475
	Formación calizas, margos y areniscas de Sacaras	477
	Miembro conglomerados y arenas de Peñas de San Pedro	479
	Formación calizas de Aras de Alpuente	480
	Miembro calizas de Estenas	481
	Miembro margas de Losilla	482
	Miembro calizas de la Bicuerca	483
	Formación margas de Chera	484
	Formación dolomías de Alatoz	486
	Formación dolomías tableadas de Villa de Vés	487
	Formación calizas y margas de Casa Medina	488
	Formación dolomías de la Ciudad Encantada	489
	Formación margas de Alarcón	490
	Formación calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel	491
	Miembro dolomías de Forata	492
	Formación brechas dolomíticas de Cuenca	493
	Formación calizas y margas de Sierra Perenchiza	494
	Formación margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra	495
8.4.	Cronoestratigrafía	497
8.5.	Distribución de facies	502
8.6.	Ciclos sedimentarios y episodios tectosedimentarios	508
9.	<i>La Cordillera Bética</i> , por J. A. Vera, con la colaboración de M. García-Hernández, A. C. López-Garrido, M. C. Comas, P. A. Ruiz-Ortiz y A. Martín-Algarra	515
9.1.	<i>Introducción</i> , por J. A. Vera	515
9.1.1.	Subdivisión de unidades y posición actual	518
9.1.2.	Reconstrucción palinspástica	519
9.1.3.	Reconstrucción paleogeográfica durante el Cretácico	523
9.1.4.	Distribución de facies y delimitación de grandes dominios	525
9.2.	<i>El Cretácico de la zona Prebética</i> , por M. García-Hernández, A. C. López-Garrido y J. A. Vera	526
9.2.1.	<i>Introducción</i>	526
9.2.2.	<i>Litoestratigrafía</i>	528
	Formación Sierra del Pozo	531
	Facies Weald	534
	Formación Cerro Lobo	534
	Formación Los Villares	537
	Formación Arroyo de los Anchos	539
	Formación Utrillas	544

Formación Dolomítica	546
Formación Caliza de Jaén	550
Formación Sierra de la Solana	552
Formación Mariasnal	554
Formación Quipar-Jorquera	556
9.2.3. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	559
9.2.3.1. El límite Jurásico-Cretácico	559
9.2.3.2. Unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas.	560
9.2.3.3. Relación entre unidades litoestratigráficas y cronoestratigráficas	562
9.2.3.4. Límite Cretácico-Terciario	563
9.2.4. Paleogeografía y análisis de cuencas	563
9.2.4.1. Portlandense-Valanginiense inferior	564
9.2.4.2. El Valanginiense superior-Hauteviviense	566
9.2.4.3. El Barremense-Aptense inferior	566
9.2.4.4. El Aptense superior y Albense (pro-parte)	567
9.2.4.5. El Albense superior-Turonense	568
9.2.4.6. Senonense inferior	568
9.2.4.7. El Senonense superior	569
9.3. <i>El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética</i> , por M. C. Comas, P. A. Ruiz-Ortiz y J. A. Vera	570
9.3.1. Introducción	570
9.3.2. Litoestratigrafía	571
Formación Los Villares	573
Formación Cerrajón	575
Formación Miravetes	581
Formación Argos	583
Formación Represa	584
Formación Carretero	585
Formación Quipar-Jorquera	587
Formación Fardes	589
Formación Capas Rojas	594
9.3.3. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía	596
9.3.3.1. Límite Jurásico-Cretácico	597
9.3.3.2. Biozonación y cronoestratigrafía	597
9.3.3.3. El límite Cretácico-Terciario	599
9.3.4. Paleogeografía y análisis de cuencas	599
9.3.4.1. Berriasiense	602
9.3.4.2. Valanginiense-Hauteriviense	602
9.3.4.3. Barremense-Aptense-Albense	602
9.3.4.4. Cenomanense-Turonense	603
9.3.4.5. Senonense	603
9.4. <i>Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas</i> , por A. Martín-Algarra y J. A. Vera	603
9.4.1. Introducción	603
9.4.2. El Cretácico en el Penibético	606
9.4.2.1. Berriasiense-Valaginiense basal	608
9.4.2.2. Valanginiense-Aptense inferior	608

9.4.2.3.	Aptense superior-Turonense	609
9.4.2.4.	Senonense-Eoceno medio (formación Capas Rojas).	610
9.4.2.5.	Evolución paleogeográfica	611
9.4.3.	El Cretácico de las Unidades del Campo de Gibraltar ...	611
9.4.3.1.	El Cretácico de las unidades para autóctonas (y flychs cretácicos afines)	615
a)	Complejo de Aptychus	615
b)	Formación arcilloso-arenosa	617
c)	Areniscas del Corredor de Boyar, Flysch micáceo y Flysch albo-aptense	617
d)	Calizas areniscoso-micáceas	618
e)	Arcillas esquistosas negras	618
f)	Margocalizas	618
g)	Flysch senonense	618
9.4.3.2.	El Cretácico de las Unidades predorsalienses	619
a)	Complejo de Aptychus	619
b)	Flysch areniscoso-arcilloso	620
c)	Flysch Senonense	620
9.4.3.3.	El Cretácico de los flychs mauritánicos	621
9.4.3.4.	El Cretácico de los flychs masílicos	622
9.4.3.5.	Paleogeografía y análisis de cuenca	622
9.4.4.	El Cretácico del Subbético Ultrainterno o Unidades del sustrato de los flychs cretácicos	623
9.4.5.	El Cretácico de los «Rondaides» o «Dorsal Bética»	626
9.4.6.	El Cretácico del Complejo Maláguide	628
9.5.	Conclusiones generales	630
10.	<i>Baleares</i> , por M. Alvaro-López, P. del Olmo Zamora y J. Ramírez del Pozo	633
10.1.	Consideraciones generales	633
10.2.	Introducción	634
10.3.	Antecedentes	636
10.3.1.	Mallorca	636
10.3.2.	Ibiza	637
10.3.3.	Menorca	638
10.4.	Litología, Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	638
10.4.1.	Cretácico inferior	638
	Mallorca	638
	Ibiza	641
	Menorca	645
10.4.2.	Cretácico superior	647
	Mallorca	647
	Ibiza	649
10.5.	Evolución paleogeográfica	650
10.5.1.	Mallorca	650
10.5.2.	Ibiza	651
10.5.3.	Menorca	652
11.	Recapitulación	655

1. *Introducción*

En la presente monografía y bajo la forma de una síntesis del Cretácico de España, se recogen parte de los resultados de la coordinación y actualización de conocimientos, que sobre este tema, han llevado a cabo los equipos de investigación de un buen número de Facultades/Secciones de Ciencias Geológicas de nuestro país, en algunos casos con la colaboración de especialistas de otros centros y entidades, encuadrados en el marco del Programa Internacional de Correlación Geológica, a través del Grupo Español de Trabajo del Proyecto número 58 Mid Cretaceous Events.

La realización de este volumen está motivada por la coincidencia de la celebración del II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España, organizado por el Grupo Español de Mesozoico y de la Reunión Plenaria del Grupo Español de Trabajo del Mid Cretaceous Events, que tiene lugar con motivo de la finalización de la primera fase de dicho proyecto.

Es de esperar que estos acontecimientos supongan un hito importante en el conocimiento del Cretácico de España, pues hasta cierto punto coinciden con el paso de una etapa de investigación regional a la de investigaciones temáticas concretas, hecho parcialmente motivado por la realización del Plan MAGNA por el Instituto Geológico y Minero. Esta situación conduce a la necesidad de poder disponer de una forma sistemática de los datos científicos y bibliográficos actualizados del Cretácico de España.

Por estas razones, el Grupo Español de Trabajo del Mid Cretaceous Events, asumió la tarea de elaborar una síntesis del Cretácico de España, así como una recopilación bibliográfica lo más amplia posible sobre dicho tema. A lo largo de estos dos últimos años se han

celebrado cinco Reuniones de Coordinación, en las que con gran espíritu de colaboración se han encauzado las líneas básicas para el desarrollo de los trabajos.

Uno de los problemas estratégicos surgidos al inicio de los mismos fue el de la ordenación y denominación del registro sedimentario del Cretácico de España, es decir, la definición de Unidades litoestratigráficas formales. En líneas generales hasta la fecha, los autores han definido Unidades litoestratigráficas informales, a la espera de que una mayor unificación de criterios, sobre la base del conocimiento detallado de áreas más amplias, permitiera la definición de unidades de carácter formal. El desarrollo de investigaciones con temática concreta, la mayor precisión y seriedad con que cada vez se tiende al uso de las unidades cronoestratigráficas y el nivel alcanzado de conocimientos sobre el Cretácico de España, parecían indicar que había llegado el momento oportuno de abordar la definición formal de las Unidades litoestratigráficas. Qué mejor coyuntura que la presente, en la cual se dispone de la amplia perspectiva de abarcar todo el Cretácico de España y con la oportunidad de realizarlo en un estudio en el que todos los autores lo hacen de forma coordinada. El tiempo y el uso que se haga de las mismas, serán los jueces del acierto de esta iniciativa.

En la definición de las unidades litoestratigráficas formales se ha procurado una máxima simplificación, precisión y detalle, aunque es evidente que la amplitud de la zona abarcada, conduce inevitablemente a un resultado complejo. En todo caso, se ha procurado seguir los criterios de la Guía Estratigráfica Internacional, no sólo por dar una mayor coherencia a todo el conjunto del estudio, sino por seguir unas pautas indudablemente muy elaboradas. Así, dentro de cada cuenca sedimentaria o cada gran unidad geológico-regional, se ha definido una sola unidad litoestratigráfica para cada litosoma identificable, o para cada conjunto de litosomas de la misma litología y una inequívoca relación tecto-sedimentaria. En algunos casos, ha sido posible aplicar una sola definición para varias de las áreas geológicas diferenciadas. Por el contrario, existe la posibilidad de que unidades definidas independientemente en las distintas unidades geológico-regionales sean equivalentes. Los estudios en curso y posteriores, aclararán estos aspectos.

A la hora de subdividir regionalmente el Cretácico de España, tanto para la realización de la síntesis como para la elaboración de la recopilación bibliográfica, se han tenido en cuenta los aspectos estratigráficos y los aspectos geológicos regionales, que además, frecuentemente van interrelacionados.

Así, se han diferenciado nueve zonas (Fig. 1.1). Los afloramientos más noroccidentales de la Península se han agrupado en el apar-

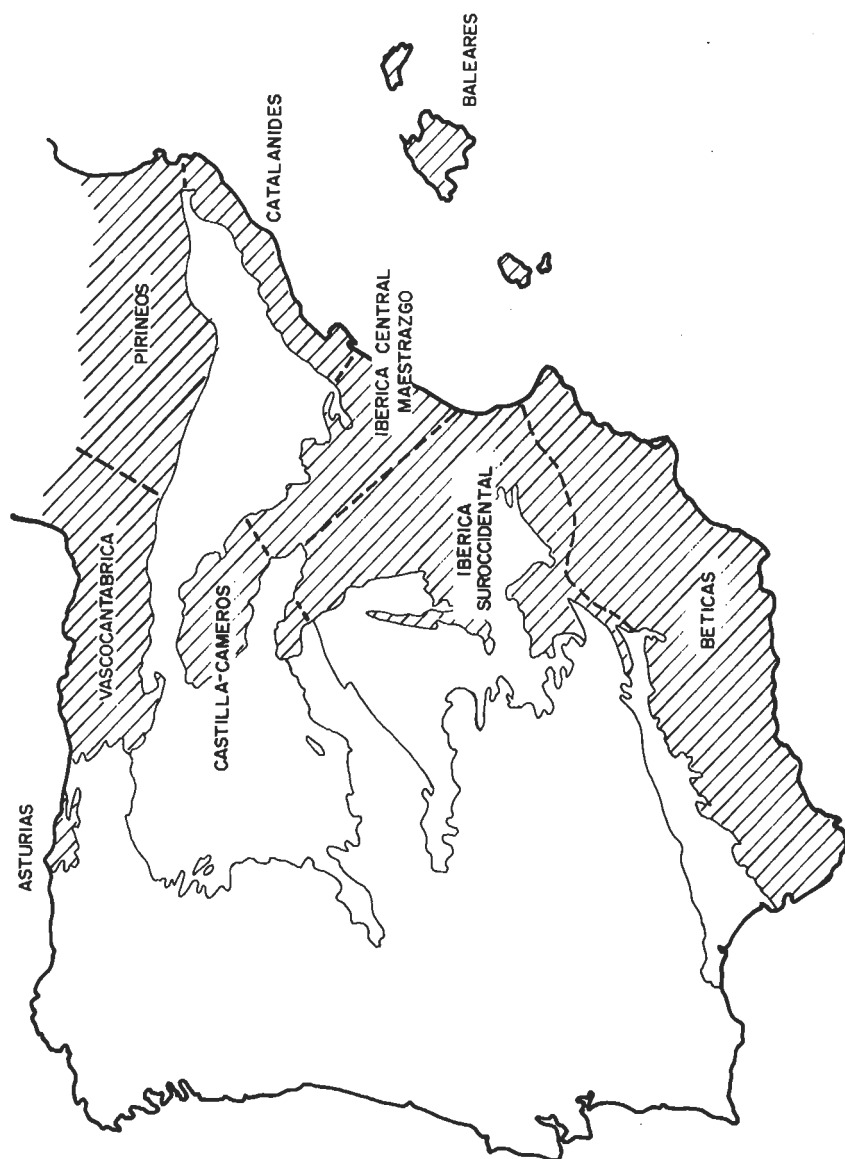


FIG. 1.1.

tado de Asturias-León, pues la amplia desconexión regional así lo aconsejaba, a pesar de su indudable relación paleogeográfica con el Cretácico vasco-cantábrico y el de Castilla.

La zona vasco-cantábrica tiene una marcada individualidad, si bien desde el punto de vista de la estratigrafía del Cretácico, hay que extenderla hasta abarcar el Pirineo navarro, justo hasta la falla de Pamplona. Por tanto, en el capítulo del Pirineo se considera el Pirineo Central y Oriental, desde la mencionada fractura de Pamplona hasta el Mediterráneo, habiéndose tenido en cuenta tan sólo la parte del Pirineo que corresponde a España.

Por otro lado, se han individualizado la Cordillera Bética y el Cretácico de las Baleares, pues su nivel de conocimientos y particularidades de afloramiento, nos pareció que requerían un tratamiento específico. Capítulo aparte también merecen las Catalánides, cadena alpídica perpendicular a las Cadenas Ibéricas, que tiene un límite claro con el Pirineo y convencional con las anteriores. La Cordillera Ibérica se ha articulado en tres apartados: Castilla-Cameros, donde el Cretácico está en relación con la Cordillera Vasco-Cantábrica; Ibérica central-Maestrazgo, en relación con las Catalánides e Ibérica suroccidental, en relación con la Cordillera Bética, fijándose sus límites en una línea que teniendo como eje el Sistema Central, continúe hasta la región de Agreda y, en otra que tuviera como ejes la depresión de Almazán y que pasando por Teruel, acabara en el Mediterráneo, a la altura de Sagunto.

En resumen, se diferencian las dos Cordilleras alpídicas más importantes, Bética y Pirineos, se separan tres zonas para los «cretácicos del dominio atlántico»: Asturias-León, Vascocantábrica-Pirineo Navarro y Castilla-Cameros, y se distinguen tres zonas para los «cretácicos del dominio del tethys»: Catalánides, Ibérica central-Maestrazgo e Ibérica suroccidental. Los límites de estas zonas en algunos casos no coinciden exactamente con unidades paleogeográficas, tanto por la variación de éstas a lo largo del Cretácico, como por tener en cuenta aspectos regionales, que muchas veces sirven de límite natural a la mayor parte de los estudios.

También se ha procurado dar a toda la monografía un máximo de uniformidad posible, pero sin que esto llegue a limitar, de forma ostensible, ni las ideas ni la forma de expresarse de los distintos autores.

El capítulo final de la presente monografía se recoge en la forma más gráfica posible, los datos más importantes acaecidos durante el Cretácico a nivel de España. Así, se llega a la obtención de un cuadro de distribución de las etapas tectosedimentarias que para el Cretácico se identifican en cada dominio regional y a la elaboración de veintiún mapas paleogeográficos.

Por último, hay que reseñar que esta monografía no lleva bibliografía, pues se considera que ésta es recogida en la Recopilación bibliográfica del Cretácico de España, que constituye el segundo volumen de la presente obra.

2. Asturias-León

2.1. Introducción

Los afloramientos del Cretácico en Asturias se agrupan en dos situaciones geográficas y geológicas bastante diferentes. La mayor extensión de afloramientos aparece en la zona Central de Asturias, siguiendo una banda alargada, la Depresión Mesoterciaria Central, que se estrecha de W a E y situada aproximadamente entre Oviedo y Cangas de Onís. Otros afloramientos, de carácter más disperso, aparecen más al N, a lo largo de la costa, desde el Cabo Peñas hasta el Límite con Cantabria.

Ambas zonas presentan diferencias en la evolución geológica y sedimentaria desde el Permotriás al Terciario, y las sucesiones del Cretácico se ven igualmente afectadas por estas diferencias.

Los afloramientos de la costa presentan sucesiones pre-Cenomanenses, fundamentalmente Aptenses, siendo la serie más representativa la de San Pedro de Antromero, en el Cabo de Peñas (Fig. 2.1).

Los afloramientos de la banda central presentan fundamentalmente sucesiones post-Albenses, con sólo algunos puntos en sus bordes más septentrionales, en que aparecen términos desde el Aptense (zonas de Llanera y Pruvia).

El límite entre ambas zonas es una franja de gran complejidad tectónica, muy fracturada, sobre todo en la intersección con la «falla Ventaniella», que cruza Asturias desde el Cabo de Peñas hacia el SE. Este límite es claramente visible en los mapas geológicos cruzando Asturias y penetrando en Cantabria, remarcando afloramientos del Cretácico y del Terciario. Su origen debe ser antiguo, pues ya en el Carbonífero separa claramente zonas de diferente evolución sedimen-

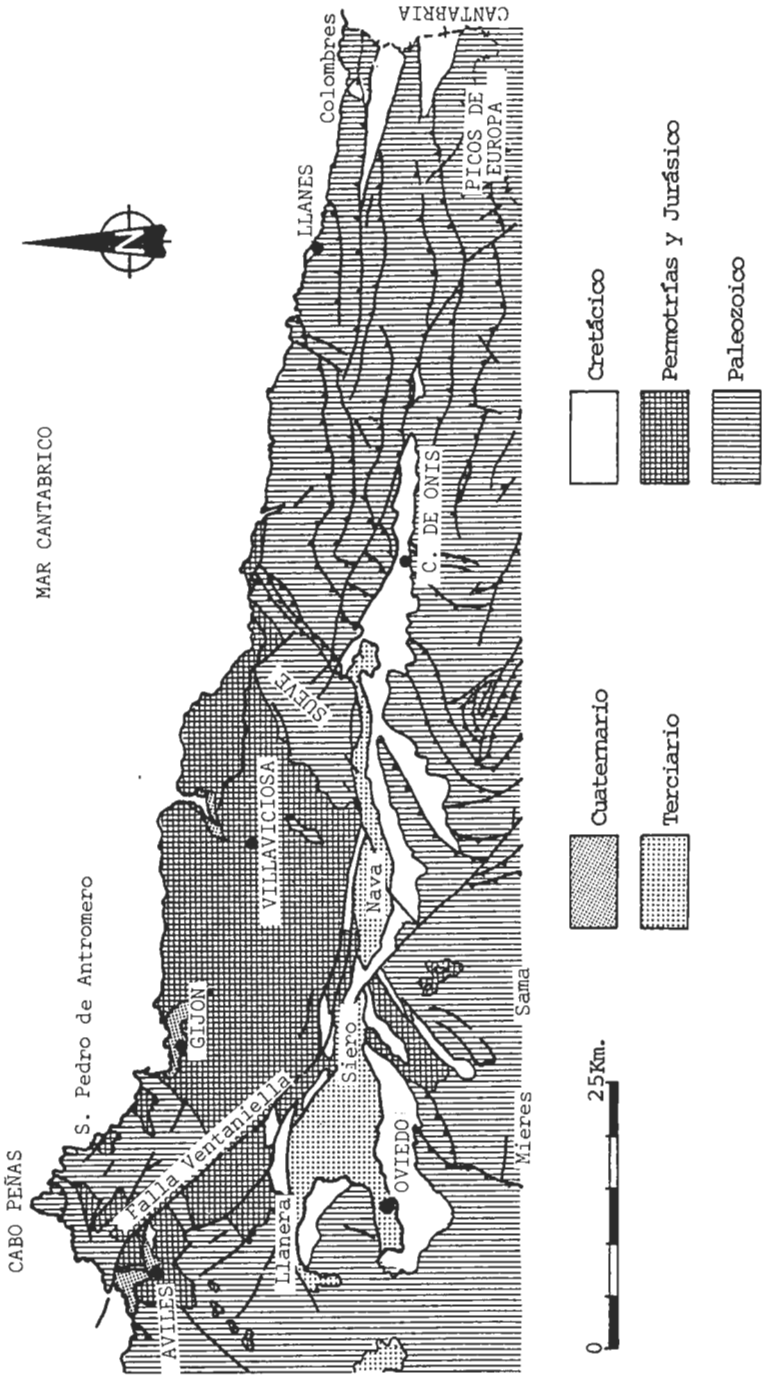


FIG. 2.1.—Distribución de afloramientos en el Cretácico de Asturias.

taria y paleogeográfica formando el borde Norte de la Cuenca Carbonífera Central.

Otro accidente tectónico de gran importancia en la distribución de facies del Cretácico es la alineación de fracturas, en parte fosilizadas por el Permotrías, que desde el borde W del Sueve, con dirección NE-SW, se adentran hasta Sama de Langreo.

Los afloramientos que se incluyen en este apartado corresponden exclusivamente a los de la región asturiana, que pueden enlazarse hacia el E con los de Cantabria, y no se incluyen los del borde Sur de la Cordillera, en las provincias de León y Palencia, por enlazarse con la zona norte de la Ibérica, presentando una evolución sedimentaria y paleogeográfica bastante diferente a la de Asturias. Como límite oriental se ha considerado el provincial, que a grandes rasgos coincide con la discontinuidad en extensión geográfica de los afloramientos.

El límite inferior de la sucesión cretácica es generalmente muy neto, consistiendo en una discordancia angular sobre el Peleozoico, o disconformidad erosiva sobre el Jurásico o Permotrías, siendo de gran importancia la edad del muro de la serie por sus implicaciones en la interpretación de la historia sedimentaria.

Sólo en algunas zonas, en los límites occidentales de los afloramientos cretácicos, la serie detrítica basal se apoya sobre conglomerados y areniscas del Jurásico Superior, con facies muy similares, y donde la ausencia de fauna impide precisar cualquier límite. Generalmente, y de modo práctico, se toma el límite Jurásico-Cretácico en estas zonas (Llanera-Serín), en las primeras arenas con intercalaciones de fangos en ambientes de llanura de marea y con delgados niveles carbonosos, que viene también marcado por una mejor clasificación del material terrígeno.

El límite superior es una disconformidad erosiva, muy suave y a veces sólo visible sobre la cartografía, pero que en algunos afloramientos llega a ser una discordancia angular, que marca el cambio a los sedimentos del Terciario Inferior (Ludiense) con facies continentales. Este límite superior sólo existe a lo largo de la Depresión Central de Asturias.

2.2. Antecedentes

Aunque hay abundantes referencias bibliográficas del Cretácico de Asturias, la gran espectacularidad y extensión de la sucesión Paleozoica y en general pre-Cretácica, ha motivado que sean muy reducidos los estudios específicos referentes al Cretácico Asturiano.

Las primeras referencias corresponden al siglo XIX, y destacan los trabajos de SCHULZ (1837, 1838, 1845 y 1858); BUVIGNIER (1839); PAILLETTE (1845 y 1849); VERNEUIL (1850 y 1852); VERNEUIL y D'AR-

CHIAI (1849); BARROIS (1878, 1878, 1879, 1880 y 1882); COTTEAU (1880 y 1880); CAREZ (1881, 1882, 1882 y 1884), y MALLADA (1887, 1892 y 1908), dan la distribución general de los afloramientos cretácicos, y su contenido faunístico.

En la primera mitad del siglo xx se realizan estudios más detallados sobre aspectos estratigráficos, paleontológicos, tectónicos y de recursos sobre el Cretácico. Destacan los trabajos de: MENGAUD (1911, 1914 y 1921); ADARO (1913); DURÁN y FERNÁNDEZ (1914); ADARO y JUNQUERA (1916); CUETO RUIZ-DÍAZ (1920); REGUERAL y GÓMEZ DE LLARENA (1926); ROYO GÓMEZ (1927, 1927 y 1928); GÓMEZ DE LLARENA (1928 y 1829); PATAC (1932); KARREMBERG (1934); CIRY (1936, 1940 y 1951); HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1944 y 1951); HEVIA y ZALOÑA (1944); BATALLER (1945 y 1945).

En la segunda mitad del siglo xx destacan los estudios estratigráficos más detallados, unas veces dentro de un estudio geológico general, y en otros casos ceñidos a problemas del Cretácico.

Dentro de esta época deben citarse por su importancia los estudios de LLOPIS LLADÓ (1950, 1956, 1957, 1957, 1959, 1962 y 1965); ALMELA, RÍOS y REVILLA (1955); GREKOFF y DEROO (1956); MARTÍNEZ ALVAREZ (1957, 1962, 1963, 1964 y 1965); ALMELA y RÍOS (1962); SÁNCHEZ DE LA TORRE y BARRERO (1962); PELÁEZ PRUNEDA (1963); RAT (1966); SCHROEDER y WIENANDS (1966); GUTIÉRREZ CLAVEROL (1966, 1972 y 1973); FEUILLE (1967); MARTÍNEZ ALVAREZ y TORRES ALONSO (1968 y 1968); RAMÍREZ DEL POZO (1968, 1969, 1969 y 1972); VARGAS (1968); DUPEUBLE y LAMBOY (1969); GUTIÉRREZ CLAVEROL y VARGAS ALONSO (1969); JULIVERT y TRUYOLS (1969); RINCÓN (1969, 1969 y 1973); JULIVERT, RAMÍREZ DEL POZO y TRUYOLS (1970); BOILLOT, DUPEUBLE, LE LANN y D'OZOUVILLE (1970); CARRERAS SUÁREZ y RAMÍREZ DEL POZO (1971); VIRGILI, SUÁREZ VEGA y RINCÓN (1971); TORRES ALONSO (1971); SUÁREZ VEGA (1972); LÓPEZ AGUAYO (1972).

Dentro de esta etapa más reciente deben destacarse las aportaciones de las Tesis Doctorales de GUTIÉRREZ CLAVEROL (1972) y RINCÓN (1973), así como la Tesis de Licenciatura de MÉNDEZ FERNÁNDEZ (1977).

2.3. Unidades estratigráficas

Las características de afloramientos dispersos del Cretácico de Asturias han motivado que se restringiera el uso de la nomenclatura litoestratigráfica, con las únicas excepciones de carácter local, y definiendo más la situación geográfica del afloramiento que una unidad litoestratigráfica, por lo que a pesar de las imprecisiones en datación se ha venido utilizando más una ordenación cronoestratigráfica que lito o bioestratigráfica. Sólo RINCÓN (1973) realiza un intento de ordenar el Cretácico en unidades litoestratigráficas, pero al no tener uso

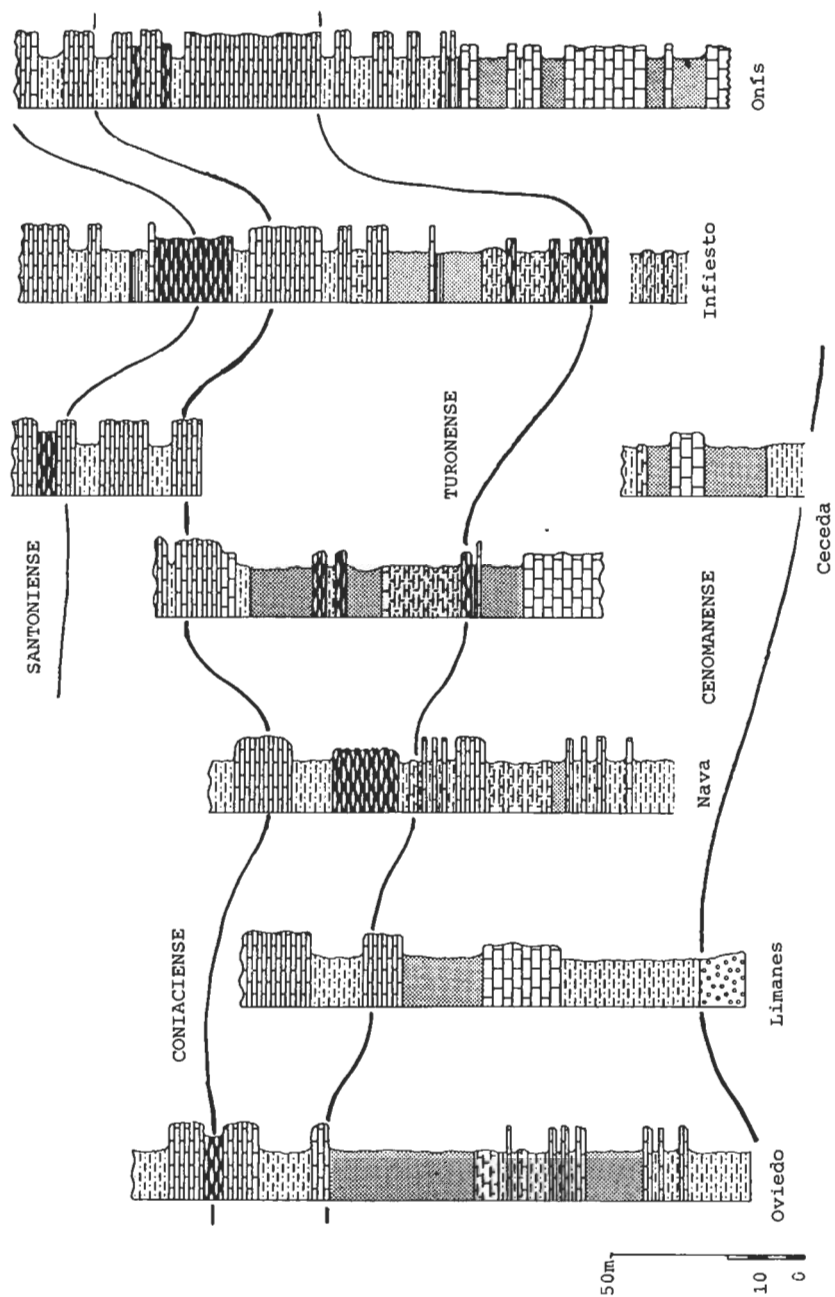


FIG. 22.—Principales secciones del Cretácico en la Depresión Central.

práctico es preferible prescindir de su utilización, lo mismo que las denominaciones de Wealdense, Urganiano, Utrillas, etc., que son aplicadas al Cretácico de Asturias con la acepción exclusiva de facies.

Para completar la representación gráfica de las sucesiones cretácicas realizaremos una ligera descripción de las principales series estudiadas (Fig. 2.2).

2.3.1. *Zona de la Costa*

Sólo está representado el Cretácico Inferior, y los afloramientos se extienden a los alrededores del Cabo Peñas y a la costa oriental de Asturias cerca de Llanes.

En el Cabo de Peñas el Cretácico se apoya sobre el Paleozoico, Permotrias o Jurásico y agrupa dos conjuntos litológicos, una serie clásica basal de edad Barremiense-Aptiense y otra calcárea más potente, formando la mayor parte de la serie, y que en edad llega hasta el Aptiense Superior. En los alrededores de Llanes sólo aparece el término calcáreo, similar al del Cabo Peñas, pero ligeramente más moderno y con mayor influencia marina. Más hacia el E los afloramientos cretácicos forman parte de las sucesiones de Cantabria y comienzan a estar recubiertos por el Cretácico Superior (Santoniense).

2.3.1.1. *Sucesión de San Pedro de Antromero*

Es la más completa y representativa de la zona costera y ha sido descrita por diferentes autores, y sus principales características son:

Muro: Discordancia angular sobre turbiditas carboníferas (Namu-riense) alteradas superficialmente.

1) 25 m de areniscas con intercalaciones de niveles de cantos y limos. El delgado conglomerado basal corresponde a un depósito de pendiente con cantos posiblemente heredados del Jurásico envueltos en una matriz oscura, con materia orgánica, y con las características de un suelo ligeramente transportado. La estratificación cruzada en megaripples, la laminación flaser en los limos, con bioturbación moderada, restos vegetales que dan horizontes de lignito, piritas, cantos ferruginosos, y las secuencias que presenta esta unidad, permiten interpretarla en su conjunto como depósitos internos de estuario, en que los canales con dominancia fluvial presentan retoques mareales en dirección opuesta, y finalmente las corrientes de marea condicionan la formación de canales, megaripples y bancos, entre los que se depositan fangos con bioturbación moderada.

No existe fauna, sólo restos vegetales inclasificables y tradicionalmente se atribuye al Barremiense y a la facies «Weald».

2) 15 m de limolitas arenosas y margas en transición a calizas bioclásticas (Wackestones a Packstones), formando secuencias de somerización sobre pequeños bancos dentro de una llanura de marea. En la parte central y alta existen abundantes huellas de pisadas de dinosaurios muy concentradas sobre algunos niveles. Dentro de los niveles calcáreos aparecen *Chaffatella decipiens*, SCHLUMB; *Sabaudia minuta*, HOFKER; *Palorbitolina lenticularis*, BLUMENBACH, junto con abundantes gasterópodos y ostreidos formando niveles de acumulación a techo de los bancos, marcando el comienzo del Bedouliense.

En la parte baja de este tramo el paso a llanura de marea se realiza a partir de megariipples y bancos que crecen sobre un amplio canal poco profundo. Las secuencias son fundamentalmente terrígenas en la parte inferior, muy bioturbadas, con acumulación bioclástica en el techo, que por disolución aporta cemento calcáreo. En la parte más alta del tramo aparecen más fragmentos esqueléticos, fundamentalmente de gasterópodos y ostreidos que en los geopetales presentan rellenos de pelmicrita mientras que no existen pellets en el resto de la roca.

3) 25 m de margas y calizas wackestones en secuencias de somerización sobre un lagoon o zona submareal de una llanura de marea. Con el mismo contenido faunístico indicando edad Bedouliense, pero en el tránsito a lagoon abierto, las algas verdes y foraminíferos bentónicos adquieren más importancia que los fragmentos de moluscos. Desaparecen los intraclastos de micrita y los clásticos terrígenos se dispersan en la matriz de pelmicrita.

4) 12 m de calizas margosas, limos margosos y areniscas en secuencias de somerización en llanura de marea que en el techo están cortados por algunos canales con aportación terrígena externa, acompañado por bioclastos y granos de glauconita. Este episodio detrítico es en parte similar al basal, con laminación flaser, ripples de oleaje y aumentando hacia el techo la formación de megariipples. Delgados niveles de lignito y de piritas en nódulos o cortezas contribuyen a aumentar la semejanza. Los tramos calcáreos han disminuido en contenido faunístico, en parte por disolución.

5) 7,5 m de calizas y margas arenosas, con algún nivel de areniscas siliciclásticas y bioclásticas, en secuencias de somerización de lagoon protegido, terminando en algunos casos con niveles de playas. Abundante contenido en foraminíferos bentónicos, *Palorbitolina lenticularis* BLUM, *Orbitolinopsis kiliani* SILV, y fragmentos de briozoos, braquió-

podós, gasterópodos y ostreidos. Los techos de las secuencias de bancos presentan con frecuencia interrupción de la sedimentación en el techo, con cementación precoz e incorporación de cantos blandos ligeramente cementados a la base de las secuencias siguientes.

6) 13,5 m de margas calcáreas y calizas en secuencias de somerización de lagoon abierto, con etapas de emersión de bancos y episodios de construcciones muy pequeñas. Fauna de *Palorbitolina*, *Praeorbitolina*, *Lituolidae*, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Sabaudia minuta* HOFKER, junto con briozoos y corales que esbozan construcciones lenticulares. A techo de los bancos con diagénesis precoz aparecen perforaciones rellenas con calcita ferrosa. En este tramo se sitúa el tránsito Bedouliense-Gargasiense.

7) 15 a 20 m de calizas masivas biostrómicas con calizas estratificadas de ambiente marino somero entre episodios de construcciones arrecifales (facies Urganiana). Fauna muy abundante, con *Pseudotoucasia santanderensis*, DOUV; *Polyconites verneuilli*, BAYLE; *Orbitolina texana parva*, DOUGLAS; *O. texana texana*, ROEMER; *Dictyoconus pachymarginalis*, SCHROEDER; *Nautiloculina oolithica*, MOHLER, y muchos fragmentos de briozoos, corales, algas coralinas, braquiópodos y lamebránquios.

Esta sucesión es la más completa y representativa del Cretácico en la zona costera de Asturias, y su extensión lateral hacia el interior es muy discutida. Las direcciones de aporte medidas indican la presencia del área madre al W y SW, y aunque se ha relacionado la serie detrítica basal con los afloramientos de Serín en el ángulo NW de la Depresión Central, todos los datos apuntan a una edad algo más alta de estos afloramientos, y puede corresponderse paleogeográficamente con la zona costera más que con la Depresión Central.

2.3.2. Cretácico de la Depresión Central

La discontinuidad de afloramientos y las diferencias en las sucesiones que llegan a hacer problemáticas algunas correlaciones, han motivado que tradicionalmente se subdivida el Cretácico de esta banda central en tres unidades, de W a E, las áreas de Oviedo, Nava-Infiesto, y Cangas de Onís.

2.3.2.1. Área de Oviedo

Corresponde a la parte más occidental de la Depresión Mesoterciaria, y la interpretación de facies, así como las correlaciones y relaciones de edad, han presentado grandes dificultades.

Apoyándose sobre materiales paleozoicos diversos, Devónico o Carbonífero, y en la zona de Llanera sobre el Jurásico, comienza siempre con términos terrígenos muy variados. El techo está cubierto por el Terciario Inferior (Ludiense) en ligera discordancia.

La sección más conocida corresponde a la situada a lo largo de la carretera entre Oviedo y Mieres, en donde de muro a techo aparece la siguiente sucesión:

Muro: Materiales paleozoicos (caliza de montaña).

1) 47 a 50 m de limos arcillosos con intercalaciones de areniscas, con gravas dispersas y alineadas, y de calizas bioclásticas. Hay una bioturbación moderada a fuerte, con niveles de lignitos, cortezas y nódulos de piritas, y óxidos de hierro que en ocasiones fosilizan lapiares desarrollados sobre los bancos calizos bioclásticos. Las secuencias indican depósitos de llanura de marea cruzada por canales y con frecuentes bancos de acumulación bioclástica más abundantes hacia el techo.

2) 30 m de arenas y areniscas con estratificación cruzada festón, sigmoidal y en ocasiones planar, correspondiéndose en secuencias y geometría a una llanura mareal arenosa con canales y megaripples.

Estos dos tramos habían sido considerados como pre-Aptenses (facies Wealdenses) y más tarde correspondientes con la facies Utrillas atribuyéndoles una edad Albense. Recientes estudios, sobre microfauas de ostrácodos, han evidenciado la edad Cenomanense en esta zona, llegando la base hasta el Albense en áreas más al Norte.

La sedimentación se realizó en un amplio estuario que se cierra hacia el W para pasar más tarde a una llanura de marea y a un lagoon protegido.

La emersión local de los bancos bioclásticos se pone en evidencia por la carstificación y alteraciones ferruginosas.

3) 6 m de calizas y arcillas margosas, dando secuencias de barras y bancos bioclásticos sobre pequeños depósitos de lagoon. Se han identificado algunas pisadas de dinosaurios. En conjunto corresponde a depósitos que cierran la comunicación del lagoon con el mar abierto, existiendo algunos niveles de playa.

La fauna encontrada, de ostreidos, gasterópodos, briozoos, es muy poco precisa y la microfauna de *Pithonella sphaerica*, KAUFMANN; *Marssonella cf. trochus*, DORB; junto con lagénidos, lituotidos y *Quinqueloculina* se han utilizado para definir el comienzo del Turonense.

4) 15 m de arenas y areniscas calcáreas, formadas en acumulaciones de megaripples y bancos en amplios canales de marea.

5) 26 m de calizas con intercalaciones de calizas margosas arenosas y margas, las típicas calizas molásicas camello, formando secuencias bioclásticas de somerización en un lagoon abierto. La microfauna, aunque con las restricciones de datación local, permite identificar hasta el Coniaciense superior y quizá el Santoniense.

El techo está cortado por una suave discordancia angular que forma la base del Ludiense.

Las unidades de esta sucesión evolucionan hacia la región de Llanera aumentando en edad y conservando las facies, destacando sólo algunos niveles oolíticos en el Cenomanense, que pueden corresponder al cierre del lagoon, en la zona de Pruvia. Los niveles de conglomerado que aparecen en la base con más frecuencia hacia el E de Oviedo, corresponden a intercalaciones de las sucesiones de conglomerados del borde Sur en el área de Nava-Infiesto.

2.3.2.2. Area de Nava-Infiesto

La sucesión sedimentaria es equivalente a la de Oviedo con incremento de conglomerados en el borde sur y de calizas bioclásticas en bancos y megaripples en el borde N por lo que no indicaremos ninguna sucesión dentro de la zona.

Los conglomerados basales aparecen en tres zonas: en el borde N de la Depresión (Sariego-Candones), al Sur de Pola de Siero (Carbayín-Sama de Langreo) y en el área de Cangas de Onís, donde ya están menos representados.

En el borde N de la Depresión (Sariego-Candones), los conglomerados aparecen en depósitos de abanico aluvial con barras braided, recubriendo al Jurásico, y en algunos casos, hacia el E, al Triásico. La mayor parte de los cantos corresponden a redistribución del conglomerado jurásico, apareciendo algunos cantos calcáreos cuando se apoyan en el Jurásico calcáreo. La dirección de aporte es hacia el S y SE. Aunque restos de microfauna de alguno de los niveles arcillosos parecen indicar una edad Bedouliense, la procedencia del N parece indicar se trata de erosión de sedimentos del Bedouliense de las sucesiones del Cretácico de la costa.

Los conglomerados que aparecen al Sur de Pola de Siero se apoyan sobre el Paleozoico o sobre el Trías en la zona central y donde son más potentes. Las facies son de abanico aluvial y canales braided que pasan muy rápidamente a arenas y limos con arcillas negras del Cenomanense y depositadas en una llanura de marea.

El recubrimiento con niveles Cenomanenses y las transiciones laterales con la zona de Oviedo permiten suponer una edad Albiense (Albiense Superior a Cenomanense Inferior) a estos conglomerados continentales, sobre los que se depositan arenas finas con limos, de ambiente estuarino, con suaves disconformidades locales. Estos sedi-

mentos estuarinos sobrepasan la extensión del conglomerado basal y recubren el Permotriás y el Paleozoico enlazando con la zona de Oviedo. En los alrededores de Nava se pueden identificar deltas de marea y canales mareales recubriendo los depósitos de una llanura de marea de limos y arenas finas.

Algunos niveles calcáreos intercalados corresponden a bancos bioclásticos asociados a deltas mareales de subida de marea y finalmente contribuyendo a cerrar parcialmente un amplio lagoon.

La presencia de numerosas secuencias de megaripples cortados por algunos canales recubiertos por delgados niveles playeros y la existencia de intraclastos y bioclastos recubiertos por películas de carbonato o ferruginosas, permiten interpretar esta zona (Nava) como el área de cierre del lagoon en el Cenomanense más alto. La evidencia de que la mayor parte de estos materiales están removilizados puede explicar las frecuentes citas de «laguna estratigráfica» del techo del Cenomanense y paso al Turoniense, junto con las envueltas ferruginosas y los delgados niveles playeros en el techo de los bancos bioclásticos.

Durante el Turoniense se desarrollan depósitos fangosos de lagoon que en el techo, Coniaciense, vuelve a ser sustituido por depósitos de bancos bioclásticos con ligeras emersiones en el techo y que podrían indicar el comienzo de una tendencia regresiva, que junto con el aumento en el tamaño de grano de los terrígenos cierra la sedimentación cretácica, con secuencias carbonatadas y margosas de un lagoon protegido. En los alrededores de Infiesto la sucesión es muy similar, encontrándose los mayores espesores calcáreos en el Cretácico Superior, y habiendo sido bien identificado por microfauna el Santoniense inferior, RAMÍREZ DEL POZO (1969).

La zona de Nava-Infiesto se puede relacionar bien con la de Oviedo, pero presenta grandes cambios de facies con la zona de Cangas de Onís. La fuerte erosión del Terciario Inferior impide precisar las condiciones de enlace de los afloramientos del Cretácico Superior más hacia el E.

2.3.2.3. Area de Cangas de Onís

En el área más oriental de la Depresión Central, el Cretácico se reduce a una banda muy estrecha con el borde S discordante sobre el Paleozoico y el borde N fracturado.

Los niveles inferiores corresponden a sedimentos arenosos micáceos con zonas de cemento silíceo y escasos tramos arcillosos. Aunque tradicionalmente se han atribuido al Albense, facies Utrillas, su edad de forma similar al resto de la Depresión Central, debe corresponder al Cenomanense, en un ambiente de llanura arenosa de marea, con canales y barras que a techo pueden llegar a dar delgados niveles

de playa. A pesar de la fuerte erosión del Cretácico en el área, existe una continuidad hacia Cantabria de esta franja tectónicamente deprimida.

Sobre estas áreas comienzan a superponerse lentejones calcáreos formados por barras y bancos bioclásticos, con algunos oolitos, que se generaliza en alternancias de calizas arenosas y calizas bioclásticas, para en el tránsito al Turoniense aparecer las facies de calizas nodulosas, wackestones, con intercalaciones margosas, que son cortadas por la discordancia del Terciario Inferior.

En algunos puntos, y siempre en el borde N, aparecen retazos de conglomerados en la base de la serie, en facies de abanicos aluviales, lo que parece indicar un desmantelamiento de los conglomerados triásicos y jurásicos que existen al NW, mientras que nunca existen conglomerados en el borde sur.

2.4. Evolución paleogeográfica

2.4.1. La «*facies Weald*» y el Barremiense

Aunque sin registro paleontológico se han atribuido al Barremiense los sedimentos terrígenos en facies Weald que aparecen entre el Jurásico detrítico, facies Purbeck, y los primeros niveles calcáreos del Bedouliense.

Al final del Jurásico se ha interpretado una emersión de la cuenca, que se erosiona con muy diferente intensidad, conservándose buena parte del Jurásico al E de Avilés, en las áreas de Gijón-Villaviciosa-Ribadesella, que continúan como zonas más deprimidas, mientras que hacia el oeste y sur la erosión es mucho más profunda y llega a desmantelar casi todo el Mesozoico. La zona costera, ligeramente deprimida, permite el emplazamiento de un ambiente estuarino mareal, influenciado por el drenaje continental, en el que comienza la sedimentación terrígena cretácica, que en suave transición comienza a ser cubierta por carbonatos bioclásticos en un lagoon protegido de rango micromareal (Fig. 2.3.a).

El Barremiense sólo aparece bien desarrollado en el área del Cabo Peñas y las direcciones de corriente indican zonas emergidas al W y SW, posiblemente la conexión del amplio estuario con el drenaje continental.

2.4.2. Aptiense

Comienza en el área del Cabo Peñas con un Bedouliense datado paleontológicamente y corresponde con el establecimiento de la se-

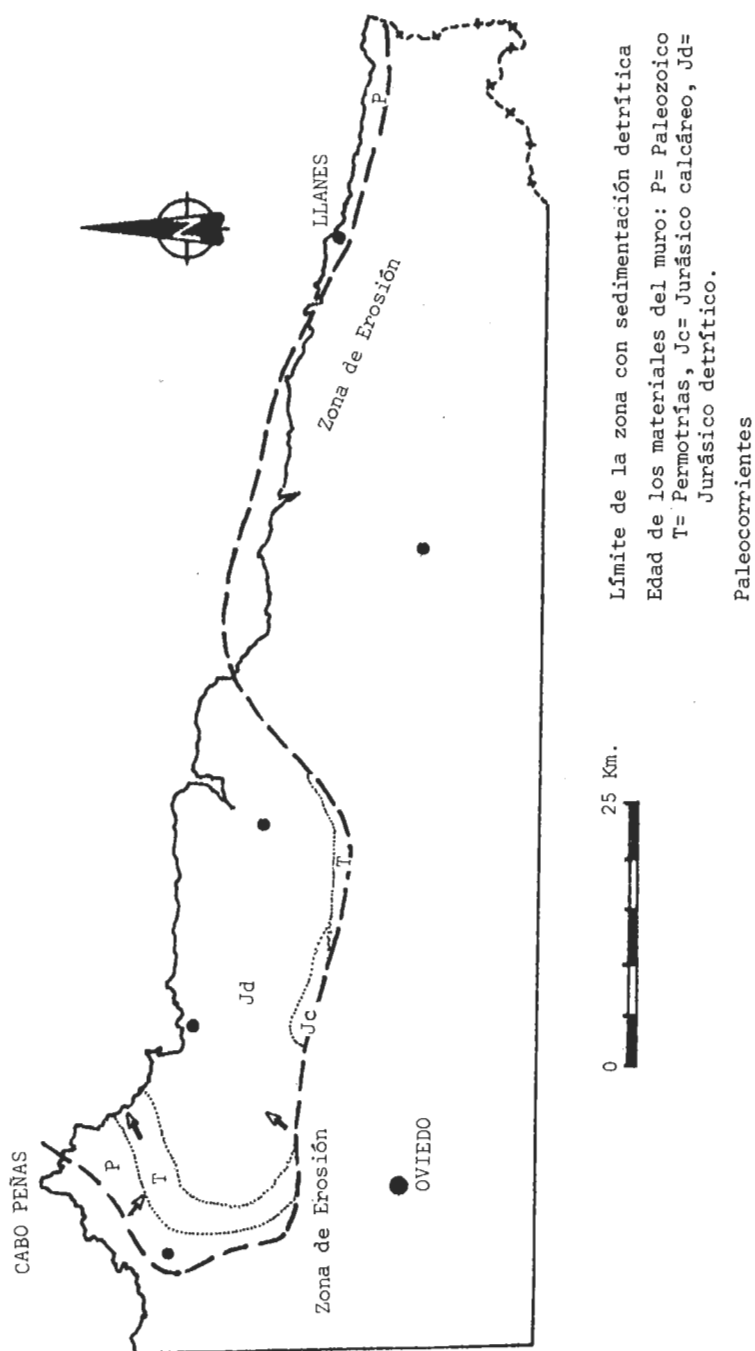


FIG. 23.a.—Esquema paleogeográfico del Barremiense terrígeno.

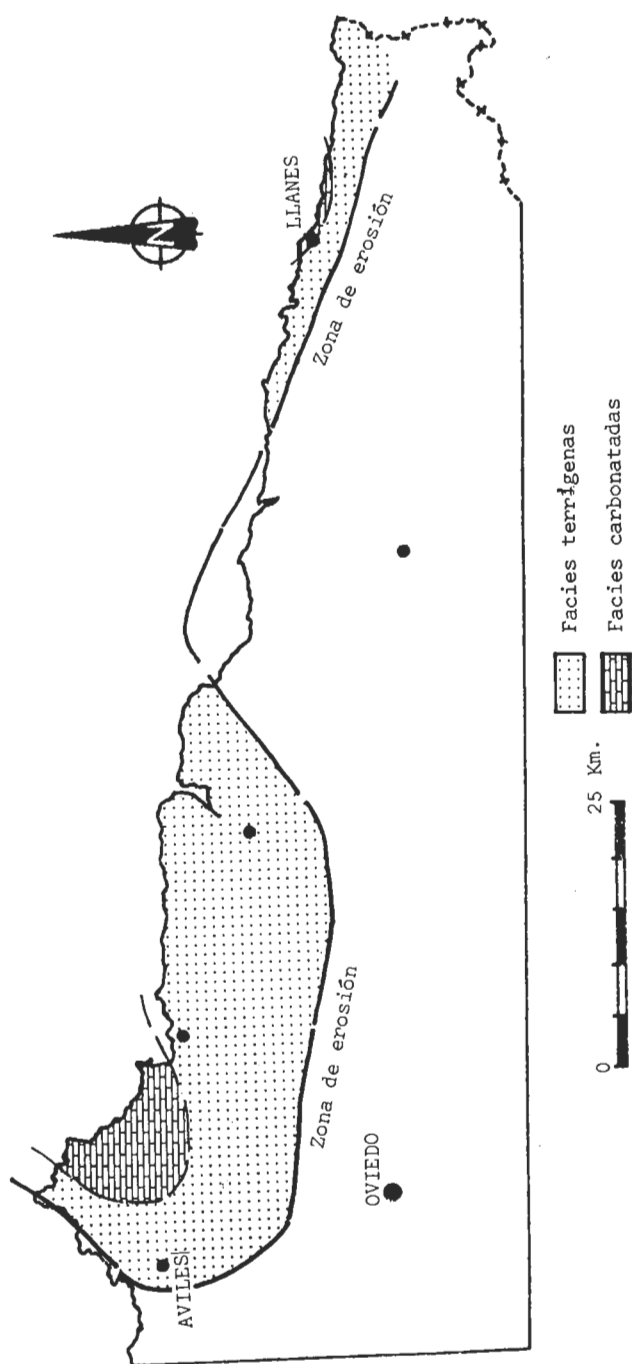


FIG. 2.3.b.—Distribución de facies en el Aptense.

dimentación de influencia marina, que presenta una cierta diacronía, pues en el área de Llanes comienza en el Aptiense Superior (Fig. 2.3.b).

Al sur de la zona costera la continuación de los afloramientos Aptienses es cada vez más detrítica y de mayor influencia continental, lo que lleva a suponer que la cuenca marina aptiense estaba limitada por el borde sur de la actual Depresión Central, que unida al resto del macizo asturiano formaba la zona de erosión. La extensión de la cuenca Aptiense parece menor que la del Barremiense debido a que la coincidencia de facies detríticas impide precisar los límites de edad.

2.4.3. *Albense*

Se han atribuido al Albense los sedimentos detríticos basales en la Depresión Central por comparación con las «facies Utrillas» de la Cuenca Cantábrica. No existen pruebas paleontológicas excepto en los niveles carbonatados de Llanes en la zona costera (Fig. 2.3.c).

Los conglomerados del área de Pola de Siero-Sama, de ambiente de abanico aluvial, que aparecen bajo los niveles de arenas y limos del Cenomanense, pueden ser atribuidos, en ausencia de datación paleontológica, a un Albense ¿superior?. Estos conglomerados, orientados a lo largo de fracturas E-W y SW-NE indican el comienzo de la Depresión Central de Asturias, donde se va a desarrollar la sedimentación del resto del Cretácico. El muro de los conglomerados marcan una gran influencia de fracturas previas en dirección SW-NE, separando, en el borde sur, una zona central que se apoya sobre el Permotriás, de otras zonas marginales en que se apoyan sobre el Paleozoico con el Permotriás erosionado. En el borde N el muro de los conglomerados es el Jurásico calcáreo, en el centro, y el Jurásico detrítico en los bordes. En esta zona algunos cantos calizos del Jurásico se incorporan al conglomerado basal.

Algunos autores han indicado la existencia de una discordancia entre el Aptiense y el Albense, pero los datos de campo únicamente ponen en evidencia la existencia de dos zonas de sedimentación diferente y algunos casos en que materiales pre-Albenses de la zona norte se redepositan en la Depresión Central.

2.4.4. *Cenomanense*

Representado por las arenas, limos y arcillas tradicionalmente asociadas a las «facies Utrillas» y atribuidas al Albense, y con grandes diferencias en extensión superficial respecto a los conglomerados y arenas que recubren en algunos puntos con clara disconformidad, cuya posición puede oscilar entre el Albense Superior y el Cenoma-

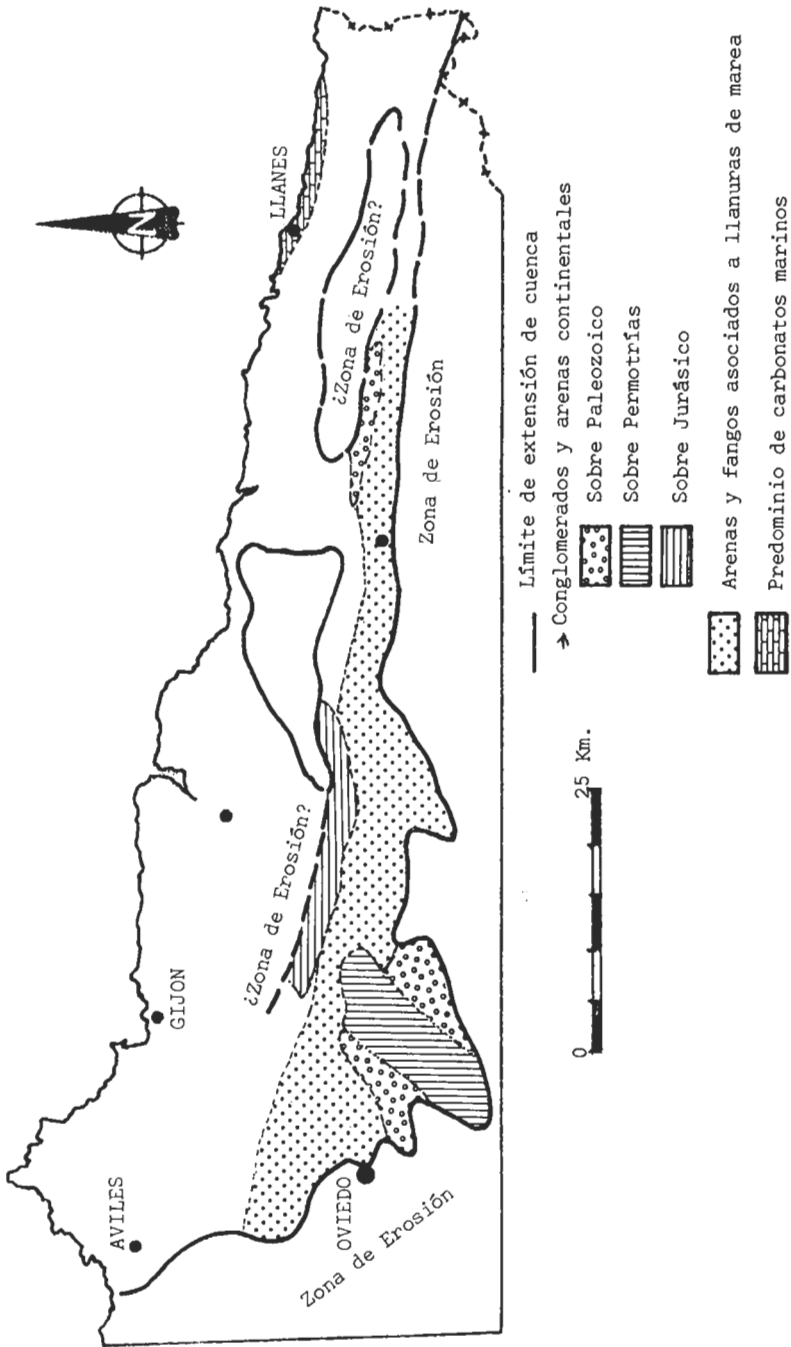


FIG. 23.c.—Distribución de facies en el Albense.

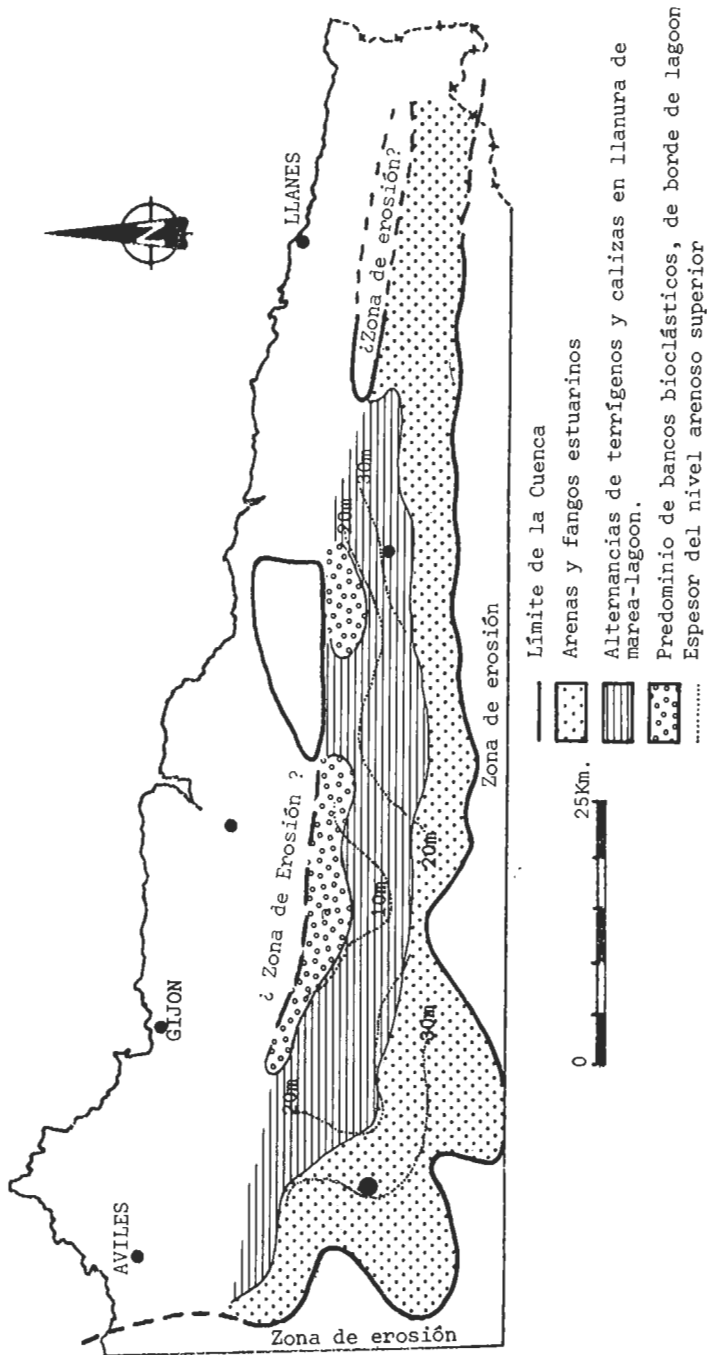


FIG. 23.d.—Distribución de facies en el Cenomanense.

nense Medio. Existen igualmente grandes diferencias de facies, más detrítico, estuarino con fuerte aportación terrígena en el área de Oviedo, que pasa a términos más carbonatados, lagoon, en el sector Nava-Siero, para volver a tener otra fuerte contribución terrígena en el área de Cangas de Onís (Fig. 2.3.d).

2.4.5. *Turonense*

Con distribución de facies similar al Cenomanense, pero de menor influencia terrígena, fundamentalmente hacia la mitad del tramo. Secuencias y geometría de los sedimentos indican la existencia de una amplia llanura arenosa de marea, en un gran lagoon con megaripples, canales y bancos, que reducen la comunicación entre la Depresión Central y las facies marinas situadas más al N. Emersiones locales, gran removilización de los sedimentos y condiciones de incomunicación con la aportación detrítica externa, pueden explicar alguna de las lagunas estratigráficas definidas en la datación paleontológica (Fig. 2.3.é).

2.4.6. *Coniaciense*

A pesar de la gran extensión en la zona central no es posible la interpretación paleogeográfica por quedar frecuentemente truncado por la discordancia Pre-Terciaria. Los sedimentos existentes indican relleno de la cuenca, con somerización, a partir de bancos y relleno del lagoon.

2.4.7. *Santoniense*

Más reducido aún en extensión que el Coniaciense, sólo aflora en el área de Infiesto, y las facies son características de lagoon muy somero, no habiéndose identificado facies continentales ni salobres. En general, y desde el Turonense, el relleno del ambiente de lagoon en que se desarrolla la sedimentación en la Depresión Central se puede interpretar como migración del ambiente marino hacia el NE, quizás acompañada con una suave basculación que vendría reflejada en la intensidad de erosión en la discordancia Pre-Terciaria.

2.5. **Síntesis de la cuenca**

Desde el Portlandiense al Barremiense no hay registro sedimentario y se supone que durante este tiempo la zona de Asturias está

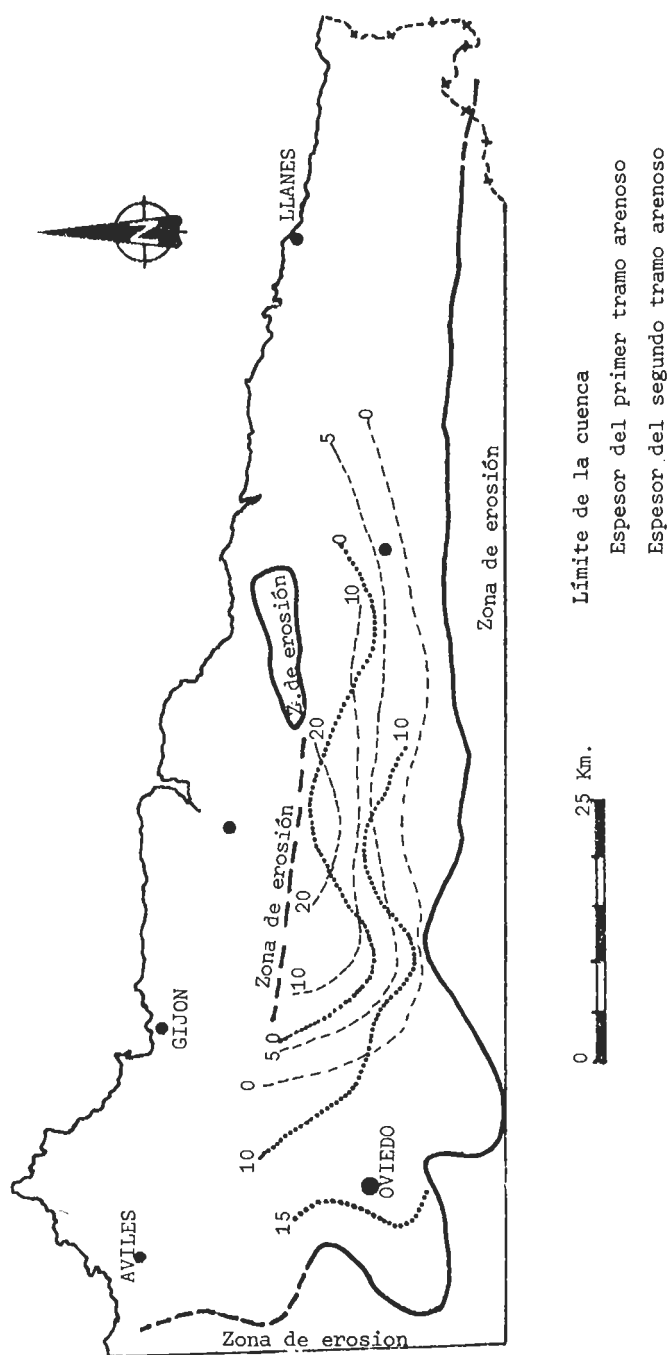


FIG. 2.3.e.—Distribución de niveles arenosos en el Turonense.

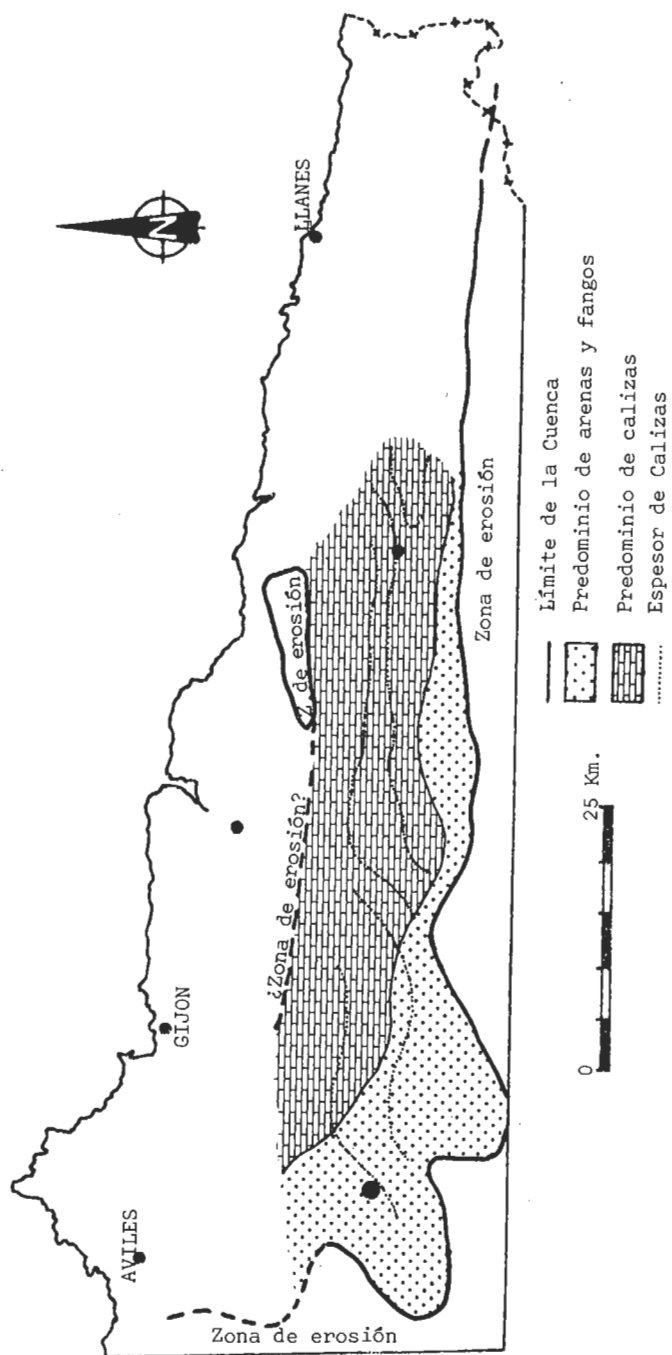


FIG. 2.3.e'.—Distribución de facies en el Turonense.

sometida a erosión como área continental. Previo al comienzo de la sedimentación cretácica se realiza un fuerte desmantelamiento posterior a algunas deformaciones tectónicas, con fracturas en direcciones E-W y NE-SW, así como suave plegamiento, o basculamiento, que provoca truncación del Jurásico.

Se pueden separar dos zonas con historia sedimentaria muy diferente: Una zona costera al N de la Depresión Central y la propia Depresión Central, que se prolonga a veces hacia el SW por efecto de fracturas. El límite entre ambas zonas se aprecia en los mapas geológicos de conjunto como una fosa en dirección E-W que penetra en Cantabria, donde comienza a actuar como bloque elevado, mientras que hacia el W todavía conserva retazos de Terciario, como bloque hundido, en las proximidades de Grado.

Esta franja, que pasa al N. de los Picos de Europa, desempeña ya un papel importante controlando la sedimentación del Carbonífero. En los Picos de Europa, al Sur de esta franja, existe una sucesión continua en facies de plataforma de carbonatos, desde el Viseense hasta el Estefaniense, mientras que en la franja, y más al N, se instalan facies terrígenas de transición durante el Westfaliense. En el centro de Asturias y al N de la franja, aparecen mucho más tempranas las facies de llanura de marea y deltas que originan capas de carbón, entre el Namuriense C y el Westfaliense A, mientras que al S, en la Cuenca Carbonífera Central, el carbón comienza a partir del Westfaliense B-C. En cambio, no presenta importancia en el control de facies del Carbonífero la falla de Ventaniella, que atraviesa Asturias en dirección NW-SE.

La sedimentación durante el Permotriás, está controlada además de por la franja anterior, por una fractura que al W del Sueve presenta una orientación NE-SW, por la que penetran los sedimentos triásicos hacia Sama de Langreo.

También durante el Jurásico, la Franja E-W mantiene su importancia, no existiendo afloramientos al Sur de ella, y con una estrecha relación con las facies de abanicos aluviales del Jurásico Superior detrítico que con área madre al sur, se deposita siempre al N de esta línea.

En el Barremiense el comienzo de la sedimentación Cretácica se establece al N. de esta línea, manteniéndose la franja central como área madre en la zona de erosión. La pendiente deposicional en el Cabo Peñas, único lugar en que puede establecerse, es hacia el NE, y con un contexto paleogeográfico muy parecido se desarrolla la sedimentación hasta el Albense. Aunque no es necesaria la actividad de fracturas para delimitar esta cuenca, si los niveles arenosos que recubren los conglomerados jurásicos al N de la Depresión Central fueran de edad Barremiense-Aptense, la gran falla E-W que delimita por

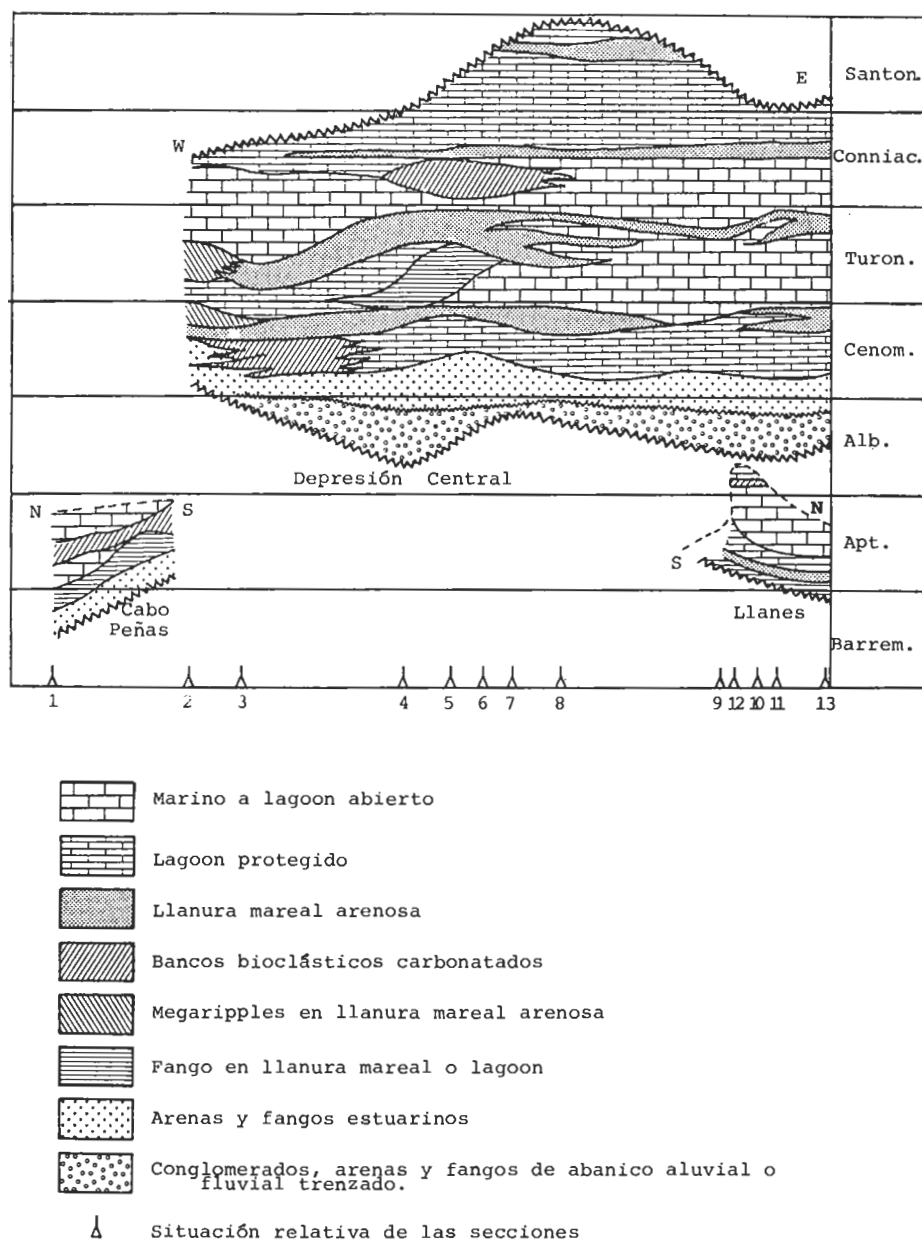


FIG. 2.4.—Distribución de facies en el Cretácico de Asturias.

el N la Depresión podría haber formado el borde Sur de la cuenca cretácica hasta el Albense.

En el Albense la actual Depresión Central se hunde, y es ensanchada en algunos puntos por la fractura del Suevo (ver Fig. 2.3.c), depositándose en las zonas deprimidas y en los bordes del nuevo relieve los conos de abanicos aluviales, con extensión por mecanismos fluviales, que comienzan a ser invadidos por el mar, generalizándose el ambiente estuarino en el Cenomanense. Algunos puntos de la zona norte pueden haber emergido y ser redistribuidos los sedimentos pre-Albenses en el borde norte de la Depresión Central. En otras zonas el borde N puede desempeñar el papel de umbral, sobre el que barras bioclásticas delimitan las facies calcáreas Cenomanenses con los terrígenos estuarinos y mareales de la Depresión Central. La difícil correlación entre afloramientos de esta zona por la gran complicación tectónica, se la ha llamado «franja tectonizada», impide precisar los límites por el N de la cuenca de sedimentación entre el Cenomanense y el Turoniense, aunque es muy segura la conexión desde Infesto hacia Llanera, y desde Cangas de Onís a Panes, es en cambio más dudosa la conexión hacia el Cabo Peñas, que pudiera formar parte de la zona emergida.

En general, a partir del Cenomanense no parece existir actividad tectónica alguna que modifique la configuración de la cuenca, que va rellenándose hasta que en el paso al Terciario, una nueva reactivación de los bordes de la Depresión Central aporta nuevamente detríticos en facies de abanicos aluviales, fluviales, y lagunares en las depresiones, que forman el Terciario Inferior. Al final del Terciario nueva reactivación de los bordes de la Depresión llegan a dar contactos cabalgantes tanto en el borde W, al W de Oviedo, como en el Borde N, al N de Nava.

En la figura 2.4 se representa la distribución de facies, a lo largo de la Depresión Central y en la área del Cabo Peñas.

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento al DR. RINCÓN, del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense, tanto por algunas aportaciones inéditas como por su ayuda en el campo de la interpretación de algunos afloramientos, y a M. VALENZUELA, del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, por la inestimable ayuda en la elaboración del trabajo.

3. *Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro*

3.1. **Introducción**

El Sistema Cretácico está representado en el área abarcada en este capítulo por sucesiones sedimentarias depositadas en ambientes muy variados, desde abanicos aluviales a condiciones marinas profundas, además de por importantes intercalaciones volcánicas en Vizcaya y Guipúzcoa. Si se consideran las potencias máximas de los diferentes pisos, el espesor calculado supera los 14.000 m, que es la mayor acumulación registrada en la península para este período. Tales sucesiones constituyen, asimismo, la exposición continua más extensa del Sistema Cretácico de España.

Los afloramientos situados al Oeste de Pamplona se asocian, geográfica y geológicamente, a la Cordillera Pirenaica, mientras que el resto queda incluido en una región de situación y características «intermedias» entre las Cordilleras Cantábrica, Celtibérica y Pirenaica, que se conoce bajo diversas denominaciones, entre ellas la de Región Vasco-Cantábrica. La individualización geológica de esta región se produjo fundamentalmente en el Cretácico, cuando actuó como una cuenca sedimentaria fuertemente subsidente, formando parte del margen continental del norte de España y ligada a la evolución del mismo. Posteriormente fue afectada por las diferentes fases de deformación alpinas, transformándose en el país plegado que se observa en la actualidad. La región ha sido subdividida por varios autores en zonas estructurales, geomorfológicas y/o paleogeográficas (LOTZE, 1959; MANGIN y RAT, 1962; CIRY et al., 1967; RAMÍREZ DEL POZO, 1971; FEUILLÉE y RAT, 1971; SOLER, 1972; WIEDMANN, 1962, 1977). La figura 3.1.

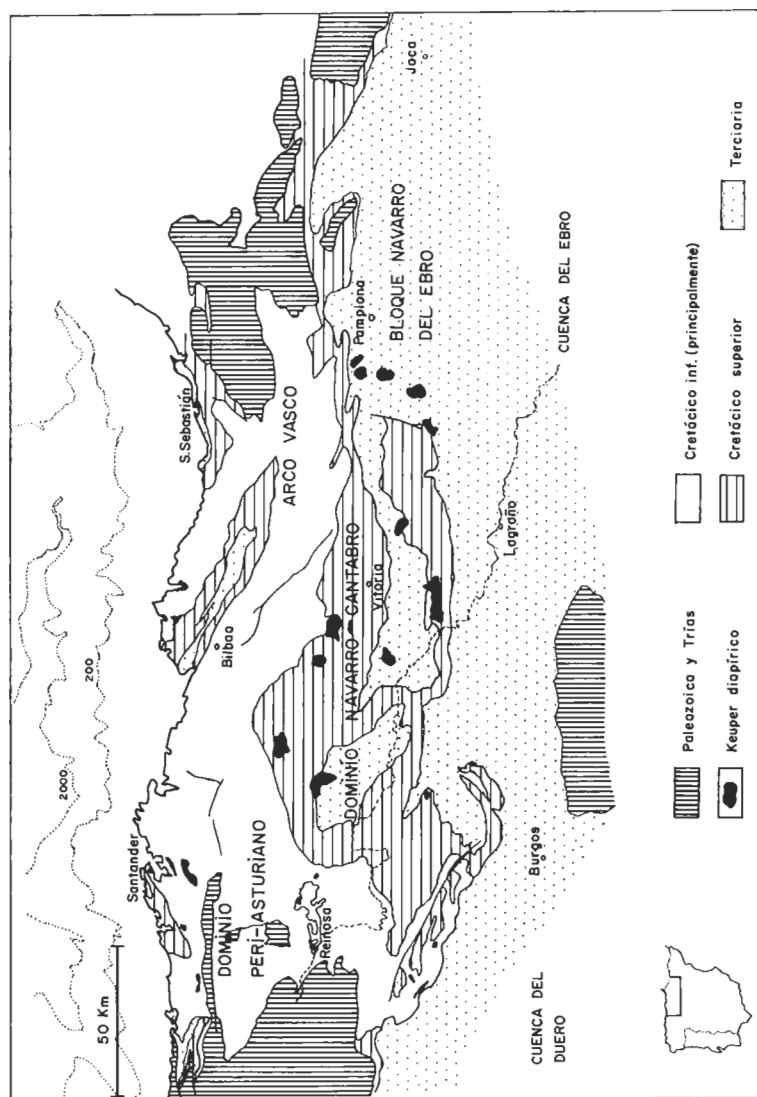


FIG. 3.1.—Subdivisión geológica general de la región estudiada (basado en FEUILLÉE y RAT, 1971).—*Dominio peri-asturiano*: Comprende parte de las provincias de Cantabria, Burgos y Palencia; predominio de afloramientos del Jurásico y Cretácico inferior, afinidades estructurales ibéricas y ostensible influencia del zócalo paleozoico.—*Dominio navarro-cántabro*: NE de la provincia de Burgos y Alava; potentes sucesiones del Cretácico superior y Terciario, estructura sinclinal de gran radio cabalgante hacia el Sur, eslabón entre las series pirenaicas y las de afinidad ibérica.—*Arco vasco*: Macizos paleozoicos vascos y su cubierta mesozoica y terciaria, prolongación de la zona pirenaica, facies flysch y vulcanismo básico en el Cretácico superior, localmente metamorfismo suave.—*Bloque navarro del Ebro*: Integrante del continente del Ebro durante el Cretácico inferior, inundado por el mar durante el Cretácico superior.

recoge la subdivisión de FEUILLÉE y RAT (op. cit.), a la que nos referiremos en varias ocasiones a lo largo del presente capítulo.

Una primera síntesis sobre la estratigrafía del Cretácico de estas zonas fue realizada por Ríos (1956), y desde entonces ha habido un flujo continuo de nuevos datos (ver tomo bibliográfico) en forma de Tesis, artículos de revista y comunicaciones a Congresos. Se ha realizado casi la totalidad de las hojas 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), muchas de las cuales están ya publicadas; la exploración petrolífera ha sido relativamente intensa, conociéndose ya parte de sus resultados; en los últimos años, en fin, la investigación oceanográfica de la plataforma está aportando informaciones muy valiosas, tanto para el hallazgo de nuevos yacimientos de hidrocarburos como para el mejor conocimiento de la historia geológica de la región.

Pese a este volumen de información no se había hecho hasta ahora una clasificación litoestratigráfica formal de los materiales, habiéndose definido formaciones sólo para algunos sectores e intervalos. En su defecto, se ha venido utilizando una terminología informal, destinada en unos casos a referir de manera genérica las litofacies principales, en otros a denominar unidades locales y/o tramos de secciones representativas. Es claro, sin embargo, que la clasificación formal constituye un elemento de referencia básico que facilita grandemente la comunicación entre diferentes investigadores; por ello, este trabajo de síntesis representa una excelente oportunidad para intentar su establecimiento. La clasificación que se propone aquí recoge el máximo posible de unidades y toponimias de uso frecuente en bibliografía, tratándose de evitar con ello la duplicación innecesaria de nombres y persiguiendo una adaptación a lo ya establecido por autores previos. Naturalmente, los nuevos esquemas no pretenden tener carácter definitivo. Somos conscientes de las subjetividades inherentes a toda clasificación y sobre todo cuando existen notables diferencias de metodología y enfoque entre distintos autores y equipos. El análisis riguroso de campo en los próximos años irá determinando las modificaciones a introducir, siendo de esperar que en un futuro no muy lejano quede establecida una subdivisión estratigráfica de aceptación general.

3.2. Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense

El Jurásico superior y la parte baja del Cretácico inferior están representados en la región Vasco-Cantábrica por depósitos de carácter generalmente no marino que se describen, en la literatura, bajo las denominaciones de facies Purbeck(iense) y facies Weald(ense), Complejo Purbeck-Weald, Wealdense o Weáldico. Sus afloramientos se distribuyen de manera irregular en la región (Fig. 3.2). Los más extensos

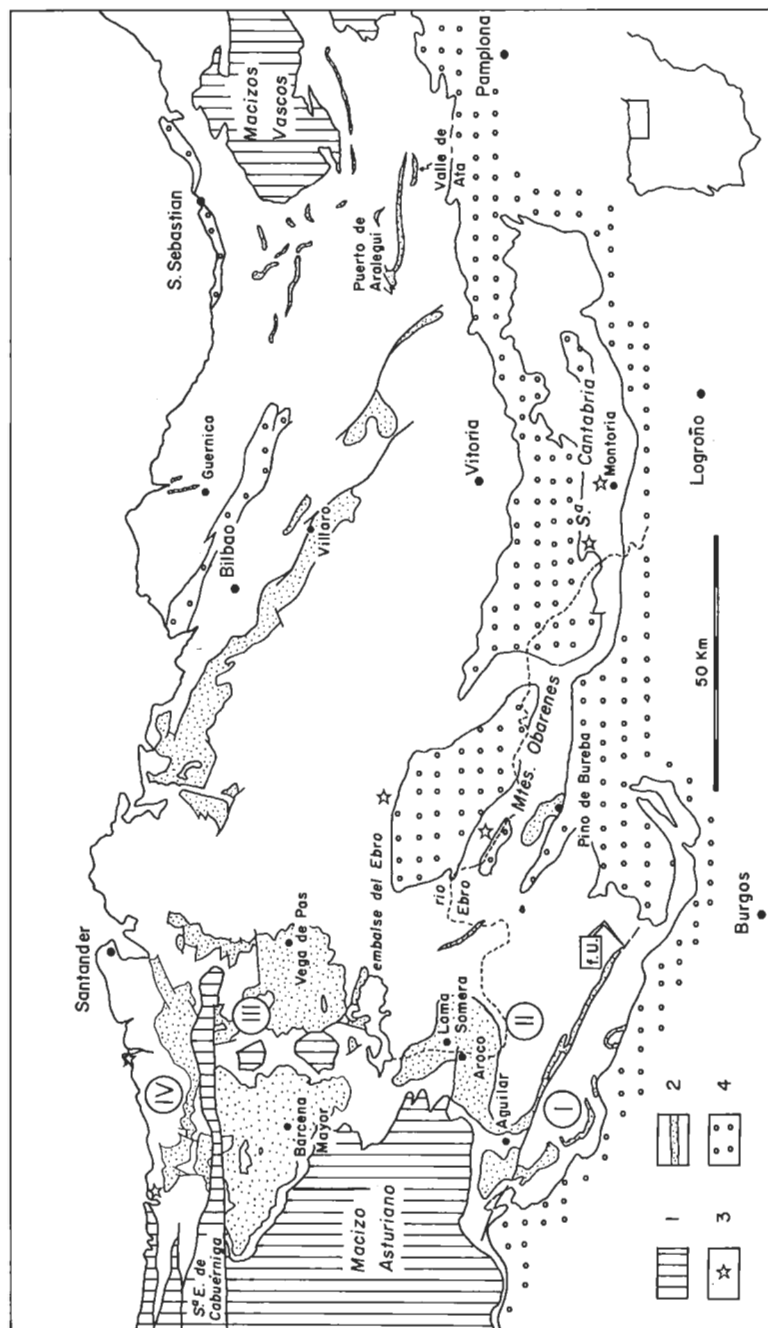


FIG. 3.2.—Mapa de afloramientos «wealdenses» (Jurásico superior-Barremiense, facies no marinas) de la región vasco-cantábrica, con indicación de las localidades tipo de las formaciones.—1. Paleozoico y Trias inferior (Bunt.).—2. Mesozoico (excluido Bunt.); punteado=afloramientos wealdenses.—3. Afloramientos «wealdenses» de pequeña extensión.—4. Terciario y Cuaternario.—Sectores del dominio per-asturiano: I. Comprende desde el límite con la cuenca terciaria del Duero hasta la falla de Ubierna (f. U.). II. Entre la f. U. y el embalse del Ebro. III. Entre el embalse del Ebro y la Sierra del Escudo de Cabuérniga. IV. Desde la Sierra del E. de C. hasta el mar.

y completos ($\simeq 2.000$ m), los del dominio periastruriano, están constituidos por sucesiones predominantemente areniscosas. En el anticlinorio de Bilbao, y continuándose en Alava por las zonas de Aramayona y Salvatierra aparecen sucesiones igualmente potentes ($\simeq 2.000$ m), de las que no aflora el muro, formadas principalmente por arcillas limolíticas. En Guipúzcoa y Navarra los afloramientos son frecuentes en la zona de aureola de los macizos paleozoicos de Cinco Villas y Quinto Real, pero las sucesiones son considerablemente menos potentes que las arriba citadas y de carácter más calcáreo. En fin, en la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes aparecen estos materiales en afloramientos discontinuos, a menudo fuertemente tectonizados.

En la elaboración del esquema litoestratigráfico para este intervalo (Cuadro 1) se han utilizado como base los datos de PUJALTE (1977, 1979, 1981 e inéditos) para el dominio peri-asturiano; los de RAMÍREZ DEL POZO (1969) y MAGNA para la Sierra de Cantabria-M. Obarenes y anticlinorio de Bilbao; y los de SOLER (1972) y FLOQUET et al. (1972) para la aureola de los macizos vascos. Conviene resaltar, no obstante, que estas formaciones plantean problemas de correlación ya a escala de cuenca, que se agigantan si se intentan a nivel interregional o con la escala marina. Por ello, la correlación y las atribuciones cronoestratigráficas del Cuadro 1 deben considerarse hipotéticas. Volveremos sobre este punto en el apartado de Cronoestratigrafía.

Por razones obvias, se omite la descripción de unidades atribuibles al Jurásico (Fms. de Aguilar, Arcera y Saja), pero se incluyen algunas cuya pertenencia al Jurásico o al Cretácico es problemática.

3.2.1. Unidades litoestratigráficas del dominio peri-asturiano

El dominio peri-asturiano ha sido subdividido por GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981) en cuatro sectores con carácter de unidades tectoes-tratigráficas, que, al igual que en el trabajo de referencia, se enumeran de I a IV en la figura 2. Tal como muestra el cuadro 3.1, el desarrollo y particularmente la preservación de las formaciones varía de uno a otro sector.

Formación de Aroco

Corresponde con las «Capas con Dictyocytere y Glauconia», de RAT (1962); «Berriasense», de RAMÍREZ DEL POZO (1969) y BRENNER (1976); «Purbeckiense superior», de BRENNER (1972), y «Capas de Ostrácodos», de PUJALTE (1976-1981). En las Hojas del Magna de la región, queda incluida dentro del conjunto de «facies Purbeck» (J_{p33} - C_{p12}^2). La unidad se reconoce en la parte central meridional de la provincia de Cantabria (sectores II y III en Fig. 2 Cuadro 1), estando ausente en la

franja costera (sector 4), así como al N de Burgos y Palencia (sector 1). Sus mejores afloramientos se encuentran al Sur del Pantano del Ebro (Hoja 1:50.000, n.º 108, Las Rozas), siendo los más descritos los situados en la carretera de Reinosa a Polientes, entre Reocín de los Molinos y Bárcena de Ebro (cf. CIRY, 1940; RAT, 1962; RAMÍREZ DEL POZO, 1969; SALOMÓN, 1970, entre otros). Existe, sin embargo, un corte más completo y mejor aflorado unos 4 Km al N de Aroco, en la margen derecha del río Ebro, que puede tomarse como estratotipo.

La Formación presenta allí un espesor de 270 m y está constituida principalmente por calizas micríticas arcillosas y/o limosas, de color gris oscuro que alternan con arcillas calcáreas y margas del mismo color. En proporción menor aparecen areniscas de grano fino a medio. Las facies calcáreas contienen abundantes Ostrácodos de aguas dulce-salobres, Lamelibranquios y Gasterópodos, en tanto las Characeas aparecen en determinados horizontes. Localmente se han observado estructuras estromatolíticas, y hacia la parte alta de la unidad aparecen lumaquelas de Ostreidos. El límite inferior de la Formación es gradacional y probablemente heterócrono y hacia el W y S se interdigita progresivamente con areniscas azoicas de claro origen fluvial. La unidad se depositó en un ambiente somero de aguas dulce-salobres, quizá un medio lacustre o lagunar cerrado. Su edad es discutida: para RAMÍREZ DEL POZO (1969) y BRENNER (1972, 76) representaría el Berriassense, mientras que PUJALTE (1976, 77) la sitúa en el Jurásico terminal o en el límite Jurásico-Cretácico.

Formación de Loma Somera

Engloba la conocida intercalación casi-marina del Wealdense periastruriano, que en la literatura es citada como «Formación con Briozoos» (RAT, 1962), «Valanginiense inferior» (RAMÍREZ DEL POZO, 1969), «Valanginiense» (BRENNER, 1972, 76) y «Capas de Briozoos» (PUJALTE, 1976-81). En la mayor parte de las hojas MAGNA, esta Formación queda incluida en la «facies Purbeck», aunque la parte superior (Miembro 3) se ha asimilado, en algunas de ellas, a la «facies Weald» ($C^{3.2}_{w12-15}$). La distribución de afloramientos de esta unidad coincide, en líneas generales, con los de la infrayacente Fm. de Aroco, y como ella pasa gradualmente a sedimentos continentales fluviales hacia el S y W.

En el área tipo, situada también en el sector II (i.e., al S del pantano del Ebro, Hoja 1:50.000, n.º 108, Las Rozas) la Formación es subdivisible en 3 Miembros:

— El Miembro 1 ($\simeq 120$ m) se corta en la carretera de Bárcena de Ebro a Loma Somera, entre los Km 3,8-4,3, y está caracterizado por la alternancia vertical de: 1) areniscas silíceas azoicas, 2) lutitas, mar-

gas y calizas con restos vegetales, Charáceas y Gasterópodos de hábitat lacustre, y 3) lutitas, margas y calcarenitas con fósiles de hábitat salobre-salino. Se atribuye a la llanura deltaica inferior.

— El Miembro 2 ($\simeq 150$ m) aflora en escarpes situados al Este del Km 5 de la carretera de Bárcena de Ebro a Loma Somera, y consta de calcarenitas, margas y arcillas calcáreas. Contiene una asociación fosilífera de aguas salinas exclusivamente, integrada por restos retrabajados de Ostreidos (que también aparecen en bancos lumaquéllicos), Lamelibranquios, Briozoos, Esponjas, Algas calcáreas, Crinoides y Ostrácodos. Se atribuye a un medio de llanura mareal surcada por canales.

— El Miembro 3 ($\simeq 140$ -260 m) presenta unos caracteres semejantes a los del M-1 y como él se atribuye a la llanura deltaica inferior. Los mejores afloramientos se sitúan en la carretera que asciende a Bustillo del Monte desde Bárcena de Ebro, y al S de esta última población.

En las zonas de Vega de Pas y Ramales, situadas en el sector III, al NE del área tipo, las facies presentan algunas variaciones respecto a las descritas, siendo más ostensible la influencia marina. No obstante, sigue reconociéndose la misma división tripartita, que se interpreta como el reflejo de un pequeño ciclo transgresivo-regresivo (cf. GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE, 1981, Fig. 18).

RAT (1962), RAMÍREZ DEL POZO (1969) y BRENNER (1967) atribuyen esta Formación al Valanginiense inferior y medio, en tanto PASCAL et al. (1976) y PUJALTE (1976) la sitúan en el Berriasense.

Formación de Bárcena Mayor

Definida formalmente por PUJALTE (1974 a y b), es la unidad del Cretácico inferior que mantiene una constancia de facies en casi todo el ámbito del dominio peri-asturiano (en total unos 3.000 Km²), y por ello constituye un excelente nivel guía. La Formación reposa sobre una ruptura estratigráfica del ámbito regional, marcada en muchos sectores por una discordancia angular («discordancia de Los Llares», PUJALTE, 1976). El corte tipo se sitúa al W de Bárcena Mayor, en la margen derecha del río Lodar.

La potencia de la unidad varía entre 600 m (sector 2), 350 (sector 3) y 100 m (sector 4). Consta predominantemente (60 %) de areniscas grisesas con tonos amarillentos y anaranjados en superficie, asociadas con cantidades pequeñas de conglomerados (cantos hasta de 1 cm) y areniscas conglomeráticas. Estas litologías aparecen en bancos gruesos (2-10 m), continuos lateralmente, que producen unos resaltes característicos en la topografía. El resto son lutitas negras y rojas, con

intercalaciones irregulares de areniscas en capas delgadas. Las areniscas y conglomerados son más abundantes hacia la base, lo que da a la Formación un carácter granodecreciente en la vertical. No se ha encontrado fauna, aunque algunos horizontes presentan bioturbaciones más o menos generalizadas (galerías en U, *Pelecypodichnus*, etc.). Son frecuentes, sin embargo, los restos vegetales y lechos de lignito.

La Formación de Bárcena Mayor se interpreta como fluvial (PUJALTE, 1974b, 1977, 1980 y 1981). En las figuras 20 y 21 de GARCÍA-MONDEJAR y PUJALTE (1981) se muestra el mapa de sus afloramientos y un modelo paleogeográfico de la unidad. Por su posición estratigráfica, PUJALTE (1976) la atribuye al Valanginiense superior-Hauteriviense basal; según la correlación de SALOMÓN (1973), la Formación sería pre-Valanginiense.

Formación de Vega de Pas

Sucede concordante y gradacionalmente a la de Bárcena Mayor, y conjuntamente con ella constituye el Grupo Pas (PUJALTE, 1977, emend. 1976). Salvo en la hoja número 82, Tudanca, el Grupo Pas aparece indiferenciado en las hojas MAGNA, formando parte de la unidad cartográfica comprensiva ($C_{w12,15}^{3,2}$) («facies Weald»).

La Formación de Vega de Pas (950-1.000 m) es divisible en 2 miembros: *a*) Capas de Vivíparus, y *b*) Capas Rojas, cuyas relaciones mutuas son fuertemente diacrónicas (cuadro 1): el primero es reconocible solamente en las áreas N y E del dominio, pasando gradualmente hacia el S y W al Miembro Capas Rojas. El estratotipo de la Unidad se encuentra en las proximidades de Vega de Pas, cortándose en la carretera de esta localidad al Puerto de las Estacas.

El Miembro Capas de Vivíparus (350 m en el corte tipo) comprende lutitas negras, limolitas grises y verdosas y areniscas finas, citadas en orden de abundancia decreciente. Es el único intervalo fosilífero del Grupo Pas, incluyendo principalmente Gasterópodos y Pelecípodos de agua dulce. Se encuentran además restos de peces, Ostrácodos y fragmentos de huesos de reptiles. La bioturbación es asimismo habitual, destacando por su interés las pisadas de reptiles. Como estructuras inorgánicas, son frecuentes ripples simétricos, laminaciones de ripple y grietas de desecación. La unidad se interpreta como lacustre sensu-lato.

El Miembro Capas Rojas (600 m en el corte tipo) está formado predominantemente ($\simeq 70\%$) por lutitas de color rojo. El resto son areniscas de grano fino-medio que aparecen en litosomas limitados por una superficie de erosión basal. No se han encontrado fósiles y la unidad se atribuye a un ambiente fluvial de ríos meandriformes.

SALOMÓN (1973, 1980) atribuye las Capas de Vivíparus al Valanginiense, sobre la base de la presencia en las mismas del Ostrácodo *Theryosynocum fittoni*. PUJALTE (1976) especula con una edad Hauteriviense-Barremiense para la Formación de Vega de Pas, por consideraciones regionales.

3.2.2. Unidades litoestratigráficas de la Sierra de Cantabria y Montes Obarenes

Formación de Pino de Bureba

Se denomina así la sucesión conglomerático-areniscosa aflorante al S y SW de Oña (Burgos), citada por RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR (1972) y SALOMÓN (1980). Sus afloramientos se circunscriben a las hojas 1:50.000, núm. 135 (Sedano) y 136 (Oña), pero ha sido cortada también en los sondeos Hontomin-2, Valdearnedo-1, Rojas-1 y S. Pedro-2 (cf. RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR, 1972). En la cartografía MAGNA de la hoja 136, realizada por OLIVE et al. (1978), la Formación ha sido individualizada sólo en los alrededores de Pino de Bureba (sigla $C_{w12-14}^{3.0}$), mientras que en el sector de Quintanaopio queda incluida en las unidades cartográficas comprensivas $C_{w12-14}^{3.0}$ («facies Weald») y $C_{w-12}^3-C_{21}^1$ («Valanginiense superior-Cenomaniense inferior»).

La Formación reposa discordantemente sobre calizas y margocalizas del Dogger. Su corte tipo se realiza por el camino forestal que nace en Pino de Bureba en dirección NE. Según OLIVE et al. (1978), tiene una potencia mínima de 300 m, y consta de conglomerados silíceos, arenas gruesas y arcillas. No se citan fósiles, y la Unidad se atribuye al Valanginiense superior-Hauteriviense por su posición estratigráfica. En cuanto a su génesis los precitados autores apuntan como probable una procedencia deltaica. Un ambiente de abanicos aluviales parece, sin embargo, estar más en consonancia con los rasgos sedimentológicos de la Formación.

Formación de La Lastra

Los únicos afloramientos de esta unidad se encuentran en la hoja 1:50.000, núm. 136 (Oña), en las proximidades de Pino de Bureba y de Bárcina de los Montes. En la cartografía MAGNA (OLIVE et al., 1978) se dibuja con la sigla $C_{w14-15}^{0.1}$.

La Formación tiene unos 90 m de espesor, y consiste en una alternancia de calizas microcristalinas, que en algunos niveles presentan estructuras pisolíticas y arcillas varioladas por lo común de tonos rojizos. Ambas litofacies contienen abundantes Charáceas y Ostráco-

dos de agua dulce, lo que demuestra un ambiente de depósito de tipo lacustre. OLIVE *et al.* (*op. cit.*) le asignan una edad Barremiense y quizá Aptiense bajo.

El sustrato de la unidad es normalmente la Formación de Pino de Bureba, pero en el sector de Bárcina de los Montes reposa sobre un banco de 40 cm de espesor de calizas oolíticas con Ostreidos, Briozos y radiolas de Equinodermos (¿Fm. de Loma Somera?), que a su vez descansa sobre calizas marinas del Bathoniense.

Formación de Montoria

En la Sierra de Cantabria el «Wealdense» aparece en varios afloramientos dispersos, ligados por lo común a zonas tectonizadas y/o diapíricas. Aunque hay algunas diferencias de espesores y litofacies entre ellos, la sucesión de Montoria (sur de Alava, hoja 1:50.000, número 170, Haro), puede tomarse como representativa. El corte tipo ha sido descrito por RAMÍREZ DEL POZO (1969) y PORTERO *et al.* (1978), y en el mismo pueden distinguirse 2 Miembros:

— Miembro a: 40 m de alternancias de conglomerados poligénicos, areniscas de cemento calcáreo y arcillas calcáreas abigarradas ricas en Ostrácodos y Charáceas atribuibles al Hauteriviense-Barremiense. Ambiente fluviolacustre.

— Miembro b: unos 140 m de limolitas y areniscas, algunas con cemento calcáreo, con Ostreidos, *Chofatella*, Ostrácodos y Charáceas. Se atribuye al Barremiense. Ambiente de lagoon, con episodios de aguas dulces, salobres y saladas.

3.2.3. Unidades litoestratigráficas del Arco-Vasco

Formación de Villaro

Esta unidad es equivalente a la de «Arcillas negras» de RAT (1959). En un informe de CIEPSA (1965), reseñado por GARCÍA RODRIGO y FERNÁNDEZ ALVAREZ (1973) se utiliza ya la denominación de Fm. Villaro, aunque estos últimos autores prefieren el de «facies Villaro». La Formación aflora extensamente en el núcleo del anticlinorio de Bilbao, en la zona de Aramayona y al SE de la Sierra de Aitzgorri. En ningún punto, sin embargo, es visible el muro de la misma, por lo que las relaciones con los materiales infrayacentes, y la propia naturaleza de éstos es desconocida. Su corte tipo se sitúa en la pista forestal que desde Villaro asciende hacia el Gorbea y las Peñas de Itxina.

Se trata de una potente unidad (> 2.200 m) construida principalmente por arcillas negras, hojosas, ricas en materia orgánica, con intercalaciones frecuentes de areniscas de grano fino y proporciones menores de otras litologías. En el corte tipo, RAMÍREZ DEL POZO (1969), ha distinguido 4 tramos, que de abajo a arriba son:

a) Arcillas y calizas negras, microdolomíticas, con *Glaucania* ($\simeq$ 600 m).

b) Arcillas negras con *Leda* y *Mytilus*.

c) Arcillas negras, niveles carbonosos, calizas negras y areniscas de grano muy fino, con *Glaucania*, ostrácodos de facies marino-salobre y foraminíferos arenáceos.

d) Arcillas negras con intercalaciones discontinuas de lumaquelas de Ostreidos (*Exogyra*).

Sobre la base de estas características, es claro que la Fm. de Villaro se depositó en ambientes transicionales salobre-marinos (lagoons, estuarios...). Su edad es pre-Aptiense, probablemente Berriasiense-Barrremiense, pero no es posible, sin embargo, fijar los límites de los diferentes pisos. RAMÍREZ DEL POZO (1973) apunta la posibilidad de que el tramo a, sea Berriasiense, y el b, Valanginiense, por contener *Mytilus fittoni*.

Formación del Valle de Ata

Incluye los niveles «calizas negras fétidas» y «calizas con entroques» de RAT (1959), descritas también por SOLER y JOSÉ (1972) bajo la denominación «Purbeck-Neocomiense». Los afloramientos de la unidad se sitúan principalmente en la aureola de los macizos paleozoicos vascos, siendo los más frecuentemente citados los existentes en el sinclinal del Monte Uzturre, junto a Tolosa (p. ej.: LAMARE, 1936; RAT, 1959; RAMÍREZ DEL POZO, 1969; CAMPOS, 1979). Sin embargo, SOLER y JOSÉ (1972) (Fig. 6) demuestra que el desarrollo más completo de la Formación ocurre en la zona de Aralar, y por ello la misma es seleccionada como área-tipo. La descripción de la Formación se basa en el minucioso trabajo de FLOQUET *et al.* (1972), quienes la denominaron «conjunto calizo purbeckiense».

El corte tipo se localiza en el Valle de Ata (Navarra), situado al WNW de Madoz, concretamente, al sur de la Cota Irumuga (Eguardi-Munio); de modo esquemático la sucesión consta de abajo a arriba de los siguientes Miembros:

a) Conglomerado de base, atribuible al Portlandiense (1 m), que descansa sobre las formaciones marinas del Kimmeridgiense.

b) Calizas lacustres de color crema («café con leche»), normalmente micríticas, con Charáceas, Ostrácodos, Gasterópodos y Lamelibranquios (5-30 m). Se atribuyen al tránsito Jurásico-Cretácico.

c) Calizas negruzcas, fétidas, micríticas o microesparíticas, siempre con bioclastos y/o pellets, ricas en fósiles: lumaquelas de Sérpulas, Gasterópodos, Lamelibranquios (20-60 m). Indican un ambiente marino restringido (¿lagoon?) y se atribuyen al Berriasense-Valanginiense.

Tal y como se indica en el cuadro 1, los miembros b y c se interdigitan parcialmente en la horizontal, efectuándose el cambio de facies entre Olatxiki y Baraibar.

Formación del Puerto de Aralegui

El área tipo de esta unidad es la misma que la del Valle de Ata, y por idénticas razones. El corte tipo se sitúa en el cierre periclinal occidental del anticlinal de la Sierra de Aralar, en las proximidades del Puerto de Aralegui. Se accede al mismo por una pista forestal que parte de Ataun y se dirige al este. FLOQUET *et al.* (1972) describen la Formación bajo el epígrafe «facies Wealdenses» separando los 4 Miembros siguientes, citados de abajo a arriba:

a) Arcillas negras, arcillas versicolores con nódulos de pirita (8-10 m). Esporádicamente contienen *Viviparus* («*Paludina*»).

b) Areniscas con estratificación cruzada (10-30 m). Azoicas.

c) Calizas arcillosas finamente estratificadas, niveles carbonosos y carniolares (5-8 m).

d) Alternancia de calizas fosilíferas (Gasterópodos, Lamelibranquios, Sérpulas, Ostreidos) y esquistos negros con *Astarte*. Niveles areniscosos (30-50 m). Este Miembro es parcialmente equivalente a los «esquistos con erizos» de SOLER y JOSÉ (1972) y presenta una mayor continuidad lateral que los infrayacentes a, b y c.

El contacto inferior de la Formación es concordante. Los Miembros a, b y c fueron acumulados en medios continentales, de agua dulce, en tanto el Miembro d es transicional a marino. La edad sugerida por FLOQUET *et al.* (1972) es Hauteriviense-Barremiense.

* * *

En los alrededores de Guernica (Vizcaya) existen también afloramientos del Complejo Purbek-Weald citados, por ejemplo, por SOLER y JOSÉ (1972 a). Afloran pobremente a causa del tectonismo y sobre todo al recubrimiento vegetal, y su estratigrafía es poco conocida.

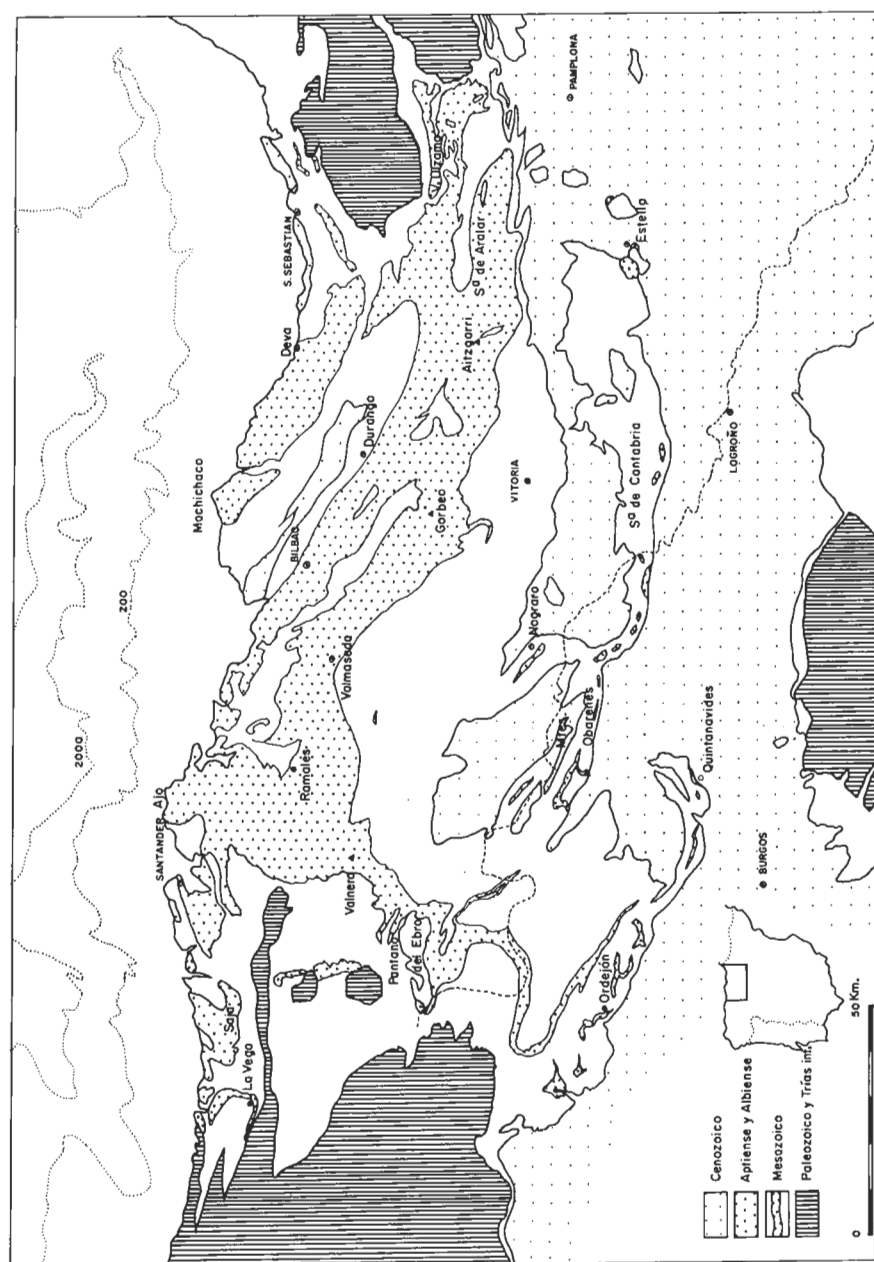


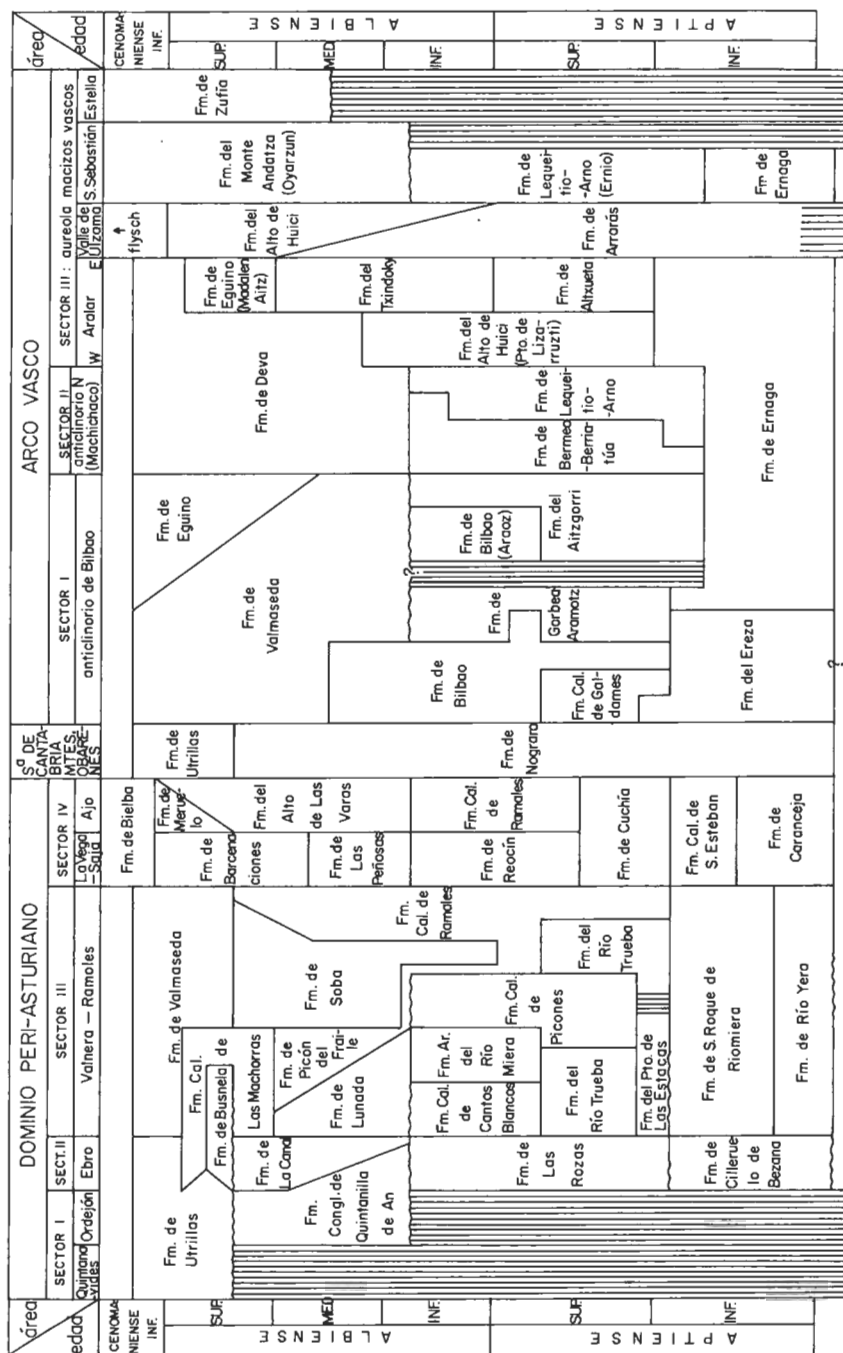
FIG. 3.3.—Mapa de afloramientos del Apto-Albiense de la región vasco-cantábrica, con indicación de las áreas locales que han servido de base para la elaboración del cuadro de unidades litostratigráficas. (Cuadro 3.2.)

A título de hipótesis se señala la posibilidad de que se trate de las mismas Formaciones de la aureola de los Macizos Vascos, dado que sus caracteres son similares (potencias no muy grandes, predominio de facies arcilloso-carbonatadas, etc.).

3.3. **Aptiense y Albiense**

Los materiales que constituyen estos dos pisos forman, por sí solos, gran parte de los afloramientos cretácicos de la región y de la columna compuesta general. Se han venido describiendo tradicionalmente bajo la denominación de Complejo Urgoniano (RAT, 1959; GARCÍA-MONDÉJAR, 1979), a causa del carácter distintivo que les proporciona una de sus litologías más significativas: las calizas con Rudistas. Llegan a alcanzar más de 4.000 m de espesor, y aparte de calizas contienen niveles de margas, lutitas, areniscas y conglomerados, en una relación espacial tan rápidamente cambiante que justifica el continuado uso del término «complejo» que se les aplica. Representan el primer episodio arrecifal cretácico del área y uno de los más espectaculares de la Península Ibérica. Sus afloramientos más importantes se localizan en el norte de la región, sobre todo en Cantabria y en los anticlinorios del arco plegado vasco (Fig. 3.3). En el sur, los equivalentes terrígenos son difíciles de diferenciar de los materiales infraurgonianos y varían mucho de potencia; se encuentran principalmente en asomos diapíricos o anticlinales de Cretácico inferior, dentro de afloramientos extensos de Cretácico superior (área plegada del Pisuerga, Montes Obarenes y Sierra de Cantabria).

Es un hecho conocido la dificultad que existe para establecer un esquema litoestratigráfico claro y sencillo de los materiales urgonianos, evidente para la mayoría de las personas que estudian los afloramientos. El cuadro que se expone a continuación (cuadro 3.2) tiene en cuenta los datos de los siguientes autores: RAT (1969) y MAGNA para la mayoría de las áreas; GARCÍA-MONDÉJAR (1979 e inéditos), GARCÍA-MONDÉJAR y PASCAL (1978) y GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981) para el dominio peri-asturiano; RAMÍREZ DEL POZO (1971), RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR TOMÁS (1969) y AGUILAR TOMÁS (1975), para áreas meridionales principalmente; FLOQUET y RAT (1975) para la Sierra de Aralar, y FEUILLÉE (1967), WIEDMANN (1977) y CAMPOS (1979), para ciertos puntos de las áreas orientales. El grado diferente de detalle de los trabajos citados condiciona la uniformidad del esquema resultante final, de manera que mientras algunas unidades se pueden considerar relativamente bien establecidas, por haber sido objeto de amplios estudios, otras deben contemplarse como provisionales en espera de nuevos conocimientos que determinan su justificación o redefinición. Solamente partiendo de esta premisa se ha intentado la



CUADRO 3.2.—Unidades litoestratigráficas del Aptiense-Albiense de la región vasco-cantábrica.

síntesis litoestratigráfica que sigue, la cual es, en última instancia, una de las varias posibilidades de ordenación y descripción de los cuerpos de roca más representativos.

3.3.1. Unidades litoestratigráficas del dominio peri-asturiano

Formación de Cilleruelo de Bezana

Denominaciones anteriores para los materiales de esta formación son las de «Areniscas de Peña Plato», «Lutitas de Puerto Seguro», «Areniscas de Prosona», «Calizas de La Cerrada», «Lutitas de Ruánales», «Areniscas y conglomerados del Arroyo de La Mata», «Calizas de Llano», «Areniscas del Arroyo de los Arraños», «Areniscas de Valderías», «Areniscas de Polientes» y «Lutitas de Bascones de Ebro», de GARCÍA-MONDÉJAR (1979). También «Calizas de Llano», de GARCÍA-MONDÉJAR y PASCAL (1978), y «Areniscas de Cilleruelo de Bezana», de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora en los alrededores del pantano del Ebro al N de Cilleruelo de Bezana, y en el valle del Ebro al N del páramo de La Lora. Pueden diferenciarse entre sus materiales los siguientes miembros:

a) Areniscas de Polientes, formadas por unos 400 m de areniscas y lutitas con caracteres que sugieren un ambiente fluvial de ríos trenzados y, en ocasiones, meandriformes.

b) Lutitas de Ruánales, gran paquete de 1.400 m de lutitas y areniscas con caracteres de ríos meandriformes.

c) Areniscas de Peña Plato, aproximadamente 400 m de areniscas y lutitas de probable origen a través de ríos trenzados.

d) Calizas de Llano, de aproximadamente 85 m, con Ostreidos, Orbitolínidos y un ejemplar de Ammonites (*Rolobóceras*), de medio marino somero. Estos argumentos paleontológicos permiten datar la unidad al menos en el Aptiense inferior (Bedouliense inferior).

Formación de Río Yera

Corresponde al «tramo 3» del corte de Vega de Pas, RAT (1969); a las «Areniscas compactas cuarcíticas» de RAMÍREZ DEL POZO (1969), del mismo corte, y a la unidad W₄ de PUJALTE (1974). PUJALTE (1976) la definió como «Fm. de Río Yera», y así se ha citado posteriormente en PUJALTE (1977) y GARCÍA-MONDÉJAR (1979). Como «Areniscas de Río Yera» aparece en GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Su principal afloramiento se encuentra en forma de banda continua, desde las proximidades del puerto del Escudo hasta el área de Liérganes (provincia

de Cantabria). En la subida W del puerto de las Estacas se ha establecido la serie tipo, con 479 m de potencia. Otros afloramientos en Arredondo y Ramales son de mucha menor potencia y poseen fósiles marinos (Orbitolínidos). En el corte tipo presenta areniscas de grano medio, con innumerables *sets* de estratificación cruzada y paleocanales, entre los que se disponen tapices de lutitas y restos vegetales transportados. Las paleocorrientes, unimodales, muestran un claro sentido hacia el E, apoyando la interpretación de un ambiente sedimentario fluvial de ríos trenzados. En cuanto a la edad, por estar inmediatamente debajo de una unidad con Deshayesítidos del Bedouliense inferior, cabe pensar que represente el tránsito Barremiense-Aptiense.

Formación de Caranceja

Es equivalente a: «Tramo 1» del corte de Saja de RAT (en CIRY *et al.*, 1967, p. 413); «Unidad C₁₅₁» del MAGNA y «Areniscas 1» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora en la franja costera al W de Santander y se pueden observar sus caracteres en el valle del río Saja, a la altura de Caranceja (W de Torrelavega). Se compone de areniscas, lutitas y margas con Orbitolinas, de ambiente sedimentario de transición continental-marino, que descansan sobre lutitas rojas y areniscas continentales infraurgonianas. Aunque presenta bastante continuidad lateral, su potencia es pequeña: alrededor de 40 m. La edad que se le puede atribuir es Bedouliense inferior.

Formación de S. Roque de Riomiera

Representa los niveles siguientes dentro del corte del puerto de las Estacas: O₁, T₁ y T₂, de MENGAUD (1920); G₀, de CIRY (1940) y RAT (1959); «tramo calizo margoso inferior», de SANZ (1959); niveles 1 y 2, de RAMÍREZ DEL POZO (1971). También las siguientes unidades: «Lutitas, calizas y areniscas del Km. 26», «Calizas y areniscas del Km. 25,5» y «Calizas de S. Roque», de GARCÍA-MONDÉJAR (1979) y GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981); «Calizas de las Nieves», de PASCAL (1974), y «Barras calizas con Rudistas», T₁ y T₂, de GARCÍA-MONDÉJAR y PASCAL (1978). Aflora en el área de Valnera desde el Macizo Costero hasta el Enguiza, y también en las áreas de Arredondo y Ramales. El corte tipo se establece en el puerto de las Estacas, donde se puede diferenciar un primer miembro con varias litologías, entre las que predominan lutitas, areniscas de grano medio y fino, margas y calizas, todas de colores oscuros. En los niveles calcáreos se encuentran Orbitolínidos,

Rudistas y Corales, y en los tramos terrígenos únicamente restos de plantas. El espesor medido es de 167 m, y el ambiente sedimentario atribuido de transición continental-marino. Un segundo miembro, calcáreo, de 79 m, consta de dos barras calizas limitando a niveles de areniscas oscuras, calizas y margas. Las calizas contienen multitud de Rudistas, Corales, Braquiópodos, etc., y las areniscas restos diminutos carbonosos sugiriendo un ambiente marino muy somero. La edad de la Formación se establece en el Bedouliense, mediante Ammonites (Deshayesítidos) y Orbitolínidos.

Formación Calizas de S. Esteban

Corresponde al «tramo 2» del corte de Saja de RAT (en CIRY *et al.*, 1976, p. 413); a la unidad C₁₅₂ de las hojas del MAGNA y a las «Calizas 1» (S. Esteban) de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Presenta buenos afloramientos en el valle del río Saja a la altura de S. Esteban (W de Torrelavega). Se compone de calizas con multitud de Rudistas de pequeño tamaño, Orbitolínidos y Miliólidos, de ambiente marino somero (plataforma carbonatada). La potencia que posee esta unidad oscila alrededor de 40 m y su edad es Bedouliense superior, de acuerdo con los datos de varios autores. Es de destacar su estratificación bastante regular en bancos que no suelen sobrepasar 1 m de espesor.

Formación de Las Rozas

Sus materiales constituyentes han sido descritos bajo las siguientes denominaciones: «Calizas de Arroyo», CIRY (1940); «Calizas de Arija», GARCÍA-MONDÉJAR y PASCAL (1978); «Areniscas del Barranco del Sollondón», «Areniscas y Lignitos de Sierra», «Areniscas y calizas de La Cobia», «Fm. Calizas de la presa de Arroyo», «Areniscas y Lignitos del Ontañón», «Calizas de Renedo», «Areniscas del Arroyo de Regada», «Areniscas de la Estación de Soncillo», «Calizas de Bimón», «Areniscas de Río Ballurbio», «Conglomerados del Arroyo de la Fuente», «Areniscas de la Fábrica de Arija», «Fm. Calizas de Arija», «Areniscas del Arroyo de Trechucios», «Areniscas y Lutitas de Ambos Montes», «Lutitas del Arroyo de la Zarzosa» y «Areniscas, lutitas y calizas de Silió», de GARCÍA-MONDÉJAR (1979); «Areniscas de Las Rozas», de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora principalmente entre Arija y Arroyo, en el borde sur del pantano del Ebro, donde se puede establecer el corte tipo (al SE de Llano). Aunque el carácter predominante de la unidad es areniscoso, otras litologías permiten la diferenciación de los siguientes miembros:

a) Conglomerados del Arroyo de la Fuente, aproximadamente 75 m de potencia de conglomerados silíceos con cantos de hasta 13 cm, atribuibles a un abanico aluvial.

b) Calizas de la presa de Arroyo, aproximadamente 50 m de calizas y margas arenosas con Rudistas, Corales, Orbitolínidos, etc., de ambiente marino somero.

c) Areniscas y lignitos del Ontañón, de aproximadamente 170 m, procedentes de ríos meandriformes y trenzados.

d) Calizas de Arija, de unos 170 m de potencia, con Ostreidos, Corales, Equínidos, Orbitolínidos, etc., de ambiente marino somero (línea de costa).

El estudio de los Orbitolínidos permite datar a la unidad dentro del Aptiense superior-Albiense inferior.

Formación del Puerto de Las Estacas

Fue descrita anteriormente como «Areniscas del Puerto de Las Estacas» (SANZ, 1959; GARCÍA-MONDÉJAR, 1973-75); «serie arenosa-arcillosa de 100 m de espesor» (RAMÍREZ DEL POZO, 1971); «Unidad C¹_{s153}» del MAGNA; «Formación Areniscas del Puerto de Las Estacas» (GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE, 1981). Aflora en una banda desde cerca del Puerto del Escudo hasta las proximidades de Miera, al S de Liérganes. Su corte tipo, con 108 m de espesor, se establece en lo alto del Puerto de Las Estacas. Está constituida por una alternancia de niveles de areniscas y lutitas. Las areniscas poseen granos de tamaño medio, y se organizan en crestones con innumerables estratificaciones cruzadas de rellenos de canales trenzados. Las lutitas son negras o azuladas y poseen concreciones calcáreas y finos niveles de lignito. En conjunto, a esta unidad se le atribuye un medio sedimentario de cono aluvial distal, con procedencia W de materiales. Los únicos fósiles encontrados son restos de plantas transportadas, en las areniscas, y algunos Foraminíferos y Lamelibranquios en dos finas intercalaciones calizas. La posición en columna atestigua una edad de tránsito Bedouliense-Gargasiense.

Formación del Río Trueba

Otras denominaciones de los materiales de esta unidad, descritos en el corte del puerto de Las Estacas, han sido: nivel O₂ de MENGAUD (1920); nivel 2 de CIRY (1940) y RAT (1959); nivel 4 de RAMÍREZ DEL POZO (1971); nivel C²₁₅ del MAGNA; «Grupo Trueba» de GARCÍA-MONDÉJAR (1979); «Margas del Río Trueba» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora en una banda desde el Macizo Coterio hasta San Roque de Riomiera,

y en el área de Ramales. En el valle alto del río Trueba se establece el corte tipo, con 250 m de potencia. Cabe diferenciar dos miembros en el área tipo:

a) Margas con Plicátulas y Ammonites, euxínicas, monótonas, con algunos estratos de biomicritas arenosas glauconíticas, de ambiente marino relativamente profundo (> 100 m).

b) Calizas y margas en estratos alternantes de menos de 50 cm, con Plicátulas y Orbitolinas, de ambiente marino de talud o rampa carbonatada. La edad establecida mediante Ammonites y Orbitolínidos es Gargasiense inferior.

Formación de Cuchía

Comprende los materiales del «nivel 4» del corte de Suances, de MENGAUD (1920); las «margas con *Parohoplites* de Cuchía» y las «calizas margosas con *Douvilleiceras* de Puente Arce, Reocín y Udías», de RAT (1959); el «nivel 3» del corte de Saja, de RAT (en CIRY *et al.*, 1967, p. 413); la unidad C₁₅₃ del MAGNA, y la base de las calizas 2 (Golbardo), de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora en los lugares señalados por los autores anteriores entre otros muchos sitios, pudiéndose situar el corte tipo en Suances. Está constituida principalmente por margas, lutitas y arenas, con fauna característica de Ostreidos y Ammonites. Su potencia es de alrededor de 100 m y su edad Bedouliense final-Gargasiense inferior. Cabe asignarle un medio sedimentario marino somero y terrígeno, al principio, y marino de circulación abierta en plataforma externa o rampa carbonatada, después.

Formación Calizas de Cantos Blancos

Descrita anteriormente en el corte de Las Estacas como «nivel T₂» de MENGAUD (1920); «nivel C₁» de CIRY (1940) y RAT (1959); «nivel 5» de RAMÍREZ DEL POZO (1971); «Calizas de Cantos Blancos» de SANZ (1959); «Calizas de Castro» de GARCÍA-MONDÉJAR y PASCAL (1978); «nivel C₁₅₃₋₁₆¹⁻²» del MAGNA; «Grupo Horno» de GARCÍA-MONDÉJAR (1979); «Calizas de Cantos Blancos» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Presenta muy buenos afloramientos en ambas laderas de la cabecera del valle del río Trueba, donde se pueden distinguir los dos miembros siguientes:

a) Calizas nodulosas y calcarenitas arenosas (Fuente Cornejo), con Orbitolinas, Corales, Ostreidos, Algas, Briozoos y Rudistas, de ambiente marino muy somero con ligeras oscilaciones batimétricas.

b) Calizas masivas (Castro), con Rudistas, Corales y Algas, de ambiente marino somero de plataforma carbonatada. En total se tiene una potencia de alrededor de 300 m. Los Orbitolínidos permiten atribuirle una edad de Aptiense final-Albiense inferior.

Formación Areniscas del Río Miera

Las referencias previas a estas areniscas han sido denominadas así: «Complejo arenoso del valle alto del río Miera» (RAT, 1959); «Areniscas del Puerto de Lunada», siglas C_{153}^1 y Cs_{153}^1 del MAGNA; «Grupo Miera» de GARCÍA-MONDÉJAR (1979); «Areniscas del Río Miera» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Afloran únicamente en el valle alto del Río Miera, donde se ha establecido la sección tipo (subida al Puerto de Lunada), y en el valle alto del Río Asón, donde aparecen a modo de *inlier*. En el área del Río Miera se pueden distinguir los siguientes miembros:

a) Areniscas calcáreas, margas y calizas arenosas (Torcaverosa), con Orbitolínidos, Ostreidos, Equínidos, Briozoos, etc., de talud deltaico.

b) Areniscas calcáreas (Mirador de Riomiera), con escasísimos fósiles (Foraminíferos), de boca principal de distributivo.

c) Areniscas calcáreas y calcarenitas arenosas (Cavada), con Briozoos, Orbitolínidos, Algas, Equínidos, Corales, Ostreidos, Crinoides, etcétera, de medio fluvio-mareal. La potencia calculada es de 900 m, y la edad establecida mediante Orbitolínidos, Aptiense final-Albiense inferior.

Formación Calizas de Picones

Es equivalente a los niveles C_{152-16}^{1-2} y C_{153-15}^{1-3} del MAGNA y fue definido por GARCÍA-MONDÉJAR (1979). Aflora extensamente en el valle del río Miera, aguas abajo de S. Roque de Riomiera, y en el valle del río Asón (Val de Asón), desde donde se integra en la Fm. Calizas de Ramales. En el primer valle citado se establece el corte tipo, diferenciándose tres miembros que se reemplazan lateralmente:

a) Calizas arenosas con fragmentos de Rudistas, Equínidos, Algas y Orbitolínidos, de ambiente marino somero de alta energía.

b) Calizas bioclásticas con escasa contaminación arenosa y algunas estructuras de corriente, de ambiente marino agitado.

c) Calizas margosas (con Rudistas, Corales, Gasterópodos, etc.), lutitas y areniscas, de ambiente marino restringido (lagoon). La poten-

cia calculada supera 1.500 m, mientras que la edad que proporcionan los Orbitolínidos es Gargasiense-Albiense inferior.

Formación Calizas de Ramales

Como sinónimos se pueden citar: «Barrera de Ramales» de RAT (1959); «Grupo Los Collados» de GARCÍA-MONDÉJAR (1979) y «Calizas del Hornijo» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). El cambio lateral de esta unidad a facies margosas de «cuenca» le confiere un claro carácter diacrónico. Su parte inferior se puede estudiar bien en el valle del río Gándara, al S de Ramales; su parte media en el valle alto del río Asón; y su parte superior al NE de Ramales (Ojébar), o en Oriñón. Está constituida por calizas masivas con Rudistas, Corales, Orbitolínidos, etc., de ambiente marino somero en situación de gran banco casi aislado, en el que se formaron montículos arrecifales de tipo «*mud mound*» y facies regulares de plataforma. Llega a tener una potencia de 1.000 m en el corte del río Asón, y una edad comprensiva de Aptiense inferior-Albiense superior.

Formación de Reocín

Es equivalente a las «Calizas de Reocín, Udías, Novales, Monte Berbecha, La Florida, etc.» de MENGAUD (1920), KARRENBURG (1934) y RAT (1959); también corresponde al «tramo 4» del corte de Saja de RAT (en CIRY *et al.*, 1967, p. 413), al «nivel C₁₅²³» del MAGNA y a las «Calizas 2 (Golbardo)» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Los afloramientos son buenos y numerosos, pudiendo establecerse el corte tipo en el valle del río Saja a la altura de Golbardo (W de Torrelavega). Está constituida por calizas con Ostreidos, Rudistas, Orbitolinas, Corales y Algas, formando a veces montículos arrecifales, y por Dolomías secundarias con importantes mineralizaciones de blenda, piritita y galena. La potencia es variable, con unos 150 m en el corte tipo. En cuanto a la edad, los Orbitolínidos determinan el intervalo Gargasiense superior-Albiense inferior.

Formación de Quintanilla de An

Aflora en los valles que limitan por el N y por el S al Páramo de La Lora (Ebro y Tozo, respectivamente), quedando situadas sus mejores exposiciones hacia el área de Polientes, donde se ha establecido el corte tipo (Quintanilla de An). Bajo la denominación de «Conglomerados de Quintanilla de An» ha sido descrita previamente por GARCÍA-

MONDÉJAR (1979) y GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981), y sin individualización específica ha sido incluida en los cortes del área, en la base de las areniscas de Utrillas (AGUILAR TOMÁS, 1975). La litología más representativa es la conglomerática, con cantos de hasta 25 cm y cementación ferruginosa local, pero también existen areniscas con estratificación cruzada cuyos granos son casi exclusivamente silíceos (cuarzo y cuarcitas), igual que los del conglomerado. En el corte tipo existen frecuentes excavaciones canaliformes, estratificaciones cruzadas y restos de plantas, pudiéndose deducir un diagrama unipolar de paleocorrientes; todo ello, junto con otros datos, sugiere un sistema de abanicos aluviales. La potencia en el corte tipo es de 42 m, y la edad supuesta Albiense inferior-superior.

Formación de La Canal

En trabajos anteriores sus litologías se han descrito bajo las siguientes denominaciones: «Areniscas y conglomerados de La Canal», «Lutitas de Peña Postal», «Areniscas de La Capia», «Areniscas de Arija del Sur», «Lutitas de Río Nava», «Areniscas de Linares de Bricia» y «Areniscas de Cuillas del Valle», de GARCÍA-MONDÉJAR (1979); «Areniscas de Las Rasas» y «Areniscas de Campos Verde» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora ampliamente en el área de La Canal, al W de Santa Gadea (inmediatamente al S del pantano del Ebro), donde se ha establecido el corte tipo, y en el área de Polientes, hacia la aldea de Cuillas del Valle. Se puede considerar formada por los siguientes miembros:

a) Areniscas de Las Rasas: aproximadamente 400 m de areniscas, conglomerados silíceos y lutitas, de ambiente fluvial propio de ríos trezados.

b) Areniscas de La Capia: aproximadamente 100 m de areniscas microconglomeráticas y lutitas, también de ambiente fluvial de ríos trezados.

c) Areniscas de Cuillas del Valle: aproximadamente 300 m de areniscas y lutitas de ambiente continental fluvial de ríos trezados y meandriformes. La edad atribuida es Albiense inferior-superior.

Formación de Lunada

Descrita como «Grupo Lunada» en GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora desde el Macizo Costero hasta el Puerto de Las Alisas, estableciéndose el corte tipo en el valle de Lunada, al E de Castro Valnera. Se puede considerar constituida por los siguientes miembros:

a) Areniscas, conglomerados y calizas (La Miel) de línea de costa clásica y plataforma marina interna.

b) Calizas (Pto. de Lunada), con Rudistas, Corales, Orbitolinas, etc., de plataforma carbonatada.

c) Areniscas, calizas y conglomerados (Río Lunada), de plataforma marina interna y línea de costa. En total se han medido 300 m en el corte tipo. La edad que sugieren los Orbitolínidos es Albiense inferior, parte superior-Albiense medio. Esta unidad descansa localmente en discordancia sobre las Calizas de Cantos Blancos, y sus tramos terrígenos sugieren procedencia de aporte SE y S.

Formación de Picón del Fraile

Como sinonimias se pueden citar las siguientes: «Fm. Calizas de Cabañas de Lunada» y «Fm. Calizas de Picón del Fraile» de GARCÍA-MONDÉJAR (1979), y «Calizas de Picón del Fraile» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora únicamente en los valles altos de los ríos Lunada y Gándara. Contiene los siguientes miembros:

a) Caliza con tramos terrígenos (Cabañas de Lunada), con Corales, Rudistas, Orbitolínidos, etc., de plataforma carbonatada.

b) Calizas bien estratificadas en grandes paquetes, con Rudistas, Corales, Orbitolínidos, etc., de plataforma carbonatada.

c) Calizas dispuestas en montículos de borde de plataforma carbonatada, entre los que destaca el lentejón de La Gándara, con Corales, Rudistas, Orbitolínidos, Algas, etc. El espesor total en el corte de Lunada es de 300 m. La edad, Albiense inferior alto-Albiense medio.

Formación de Soba

Descrita anteriormente como «Margas de Soba» (RAT, 1959), «Grupo Gándara» (GARCÍA-MONDÉJAR, 1979) y «Margas del río Gándara» más «Lutitas de La Sía» (GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE, 1981). Aflora extensamente en el valle de Soba (cabecera del río Gándara), estando formada por los siguientes tres miembros:

a) Calizas arenosas negras, muy bien estratificadas, de ambiente euxínico de «cuenca».

b) Margas, areniscas y lutitas con Espongiarios y *Tritaxia*, también de «cuenca».

c) Lutitas y areniscas de ambiente marino de talud. En total alcanza un espesor de 1.500 m. Su edad comprensiva, establecida mediante Ammonites y Orbitolínidos, es Aptiense superior-Albiense superior.

Como quiera que esta unidad pasa lateralmente a las Calizas de Ramales, a diferentes alturas en el tiempo, es necesario destacar su importante carácter diacrónico.

Formación de Las Peñasas

Corresponde al «tramo 5» del corte de Saja de RAT (en CIRY *et al.*, 1967, p. 412); al «Complejo arenoso supraurgoniano» de MENGAUD (1920) y RAT (1959); a la unidad C_{16}^1 del MAGNA, y a las «areniscas 3» de GARCÍA-MONDEJAR y PUJALTE (1981). Aflora en Las Peñasas (al E de Comillas), Puente Arce, Novales, Casar de Periedo y Punta del Rostro (zona de Ajo). Consta de areniscas, lutitas, margas y calcarenitas, de ambientes desde continental fluvial a marino costero. Su potencia varía desde unos 50 m en Puente Arce hasta unos 200 m en el sinclinal de Comillas-Cóbrecas (área de Las Peñasas). La edad, establecida mediante Foraminíferos, es Albiense inferior, parte superior-Albiense medio.

Formación del Alto de Las Varas

Se puede hacer equivalente a los «niveles entre Solórzano y Secadura» y a los del «Col de Las Varas» de RAT (1959); en relación al MAGNA quedaría representada por las siglas $C_{15-21}^{3.1}$ y $C_{21}^{1.2}$. Aflora al norte del puerto de Las Alisas, en gran parte de las depresiones de Río Aguana, Solórzano, Secadura y Matienzo. Se caracteriza por una alternancia de barras calizas con Rudistas, Orbitolinas, Miliólidos, etc.; calizas bioclásticas con estratificaciones cruzadas; calizas margosas y margas con Ostreidos, Gasterópodos, Corales y Orbitolinas; lutitas, y, finalmente, areniscas, todo en una estratificación muy regular, manteniendo las potencias muy constantes. El corte tipo se puede establecer en el puerto de Las Varas, aunque en el mismo no aflora el techo; la potencia mínima calculada es del orden de 500 m. La edad más probable que se le puede atribuir mediante Orbitolínidos y otros Foraminíferos es Albiense inferior elevado-Albiense final. Finalmente, el medio sedimentario que sugieren las facies es marino somero de plataforma, con alternancias rítmicas de sedimentación terrígena y carbonatada.

Formación de Utrillas

Fue definida formalmente por AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA (1971) en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). En la región vasco-cantábrica aparece en su borde meridional y occidental, a modo de nivel discordante bastante continuo, situado por debajo de

los carbonatos del Cretácico superior, con una potencia que oscila entre 100 y 500 m. Consta esencialmente de arenas, a veces conglomeráticas, sin apenas cemento, con granos de cuarzo de procedencia plutónica y algo metamórfica, cuarcitas, sílex, feldespatos potásicos y ausencia casi total de cemento y matriz. Procederían de la erosión con poca meteorización de macizos esencialmente graníticos, y se habrían depositado a través de corrientes fluviales. Hacia el Norte pasan a los sedimentos marinos de la Fm. de Valmaseda. La edad más probable que se les puede atribuir es Albiense superior-Cenomaniense inferior.

Formación de Busnela

Se ha identificado anteriormente como «Fm. Areniscas de Busnela», «Areniscas de la cota 1036», «Areniscas de Orcacia», «Conglomerados de Lomas de Villamediana» y «Conglomerados de La Mesa» de GARCÍA-MONDÉJAR (1979); también como «Areniscas de Busnela» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). Aflora extensamente a pesar de su pequeño espesor (alrededor de 10 m de media), debido a la frecuente coincidencia de su buzamiento con superficies topográficas. Cortes tipo se pueden establecer en el río Engaña, Busnela, Anedo de Pas Puebas y Sta. Gadea (Monte Orcacia). Se individualizan dos miembros:

a) Areniscas de Orcacia, de color pardo-rojizo, con tamaño de grano medio-microconglomerático, restos vegetales y continuos rellenos de paleocanales, que permiten pensar en un medio continental fluvial de ríos trenzados.

b) Conglomerados y areniscas de La Mesa, nivel de cantos de hasta 5 cm, con estructuras frecuentes de rellenos de paleocanales atribuibles a un medio fluvial de corrientes trenzadas. Todos los afloramientos de esta formación reposan sobre una clara superficie de discordancia. Su edad supuesta es Albiense superior.

Formación Calizas de Las Machorras

Se ha denominado anteriormente «Calizas de Las Machorras» (CIRY, 1940; RAT, 1959, y GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE, 1981), y «Fm. Calizas de Las Machorras» (GARCÍA-MONDÉJAR, 1979). Aflora en el valle del río Trueba, al W de Espinosa de los Monteros. Se compone de dos miembros:

a) Formado por paquetes calizos masivos con Rudistas y Corales, y por tramos calcareníticos arenosos con Orbitolínidos y Algas esencialmente.

b) Situado entre Lusa e Imunia, formado por un espectacular borde de plataforma con numerosos montículos carbonatados y facies de talud. Alcanza una potencia de 300 m en el corte de Lunada y su edad es Albiense superior.

Formación de Barcenaciones

Es equivalente a las siguientes unidades: «Calizas con Caprínidos» de MENGAUD (1920) y RAT (1959); «Nivel 6» del corte de Saja de RAT (en CIRY *et al.*, 1967, p. 412); «Niveles C_{16}^{12} y C_{16}^{23} » del MAGNA, y «Calizas 3 (Barcenaciones), areniscas 4 y calizas 4» de GARCÍA-MONDÉJAR y PUJALTE (1981). El corte tipo se puede establecer en el valle del río Saja, a orillas de la carretera a su paso por Barcenaciones (W de Torrelavega); otro corte se ha establecido en Punta Cárcabo (área de Ajo). Consta de tres miembros:

- a) De 70 m de potencia, formado por calizas nodulosas y laminadas con Orbitolinas y Algas, de ambiente marino somero.
- b) Consiste en unos 20 m de areniscas con estratificación cruzada y Orbitolinas, de ambiente marino costero.
- c) Está formado por 15 m de calizas con Caprínidos, Corales y Orbitolinas, de ambiente marino somero.

La edad que se puede asignar a la formación es Albiense medio parte superior-Albiense final.

Formación de Meruelo

Corresponde a las «Margas y calizas de Meruelo» de RAT (1959) y a la «Unidad C_{16}^{23} » del MAGNA. Aflora en los alrededores de Meruelo (sur de Ajo) y en Punta Urdiales (o este de Ajo). Consta de margas y calizas azuladas, areniscosas, con Orbitolinas y Ostreidos, atribuibles a un ambiente marino de «cuenca». Su potencia alcanza alrededor de 100 m, y la edad que cabe atribuirle es Albiense superior, parte superior. Lateralmente equivale a las Calizas de Barcenaciones por el W, y a la Fm. del Alto de Las Varas, por el S.

3.3.2. Unidades litoestratigráficas de la S.^a de Cantabria-Montes Obarenes

Formación de Nograro

Engloba a la unidad descrita bajo la denominación de «Ciclotemas de Nograro» (RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR TOMÁS, 1969) y a las uni-

dades de carácter esencialmente terrígeno atribuibles al Aptiense-Albiense infra-Utrillas, diferenciadas en el MAGNA en los afloramientos del Cretácico inferior de la S.^a de Cantabria y Montes Obarenes. El corte tipo se localiza en el pueblo de Nograro (Alava), donde se distinguen dos miembros:

a) Calizo basal, de 50 m, compuesto por calizas arenosas con Orbitolínidos de plataforma interna.

b) Terrígeno superior, de alrededor de 550 m, formado por una serie ciclotemática continental con alguna intercalación marina delgada. La edad establecida mediante Orbitolínidos es Aptiense-Albiense superior.

3.3.3. Unidades litoestratigráficas del arco-vasco

Formación del Ereza

Es sinónima de «Areniscas del Ereza» y «Areniscas del Ganecogorta» de RAT (1959). Aflora dando grandes relieves en el núcleo del anticlinorio de Bilbao, especialmente en los montes Ereza y Ganecogorta. El corte más fácilmente accesible es el del río Cadagua. Está formado esencialmente por areniscas de grano fino y muy fino, con tránsito local y lateral a niveles discontinuos de calizas (con Rudistas, Corales y Orbitolinas) y de margas (con Orbitolinas). El ambiente que se deduce es marino y muy somero, con momentos de mayor contaminación terrígena y otros de aguas más limpias y sedimentación carbonatada. Su potencia alcanza 300 m, y la edad que sugieren los Orbitolínidos es Bedouliense-base del Gargasiense.

Formación de Ernaga

Es sinónima de la «Serie arcillosa con *Deshayesites*» de FLOQUET y RAT (1975) y de las «Argillitas calcáreas negras» de ESNAOLA GÓMEZ y MARTÍN GARCÍA (1975). Aflora en el área de Aralar (al E de Ataún, hasta Irurzun), al W de Tolosa (en Aramayona), y en la zona de Ereño (cerca de Guernica). Consta de arcillas arenosas con Ammonites, entre las que se intercalan bancos de calizas areniscosas con Orbitolínidos, propias de un ambiente marino somero ligado a una plataforma de circulación abierta. Alcanza hasta 300 m de espesor y su edad es Bedouliense.

Formación Calizas de Galdames

Comprende las «lentes» de Galdames, Zaramillo, Peñas Blancas, Pagasarri, y Zamburu de RAT (1959), y la «Caliza de Toucasia» de

PERCONIG (1967) y PERCONIG y ORTIZ RAMOS (1975); es decir, las calizas que en afloramientos discontinuos constituyen un nivel inferior urgoniano en el núcleo del anticlinorio de Bilbao. Uno de los pocos cortes fácilmente accesibles es el de Areta (Alava). La litología más representativa y abundante es la caliza, que contiene multitud de Rudistas, Corales y Orbitolinas de ambiente marino muy somero; localmente pasa a margas arenosas y a areniscas con Ammonites. Alcanza hasta 200 m de espesor, y se puede considerar de edad Gargasiense de acuerdo con Orbitolínidos y Ammonites.

Formación de Altxueta

Sinónima de las «Crestas de Altxueta» de FLOQUET y RAT (1975), en el área de Aralar. Aflora entre el Puerto de Lizarruzti y Madoz y entre el Txindoky y Goldaraz (Aralar). Se compone de una alternancia de barras calizas y niveles terrígenos. Las calizas (U_1 , U_2 y U_3) poseen Rudistas y son construidas o bioclásticas, mientras que los niveles terrígenos (d_1 , d_2 y d_3) son calcáreo-arcillosos y arcillo-areniscosos; el ambiente de sedimentación que se les atribuye es de plataforma marina interna. Alcanza esta formación una potencia de alrededor de 1.000 m, siendo su edad Gargasiense.

Formación de Arrarás

Equivalente a los niveles C_{15}^1 , $C_{15.16}^{1.2}$, C_{16}^2 del MAGNA (Valle de Ulzama, hoja 90, Sumbilla). Aflora extensamente en dicho valle (NW de Pamplona), desde la S.^a de S. Pablo hasta el mirador de Ulzama y Berroeta, alcanzando una potencia de alrededor de 700 m. Se distinguen los miembros siguientes:

a) Brechas sobre el Jurásico de cantos carbonatados jurásicos, del Aptiense inferior (C_{15}^1).

b) Calizas arrecifales con Rudistas, Orbitolinas y Corales, de plataforma marina ($C_{15.16}^{1.2}$).

c) Calcarenitas arenosas con nódulos de sílex, del Albiense superior, probablemente de borde de plataforma (C_{16}^2).

d) Mármoles y calizas marmóreas procedentes del metamorfismo de calizas urgonianas ($Cm_{15.16}^{1.2}$).

e) Margas y margas arenosas negras con lumaquelas de Orbitolinas, de rampa o talud carbonatada ($Cm_{15.16}^{1.2}$).

f) Areniscas calcáreas y conglomerados con margas y Orbitolinas, próximas a las facies Utrillas, localizadas en el borde sur del macizo

de Quinto Real y atribuibles a un ambiente de plataforma interna y borde de cuenca. La edad comprensiva de la unidad es Aptiense inferior-Albiense medio.

Formación de Bilbao

Es equivalente a las «Margas de Bilbao» (1920) y Ciry (1940); a las «Margas grises y azules» de Ríos (1948); a las «Margas de Bilbao», «Flysch de Portugaleta» y «Margas de Zalla» de RAT (1959); y a las siglas C_{15}^2 , C_{16} , C_{16}^m y C_{16}^s del MAGNA. Aflora formando una parte considerable del anticlinorio de Bilbao, en el valle del río Nervión, en Zalla y en Araoz (Aitzgorri). Está formada por margas arenosas, calizas nodulosas, areniscas, lutitas y por margas y margocalizas compactas, euxínicas, con algún Ammonites, Foraminíferos planctónicos y espículas, de ambiente marino de «cuenca». Su potencia alcanza del orden de 1.500 m en el área de Bilbao, donde se puede establecer el corte tipo. La edad que cabe atribuirle es Gargasiense-Albiense medio, ya que se incluyen en ella los cambios laterales margosos y areniscosos de las calizas de Galdames.

Formación de Gorbea-Aramotz

Se conoce en la literatura bajo las denominaciones de «Calizas de Aramotz, Uncillait, Udalaiz, Amboto, Aranguio e Itxima», de RAT (1959); y con las siglas C_{15-16}^{2-1} del MAGNA. Cortes tipo se han descrito tanto en Aramotz como en Gorbea alcanzando una potencia máxima de 700 metros. Esencialmente esta unidad está constituida por calizas urgonianas típicas, con Rudistas, Corales y Orbitolinas de plataforma marina somera. Presenta montículos arrecifales delimitando el paso a sedimentos euxínicos de «cuenca». La edad que sugieren los Orbitolinos es Gargasiense-Albiense inferior.

Formación de Aitzgorri

Sinonimias son «Masa urgoniana del Aitzgorri» de RAT (1959), «Calizas de la Peña Aitzgorri» de RAMÍREZ DEL POZO (1971), y las siglas Cc_{15-16}^{0-1} y C_{15-16}^{0-1} del MAGNA. El corte más completo descrito es el que va desde Goronaeta a Saiturri. La gran masa caliza puede ser subdividida en tres miembros por una intercalación terrígena:

a) Calizas con Rudistas de la Peña Aitzgorri, marinas de plataforma somera con unos 200 m de espesor.

b) Arcillas calcáreas arenosas, de ambiente de plataforma externa y unos 200 m de espesor.

c) Calizas con Rudistas (Aránzazu), de plataforma interna y unos 100 m de espesor. La edad atribuida mediante Orbitolínidos es Gargasiense-Albiense inferior. La parte superior de esta formación pasa lateralmente a las margas de Araoz, las cuales se pueden considerar integrantes de la Fm. de Bilbao.

Formación de Bermeo-Berriatúa

Equivale a las «Margas de Berriatúa» de RAT (1959) y a los niveles $Ca_{15.16}^{0.1}$ y $C_{16.16}^{0.1}$ del MAGNA. Aflora en Baquio, Bermeo, costa de Ea, Berriatúa y al N de Azpeitia. Se puede considerar constituida por los dos miembros siguientes:

a) Argillitas calcáreas masivas de unos 500 m de espesor, de ambiente marino de «cuenca» adyacente a áreas de batimetría menor con calizas urgonianas.

b) Calizas margosas y margas, brechoides, de ambiente marino de talud adyacente a masas calizas urgonianas. La edad que se puede atribuir a esta unidad es Gargasiense-Albiense inferior, y su potencia supera 1.000 m.

Formación de Lequeitio-Arno

Equivale a las «Calizas de Lequeitio, Arno y Ernio» de RAT (1959), y a las unidades con siglas $C_{15.16}^{0.1}$ y $Cc_{15.16}^{0.3}$ del MAGNA. Los afloramientos principales se encuentran en Guernica, Lequeitio, Marquina, Arno (próximo a Deva) y Ernio. Consta esencialmente de calizas con Rudistas, Corales y Orbitolinas, procedentes de un ambiente marino somero de parches arrecifales, situados en una especie de barrera; son frecuentes los crecimientos carbonatados de tipo montículos arrecifales, y en un caso se han detectado lignitos en las calizas (Aizarna). La potencia que se alcanza es de unos 600 m, y la edad atribuida Gargasiense-Albiense inferior.

Formación del Alto de Huici

Corresponde a los «Esquistos y margas negras de Legorreta y Mutilloa» de RAT (1959), a las «Calizas y arcillas del Puerto de Lizarruzti» de FLOQUET y RAT (1975) y a los materiales representativos de la sigla C_{16} del MAGNA (hoja 90, Sumbilla). Aflora alrededor de la S.^a de Ara-

lar y en el alto de Huici-Valle de Ulzama. Se compone de lutitas y margas negras euxínicas, con nódulos ferruginosos y Ammonites, denotando un ambiente marino de «cuenca». Llega a alcanzar 2.000 m de potencia y una edad comprensiva de Gargasiense-Albiense superior. Hacia el W pasa lateralmente a la Formación de Deva, y hacia el sur del valle de Ulzama, a parte de la Fm. de Arrarás.

Formación del Txindoky

Corresponde a las «Calizas del Txindoky» de DUVERNOIS *et al.* (1972) y FLOQUET y RAT (1975). Afloran en la S.^a de Aralar, concretamente en los montes del Txindoky y S. Miguel, donde se les puede calcular alrededor de 1.000 m de potencia. Se pueden distinguir varios miembros de acuerdo con su riqueza en carbonato: U₄ (S. Miguel), U₄₋₅ (Txindoky) y U₆ (Magdalena) están constituidos por calizas urgonianas ricas en Rudistas, Corales y Orbitolinas, mientras que d₄ y d₅ representan niveles calcáreo-arcillosos intercalados entre las calizas anteriores. Se le puede atribuir un medio sedimentario de plataforma carbonatada somera y una edad Albiense inferior y medio.

Formación de Valmaseda

Es equivalente al «Complejo areniscoso superior» de CIRY (1940), a la «Serie esquistos-areniscosa de Valmaseda» de RAT (1951), al «Complejo areniscoso supraurgoniano» de RAT (1959), al «Barambio-Flysch» de VOORT (1964) y a las siglas C₁₆₋₂₁²⁻¹ y C₂₁¹ del MAGNA. Aflora en una amplia banda desde el valle alto del río Engaña (W de Espinosa de los Monteros) hasta el Aitzgorri, pasando por Espinosa, Valmaseda (corte tipo), Barambio, Gorbea y Urquiola. Se puede considerar constituida por dos miembros:

a) Areniscas y arcillas arenosas con Ammonites y Orbitolinas, de unos 2.000 m de espesor, atribuibles a un medio de plataforma externa.

b) Areniscas y margas ricas en Orbitolinas, de plataforma externa y unos 600 m de espesor. La edad comprensiva abarca desde el Albiense inferior (localmente Aptiense superior) hasta el Cenomaniense inferior. Es de destacar el carácter diacrónico de esta unidad, motivado primordialmente por la falta de sincronismo de su muro.

Formación de Eguino

Es sinónima de «Facies Eguino» y «Formación Eguino» de GARCÍA RODRIGO y FERNÁNDEZ ALVAREZ (1973), «Calizas de Eguino» de RAMÍREZ

DEL POZO (1973) y «Calizas urgonoides» de FEUILLÉE (1970). Representa un paso lateral de gran parte de la Fm. de Valmaseda, entre Murguía e Irurzun, y sus mejores afloramientos son lentes discontinuas calizas (Albéniz, Alsasua, Madalen-Aitz, etc.). Se compone de dos miembros:

a) Arcillas calcáreas negras con Foraminíferos bentónicos y planctónicos, de unos 600 m de espesor, atribuibles a un ambiente de plataforma externa.

b) Calizas discontinuas en afloramientos lenticulares, ricas en Rudistas, Algas, Estromatopóridos y Corales, de plataforma somera o parches arrecifales y 150 m de espesor máximo. La edad de la formación, obtenida mediante Ammonites, es Albiense medio-Cenomaniense inferior.

Formación de Deva

Equivale al «Complejo supraurgoniano» de RAT (1959), al «Flysch Negro» de RAT (1959) y FEUILLÉE (1967), al «Deva Flysch» de VOORT (1964), y a las siglas del MAGNA C_{16-21}^{3-1} (Eibar) y C_{16-21}^{2-0} (Bermeo). Los mejores afloramientos se encuentran en la costa, entre Lequeitio y Deva y entre Arminza y cabo de Machichaco; también aparece esta unidad en una banda entre Cabo de Machichaco y Elgoibar, así como en las proximidades de Bilbao. Se compone de arcillas negras, areniscas calcáreas y silíceas y niveles conglomeráticos, con organización en base a secuencias turbidíticas. Existen también intercalaciones de rocas volcánicas basálticas, y en conjunto se puede atribuir a un ambiente ligado a un surco flysch. Su potencia es del orden de 600 m. La edad, obtenida mediante Ammonites y Foraminíferos planctónicos, es Albiense inferior-Cenomaniense medio. En el apartado del Cretácico superior del Arco Vasco (región 1), B. MATHEY describe el corte de Deva y considera esta formación restringida solamente a la banda Lequeitio-Deva.

Formación del monte Andatza

Su equivalencia en otros trabajos es «Complejo supraurgoniano» de RAT (1959) y CAMPOS (1979), y «Facies del borde de Cinco Villas» de FEUILLÉE (1967). Aflora a lo largo del borde NW del macizo de Cinco Villas, mostrando secuencias de conglomerados discordantes sobre Trías, en la base, areniscas en la parte central (litología predominante de la unidad), y limos y arcillas a techo. El ambiente más probable donde se registraron hasta 450 m de estos materiales (corte de Oyarzun) es el continental fluvial. La edad supuesta, Albiense medio-

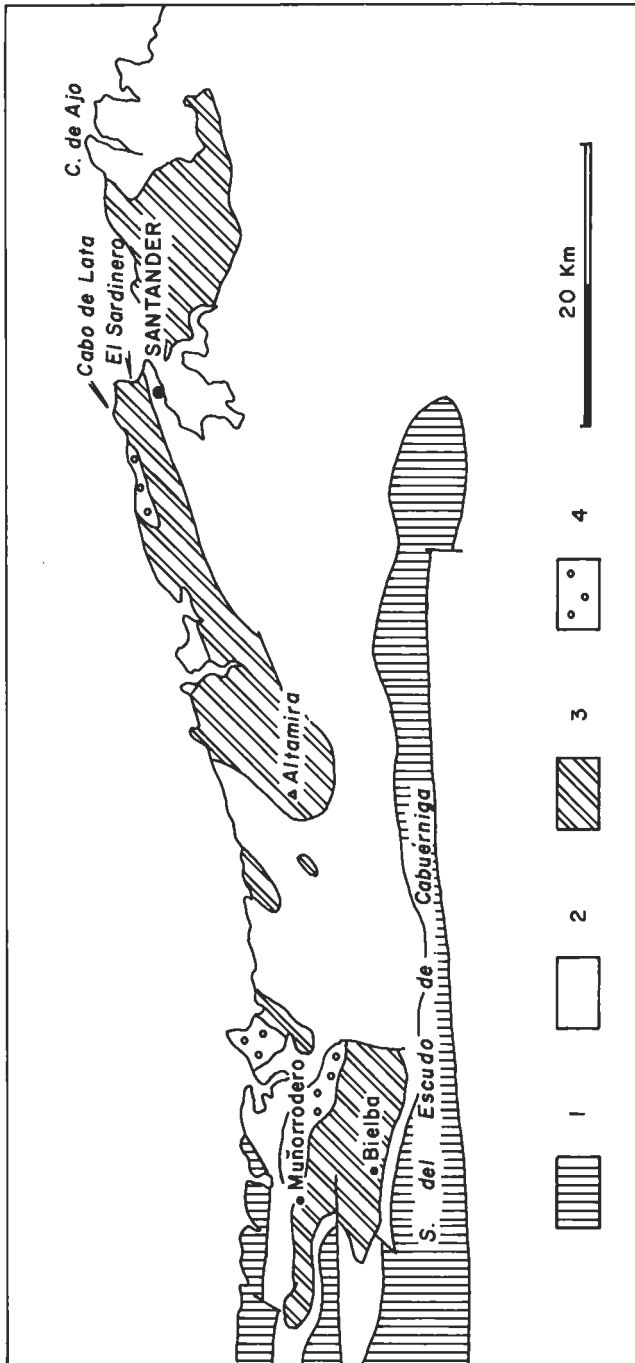


FIG. 3.4.—Mapa de afloramientos del Cretácico superior de la franja costera de Cantabria, con indicación de las localidades tipo de las formaciones.—1. Paleozoico y Buntsandstein.—2. Mesozoico indiferenciado.—3. Cretácico superior.—4. Terciario.

Cenomaniense inferior. En el monte Andatza existen más de 1.000 m de areniscas, limos y areniscas conglomeráticas (CAMPOS, 1979), atribuíbles, quizá, a un ambiente marino de plataforma.

Formación de Zufía

Se ha descrito anteriormente por FEUILLÉE (1967), RAMÍREZ DEL POZO (1971) (Alloz) y WIEDMANN (1977), Aflora en Zufía, zona de Estella (Navarra), y en Alloz, en discordancia sobre materiales del Dogger. Se compone de margas limosas oscuras con calcarenitas y concreciones ferruginosas, aumentando el contenido de arcilla y limo hacia el techo de la serie. Esta, con un espesor de más de 1.500 m, puede considerarse de edad Albiense superior (quizá en parte Albiense medio)-Cenomaniense inferior. La presencia de Ammonites y Foraminíferos planctónicos sugiere unas condiciones de circulación abierta, mientras que la litología apunta hacia condiciones de «cuenca» o plataforma externa; en cualquier caso, se trató de condiciones no propicias al desarrollo de calizas arrecifales.

3.4. El Cretácico Superior de la franja costera de Cantabria

En la parte norte de Cantabria, y concretamente en la franja situada entre la sierra del Escudo de Cabuérniga y el mar, se reconoce una sucesión completa del Cretácico superior, preservada en el núcleo de varios sinclinales WSW-ENE (Fig. 3.4). Está constituida principalmente por depósitos marinos, la mayoría de naturaleza carbonatada o margosa, y en proporción muy inferior por depósitos continentales e intermedios, tanto terrígenos como carbonatados.

Si se exceptúan los acantilados costeros, no siempre accesibles, la calidad de exposición de los afloramientos es, en general, pobre, debido a la conjunción de un relieve moderado y una climatología lluviosa. Quizá por esta causa el Cretácico superior de esta franja ha sido comparativamente menos estudiado que el de otros sectores de la región Vasco-Cantábrica. Los primeros autores que trataron con un cierto detalle el mismo fueron MENGAUD (1920) y KARREMBERG (1934). Posteriormente FEUILLÉE (1967) da una visión general sobre los materiales cenomanienses, analizando en detalle el corte de los acantilados de Comillas, y CARRERAS y RAMÍREZ (1971) estudian la estratigrafía y micropaleontología del Cretácico superior del sinclinal de Bielba. Más recientemente se han publicado las hojas 1 : 50.000 (serie MAGNA) del área, realizadas todas ellas por la Compañía General de Sondeos (CGS): PORTERO GARCÍA *et al.* (1976) - Hoja número 33, Comillas; PORTERO GARCÍA *et al.* (1974) - Hoja número 34, Torrelavega; RAMÍREZ DEL POZO

AREA EDAD	FRANJA COSTERA DE CANTABRIA	
	W	E
MAASTRICHTIENSE	Fm. de Muñorrodero	Fm. del Cabo de Lata
CAMPANIENSE	Formación del Sardinero	
SANTONIENSE		
CONIACIENSE		
TURONIENSE		
CENOMANIENSE		

CUADRO 3.3.—Unidades litoestratigráficas del Cretácico superior de la franja costera de Cantabria.

et al. (1974) - Hoja número 35, Santander; CARRERAS SUÁREZ *et al.* (1978) - Hoja número 57, Cabezón de la Sal. El esquema litoestratigráfico que sigue se ha realizado fundamentalmente sobre la base de los trabajos citados.

3.4.1. Unidades litoestratigráficas

Formación de Bielba

Corresponde a la unidad cartográfica C_1^{21} de las hojas MAGNA, con exclusión del tramo basal de calcarenitas y margas (tramo «a» de los autores de las hojas), que queda incluido en la infrayacente Formación

de Barcenaciones. El corte tipo se sitúa inmediatamente al sur de Bielba, en la carretera de Puente a Labarces (Hoja 57), y fue descrito con detalle por CARRERAS y RAMÍREZ DEL POZO (1971). Se trata de una unidad eminentemente terrígena, predominando las arcillas y limolitas sobre las areniscas. El contacto inferior de la Formación es brusco, pero no se ha detectado que tenga carácter discordante. Se distinguen dos miembros gradacionales:

a) Constituido por arenas finas, limos y arcillas limolíticas, organizadas en secuencias granodecrecientes. Las arenas y areniscas aparecen en paleocanales y presentan estratificaciones paralelas y cruzadas, que indican paleocorrientes hacia el NE o NNE. La mayor parte del tramo es azoico, con esporádicos restos carbonosos, pero algunos niveles arcillo-limolíticos contienen microfósiles marinos en proporciones variables (*Orbitolina*, *Thomasinella*, *Buccicrenata*, etc.). El espesor del miembro en su corte tipo es de unos 190 m.

b) Formado principalmente por limos y arcillas limolíticas con abundantes Orbitolinas, Ostrácodos y Foraminíferos. Aparecen además intercalaciones más o menos importantes de calizas y calcarenitas, más abundantes cuanto más al Este. En el corte tipo su potencia es de 50 m.

Estos miembros aparecen interdigitados lateralmente, ganando en importancia el miembro b cuanto más al Este (Cuadro 3.3). La potencia de la Formación aumenta también de W a E: 240 m en Bielba, 250 en Santillana y 750 m en la zona de Cabo de Ajo. Sus características sugieren un ambiente litoral deltaico? y/o de plataforma interna.

Formación de Altamira

Corresponde a las unidades cartográficas C_{21}^2 y C_{21}^{23} de las Hojas MAGNA y a las «Calizas rojizas de Altamira» de FEUILLÉE (1967). El toponímico Altamira se ha elegido por la notoriedad del lugar (Cuevas de Altamira), aunque la calidad de afloramiento en este subárea no es buena. La Formación aparece bien expuesta en la parte E de la playa de Cobreces. Existe un buen corte en Bielba, continuación del de la Formación infrayacente, siendo el contacto entre ambas unidades concordante y gradacional.

Está constituida por calcarenitas bioclásticas en bancos de 20-80 cm, gris amarillentas, con Orbitolinas y algunos Rudistas, intercaladas con margas hojosas con *Hedbergella* y *Rotalipora*. En algunos puntos (ejemplo, corte del río Nansa, al W de Bielba), aparece a techo de la Formación un tramo margoso (máx. 18 m) con microfauna planctónica (a) que falta en la mayor parte del sector, apareciendo en su

lugar un nivel ferruginizado con abundantes Coralaris, Lamelibranquios y Ammonites. Este hecho es interpretado por CARRERAS y RAMÍREZ DEL POZO (1971) como indicativo de una laguna en el Cenomaniense superior, que, según RAMÍREZ DEL POZO (1971), está presente en muchos otros sectores de la región vasco-cantábrica.

La potencia de la Fm. de Altamira varía desde 34 m (hoja 34) hasta 150 m en la hoja 57 (corte de Labarces). Se interpreta como depositada en una plataforma carbonatada interna.

Formación de Margas y Calizas del Sardinero

Incluye las Unidades cartográficas C₂₂, C₂₄, C₂₅ (pro-parte), C₂₃₋₂₄, C₂₅¹², C₂₃₋₂₅^{0.2}, C₂₂₋₂₃, C₂₄₋₂₅^{0.2}, C₂₁₋₁₄^{23.0} y C₂₂₋₂₃ de las hojas MAGNA. Dichas unidades fueron diferenciadas mediante datación paleontológica, pero tienen litofacies muy similares (salvando variaciones locales), y son difíciles de separar en el campo. El corte tipo de la unidad se realiza al norte de Santander, en la zona costera, entre la península de La Magdalena y el cabo Mayor. La formación tiene allí unos 900 m de potencia, y está constituida por una alternancia monótona de margas hojosas y calizas arcillosas o limolíticas, de colores grises o gris verdosos, que en la parte baja de la sucesión contienen abundante glauconita. En los 400 m inferiores de la serie se han reconocido el Turoniense y el Coniaciense, mediante Foraminíferos planctónicos (*Hedbergella*, *Globotruncana*, *Praeglobotruncana*, etc.); los restantes 500 m, datados como Santoniense-Campaniense inferior y medio, contienen abundantes equínidos (*Micraster* y *Echinocorys*), además de Foraminíferos planctónicos. La formación contiene asimismo Ammonites, que no han sido por ahora objeto de ningún estudio sistemático.

Todos estos caracteres indican claramente un ambiente deposicional de plataforma externa. Hacia el techo de la formación se constatan, sin embargo, fenómenos de dolomitización, más acusados cuanto más al Oeste (en la hoja n. 33, Comillas, afectan a todo el Campaniense), que preludian el episodio regresivo del Cretácico final.

El espesor de la unidad disminuye hacia el W del corte tipo (500 metros en Bielba) y quizá también hacia el Norte. Su edad es normalmente Turoniense-Campaniense medio, pero en la zona del Cabo de Ajo, al Este del corte tipo, incluye también al Cenomaniense medio-superior. Aunque la sucesión es en general continua, CARRERAS y RAMÍREZ DEL POZO (1971) pusieron de manifiesto una laguna que abarca prácticamente todo el Coniaciense, en algunos cortes realizados en el área de Bielba-Labarces, confirmando la sugerencia que en este sentido avanzó MENGAUD (1920).

Formación del cabo de Lata

Corresponde a la unidad cartográfica $C_{25-26}^{3.0}$ distinguida en las hojas MAGNA n^{os} 34 y 35, en el sinclinal de Santillana-S. Román. El corte tipo se sitúa en la zona del cabo de Lata, al Norte de Santander (en el flanco sur del sinclinal), y es continuación del de la Fm. del Sardiñero. Está constituida por calcarenitas, calizas arenosas y areniscas calcáreas, que frecuentemente contienen glauconita. En el corte tipo la unidad tiene 157 m de espesor, de los que los 37 inferiores se atribuyen al Campaniense superior por contener, entre otros Foraminíferos, *Orbitoides tissoti* y *Siderolites vidali*; los restantes 120 m corresponden al Maastrichtiense por contener *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites calcitrapoides*, *Clypeorbis mamillata* y *Orbitoides media*. La litología y fauna señalan claramente un ambiente de plataforma interna. La parte alta de la unidad se presenta bastante dolomitizada.

Formación de Muñorrodero

Corresponde a la unidad cartográfica $C_{26}-T_1^A$ distinguida en las hojas n^{os} 33 y 57, y es en parte equivalente lateral de la Formación del Cabo de Lata. Está constituida principalmente por dolomías, normalmente sacaroideas y arenosas. Normalmente son azoicas, reconociéndose sólo algunos restos de Equinodermos en la parte inferior, y de Gasterópodos y Lamelibranquios en la superior. Por sus características y su equivalencia lateral con depósitos marinos podrían representar depósitos supramareales ¿Sabka? Su espesor varía entre 90 y 175 m, atribuyéndose al Campaniense superior, Maastrichtiense y Paleoceno.

3.5. El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra**3.5.1. Introducción**

Los afloramientos del Cretácico superior de la región navarro-cántabra se ordenan en dos bandas paralelas que enmarcan la línea de los sinclinales terciarios estudiados por MANGIN (1960): sinclinales de Villarcayo, Miranda de Ebro y sierra de Urbasa. Se prolongan hacia el Este por los afloramientos de la Alta Navarra que enlazan con el dominio pirenaico. Finalmente algunas apariciones aisladas en el seno de la cobertera terciaria pueden ser añadidas: sierras de Alaiz, Navascués y Leyre.

De hecho, la mayor parte de la banda meridional e incluso la extremidad oriental de la banda septentrional no pertenecen al dominio

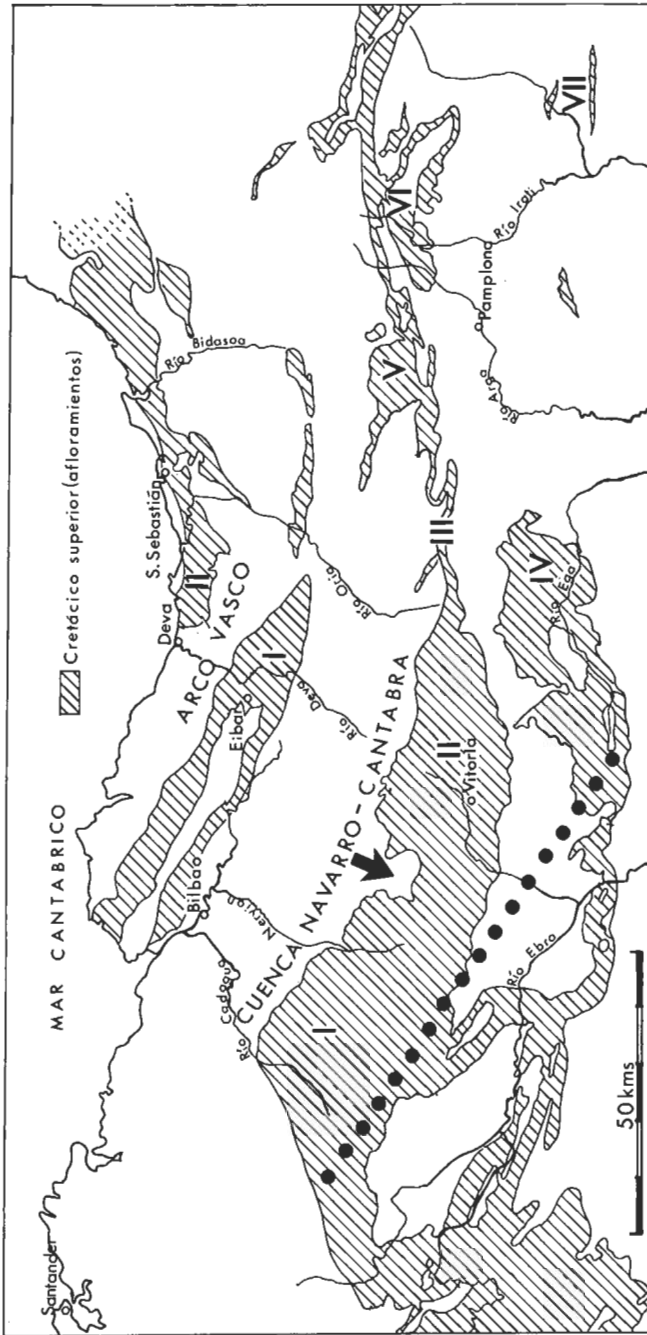


FIG. 3.5.—Mapa de afloramientos del Cretácico superior del dominio navarro-cántabro y del arco vasco, con indicación de los sectores diferenciados en ambos.—Arco vasco: I. Sinclinal de Vizcaya. II. Anticlinorio de Vizcaya.—Cuenca navarro-cántabra: I. Valle de Mena. II. Cuenca de Vitoria. III. Barranca. IV. Cuenca de Estella. V. Valle de Ulzama. VI. Macizo de Oroz-Betelú. VII. Sierras de Navascués y Leyre.—Al SW, los puntos alineados indican el límite aproximativo de la zona del Ebro en donde predominan los facies de plataforma. (Véase zona V de A. Alonso-Millán y M. Floquet: Meseta norte-castellana.)

de sedimentación navarro-cántabro, sino a la plataforma nord-castellana. El límite entre los dos dominios se ha desplazado con el transcurso del tiempo, pero para el Cretácico superior se le puede situar a grandes rasgos en las cercanías de una línea Espinosa de los Monteros-Peñacerrada. Ha parecido más lógico tratar este dominio de plataforma al mismo tiempo que las zonas situadas más al Sur (cf. FLOQUET, ALONSO-MILLÁN y MELÉNDEZ), Meseta nord-castellana, teniendo en cuenta las buenas correlaciones que existen entre sus formaciones.

La zona propia en la cuenca Navarro-cántabra y en el ambiente pirenaico ha sido separada en un cierto número de sectores (Fig. 3.5), esencialmente en función de las diferencias que existen entre sus depósitos, pero también en función de la repartición geográfica de los afloramientos. Para la banda norte han sido así distinguidos, de Oeste a Este:

— El Valle de Mena: larga depresión monoclinal que sigue el flanco norte de los sinclinales terciarios de Villarcayo y Miranda de Ebro, desde el diapiro de Gayango hasta el de Murguía.

— La cuenca de Vitoria: también con estructura monoclinal, que corresponde aproximadamente a la cuenca del Zadorra y rodea los sinclinales de Miranda de Ebro y de la sierra de Urbasa.

— La Barranca: depresión monoclinal recorrida por el Araquil, cortada en escarpe por el pliegue anticlinal de Ergoyena y que rodea las sierras de Urbasa y Andía.

— Al Sur la cuenca de Estella, que corresponde esencialmente a la pesada estructura anticlinal de Gastiain y está dividida en dos partes desiguales por el diapiro de Maestu. Se le puede añadir al Este la Sierra de Alaiz.

— Finalmente el dominio pirenaico comprende el Valle de Ulzama, al Norte de la sierra de Aralar, el anticlinal de Oroz-Betelu, con núcleo primario y las sierras sub-pirenaicas de Navascués y Leyre.

3.5.2. *Antecedentes*

La historia de las investigaciones geológicas en la región navarro-cántabra ha estado señalada más particularmente por un cierto número de autores. Los pioneros han sido DE VERNEUIL *et al.* (1860) seguidos de MALLADA (1882) y ADÁN DE YARZA (1885), con sus monografías regionales de Navarra y Alava, y después LARRAZET (1896).

Pero las bases de una estratigrafía moderna son puestas a partir de 1930 por un conjunto de trabajos del que sobresale la obra de CIRY (1933-1963), quien, desde los márgenes asturiano y castellano alcanza la zona navarro-cántabra. En el mismo tiempo LOTZE (1931-1959) aporta elementos interesantes en investigaciones que consagra, sin

embargo, a la estructura; Ríos (1944-1962), asociado a ALMELA y GARRIDO, lleva a cabo un trabajo importante de cartografía y de estudios regionales.

La bioestratigrafía progresa con la zonación de Ammonites establecida por WIEDMANN (1959) y los estudios micropaleontológicos de RAMÍREZ DEL POZO (1973) y LAMOLDA (1975-1979).

La toma en consideración de datos sedimentológicos aparece en la síntesis de FEUILLÉE (1967) sobre la transgresión cenomaniense. BRINKMAN, LÖGTERS (1968) y sus alumnos asocian felizmente tectónica y sedimentación en sus trabajos sobre los diapiros de la región, como FEUILLÉE y RAT (1971) en el análisis de las estructuras y paleogeografías pirineo-cantábricas.

Finalmente, la evolución de la región comienza a ser puesta en el contexto más general de la apertura del golfo de Vizcaya (RAT *et al.*, 1982).

A continuación se describen las unidades diferenciadas siguiendo los apartados: 1, nombre; 2, rango; 3, antecedentes; 4, corte tipo; 5, descripción; 6, extensión; 7, medio sedimentario; 8, relación con otras unidades; 9, edad; 10, referencias.

3.5.3. Unidades litoestratigráficas

Formación de Valmaseda

1. Margas areniscosas, calizas areniscosas y areniscas de Valmaseda.
2. Formación.
3. Antecedentes: FEUILLÉE (1967) reserva el nombre de formación de Valmaseda a la parte albiense de la formación, empleando el término de formación de Ordunte (capas inferiores de Ordunte, LOTZE, 1969) para su parte cenomaniense. Siendo las facies extremadamente parecidas y difícil de precisar a menudo el paso de un piso a otro, se propone, siguiendo a GARCÍA-MONDÉJAR (este trabajo), extender el nombre de formación de Valmaseda al conjunto detrítico.
4. Localidad tipo: Norte de Agüera (0° 13' 50", 43° 6' 15", hoja n. 58, Villasana de Mena).
5. Descripción: Alternancia irregular de arenas y arcillas arenosas, margas esquistosas con nódulos rubefactados, calizas areniscosas o pelíticas, areniscas blancas o rojizas a menudo lignitíferas. Niveles bastante numerosos con *Orbitolina texana aperta, concava qatarica*. Espesor, 100-120 m, aproximadamente, para la parte cenomaniense.

6. Aspectos regionales: La serie se observa con múltiples variaciones de detalle desde Espinosa de los Monteros hasta los alrededores de Villarreal de Alava. Pero después del diapiro de Murguía, la proporción de los elementos arenosos disminuye yendo hacia el Este en beneficio de facies más arcillosas y más carbonatadas. Hacia el Sur, el paso se hace hacia facies de tipo Utrillas (región de Soncillo).
7. Medio de sedimentación: Depósitos subdeltaicos.
8. Correlación con las otras unidades: Pasa a la formación de Utrillas al Sur (cfr. zona Norte del Ebro, C₁) o a la de Arceniega, Miembro de Ciordia al Este. Al Norte y al Sur, límites de erosión.
9. Edad: Cenomaniense I de WIEDMANN.
10. GARCÍA-MONDÉJAR (este trabajo).

Formación de Zufia

1. Margas arenosas negras y areniscas micáceas de Zufia.
2. Formación.
3. Definida como formación por GARCÍA-MONDÉJAR (este trabajo). CAREZ (1910) reconoce allí el Cenomaniense, FEUILLÉE (1967) diferencia el Albiense y el Cenomaniense y efectúa un estudio sedimentológico.
4. Para la parte cenomaniense de la formación, corte de Metauten, camino de Santa Bárbara (1° 33' 10", 42° 40' 25", hoja n. 140, Estella).
5. Margas negras finamente areniscosas con nódulos rojos, cargadas de cuarzo fino, y areniscas ferruginosas, con bandas yesosas ricas en ostrácodos y *Rotalipora apenninica*.
6. El afloramiento está limitado a la región situada al Oeste de Estella y es de naturaleza muy homogénea.
7. Borde de cuenca subsidente.
8. Si se pueden encontrar analogías entre la parte albiense de la formación en Zufia y las margas albienses con nódulos rojos de La Barranca, al Norte de la sierra de Urbasa, las facies cenomanienses son diferentes en una y en otra parte.
9. Cenomaniense inferior.
10. GARCÍA-MONDÉJAR (este trabajo).

Formación de Arceniega

1. Margas y calizas arcillosas de Arceniega.
2. Formación.

3. Sin antecedentes en tanto que formación, corresponden parcialmente al «flysch à boules» de CIRY y MENDIZÁBAL (1949), en la terminología de LOTZE (1960) a las capas superiores de Ordunte y a las capas de Campillo, Arceo, Hijuelo y Cabezas. FEUILLÉE (1967) las estudia en detalle y definió en particular la evolución lateral de las facies. LAMOLDA (1976, 1978) estudia el paso Ceno-maniense-Turonense.
4. Como la serie es esencialmente margosa no existe corte completo observable, pero afloramientos complementarios existen prácticamente en todos los caminos que unen la carretera de Vitoria a Ramales a las alturas de Tablas, Zavalla, Perigaña, Menoyo, etcétera, siguiendo la línea de afloramiento de Arceniega a Amurrio (hoja n. 86, Orozco). La parte superior de la formación es bien visible en la carretera de Menoyo (0° 36' 55", 43° 4' 5").
5. La base de la formación está muy cargada en detríticos, pero éstos son menos abundantes y más finos que en el techo de la formación de Valmaseda: margas finamente areniscosas y micáceas talladas por pequeños bancos de calizas finamente areniscosas. Microfauna abundante de foraminíferos planctónicos: *Rotalipora apenninica*, *R. cushmani*, etc. El espesor oscila entre 60 y 100 m (capas superiores de Ordunte de LOTZE). Un nivel de calizas areniscosas y bioclásticas, negro, muy micáceo (Detritus Kalk 1 de las capas de Arceo de LOTZE, caliza de Amurrio de FEUILLÉE) está bien desarrollado desde Amurrio a Arceniega; las alternancias margo-calizas (570 m de espesor según LOTZE) vuelven a ser sin embargo más carbonatadas (calizas con «pavés» de FEUILLÉE) y pueden contener intercalaciones de caliza areniscosa menos importantes (Detritus Kalk 2 de las capas de Hijuelo de LOTZE).
6. Al Oeste, la serie pierde rápidamente espesor más allá de Villasana de Mena. Los bancos de calizas areniscosas se adelgazan. Pasa lo mismo al Este, más allá de Amurrio.
7. Cuenca subsidente.
8. La formación pasa al Oeste a la Formación de Dosante (zona Norte del Ebro) a la altura de Bercedo. Hacia el Oeste, las diferencias son suficientemente importantes para definir el miembro de Ciordia.
9. Las correlaciones dadas por FEUILLÉE son las siguientes: Capas superiores de Ordunte (LOTZE) = zona II de WIEDMANN; capas de Campillo = zona III; capas de Arceo = zona IV; capas de Hijuelo = zona V. Las capas de Cabezas no parecen tener equivalente en la zonación de WIEDMANN.
10. AMIOT (este trabajo).

Miembro de Ciordia

1. Margas y calizas arcillosas de Ciordia.
2. Miembro de la formación: Margas y calizas arcillosas de Arceniega.
3. Sin antecedentes en tanto que miembro, las margas y calizas arcillosas de Ciordia corresponden esencialmente al «flysch à boules» de CIRY y MENDIZÁBAL (1949). Sus facies como sus variaciones han sido estudiadas en detalle por FEUILLÉE (1967).
4. La parte inferior aflora muy mal: afloramientos discontinuos al Norte de Ilarduya (camino a la casa forestal, 1° 25' 10", 42° 52' 30"). Buen corte para la parte superior al Norte de Ciordia (camino del Monte, 1° 27' 25", 42° 52' 30", hoja n. 113, Salvatierra).
5. La base es muy rica en detríticos como en la formación de Arceniega, pero son finos: margas micáceas y areniscosas cortadas en su base por bancos de areniscas rojizas con *Rotalipora apenninica* (100-150 m). Son los niveles de transición o margas de Ilarduya de FEUILLÉE. Alternancias regulares de calizas arcillosas duras cortándose en pequeñas hogazas y margas azules tomando una pátina amarilla, corresponden al «flysch à boules» de CIRY y MENDIZÁBAL (80-100 m) (margas de Ciordia de FEUILLÉE). Han suministrado una rica fauna de Foraminíferos planctónicos.
6. Si la parte superior es muy homogénea, los niveles inferiores detríticos pueden encerrar pequeños bancos de calizas arcillosas con orbitolinas y algas (Urdiain, Torano).
7. Cuenca subsidente.
8. Paso gradual al Oeste a la Formación de Arceniega, al Este a margas y calizas arcillosas más duras y menos espesas con la misma microfauna (Izurdiaga).
9. FEUILLÉE atribuye las margas de Ilarduya al Cenomaniense inferior y las de Ciordia al Cenomaniense superior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Ollogoyen

1. Calizas arcillosas y margas claras de Ollogoyen.
2. Formación.
3. Sin antecedentes tanto que formación, CAREZ (1910) atribuye la base de la formación al Cenomaniense, COLOM (1952) efectúa el primer estudio de la microfauna, reemprendido por FEUILLÉE (1967) para el Cenomaniense, WIEDMANN (1959) establece la zonación de ammonites que rehace en detalle en 1981 (en LAMOLDA, RODRÍGUEZ-LÁZARO, WIEDMANN).
4. Ollogoyen (1° 32' 15", 42° 41' 15", hoja n. 140, Estella).

5. Calizas arcillosas, separándose más o menos en bolas o macizos, alternando con margas gris claro con pátina amarilla, ricas en Foraminíferos pelágicos, ammonites, nautilus, erizos.
6. La formación adelgaza rápidamente disminuyendo de espesor hacia el Oeste en beneficio de facies calizas o dolomíticas de plataforma (Sierra de Cantabria), siendo los términos cenomanienses los últimos afectados. Al Norte, al Este y al Sur, límites de afloramientos.
7. Cuenca.
8. Corresponde al Norte al miembro de Ciordia (formación de Arce-niega) y a la formación de la Barranca pro parte.
9. Cenomaniense superior-Coniaciense inferior (Coniaciense I y II de WIEDMANN).
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Larrainzar

1. Margas y calizas arcillosas de Larrainzar.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. LAMARE (1939) da solamente indicaciones estratigráficas sucintas sobre la serie, estudiada por FEUILLÉE (1967) desde los puntos de vista micropaleontológico y sedimentológico.
4. Oeste de Larrainzar (1° 59' 20", 42° 58' 40", hoja n. 115, Gulina). En continuidad con el Albiense.
5. Margas obscuras, primero finamente arenosas, después más arcillosas, coronadas en fin por bancos de calizas arcillosas con *Rotalipora apenninica*, *R. cushmani*, etc. Las facies se hacen en seguida más carbonatadas por el aumento del espesor de los bancos de calizas arcillosas y disminución de la de los bancos margosos. Los bancos más potentes se cargan de detríticos finos (microbrechas). El cambio coincide con la aparición de *Whiteinella helvetica*.
6. Hacia el NW como hacia el E (Auza, Elso), la serie se carga en detríticos desde el Cenomaniense y los bancos de microbrechas con restos de orbitolinas, rudistas, algas lithothamniées, etc., aparecen hacia el Sur, el límite de los afloramientos es tectónico.
7. Cuenca en el límite de una zona en proceso de activación tectónica.
8. Sin relación directa con las restantes formaciones de la misma edad.
9. Cenomaniense-base del Coniaciense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación del Urrobi

1. Pudingas, areniscas y margas del Urrobi.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Es señalada y datada por primera vez por STUART-MENTEATH (1881). PALACIOS (1915, 1919), como Ríos *et al.* (1946) le atribuyen una edad errónea. FEUILLÉE (1963, in CIRY *et al.*, 1967) da una descripción detallada.
4. Valle del río Urrobi, 2,3 kilómetros al Sur de Burguete (2° 20' 0", 42° 55' 15").
- 5-6. La serie reposa en discordancia sobre el Permotriás. Comienza por una alternancia de pudingas groseras con cantos de cuarcita y de margas esquistosas negras (30 cm) seguidas de areniscas grises o rojas con restos carbonosos y de calizas areniscosas ricas en *Orbitolina concava* (45 m) y después de margas grises, asimismo con restos carbonosos y orbitolinas.
7. Depósitos litorales de borde de relieves.
8. Afloramiento aislado sin relación con las formaciones de la misma edad aunque las pudingas pueden hacerse corresponder con las «pudingas de Mendibelza» de los autores franceses.
9. Albiense superior (?) - Cenomaniense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación del Valle de Mena

1. Alternancias de margas y Calizas del Valle de Mena.
2. Formación.
3. Descrita por CIRY y MENDIZÁBAL (1959) que la atribuyen al Turoniense inferior, es descrita en detalle por LOTZE (1960) (= Capas de Leciana y de Lasilla). WIEDMANN (1959, 1964) señala la ausencia de una buena parte del Turoniense inferior, LAMOLDA (1975, 1979) estudia la micropaleontología, AMIOT (in AMIOT *et al.*, 1982) estudia la dinámica de la sedimentación.
4. Carretera de Bilbao a Oña al Sud-Oeste de Arceniega (hojas n. 85, Villasana de Mena, km 45 a 33, y n. 86, Orozco) y para la base de la Formación, carretera de Menoyo (hoja n. 86, Orozco, 0° 37' 43" 4').
5. Alternancia de calizas arcillosas o finamente areniscosas y de margas con *Globotruncanidae* e *Inoceramus*. Tres pasadas de predominio carbonatado son bien visibles en la topografía (espesor 1.300 a 250 m).
6. El espesor máximo está a la derecha del Puerto de Angulo. Al Oeste, la Formación pierde potencia drásticamente a la altura de

- Bercedo, donde sólo alcanza unos 250 m. Hacia el Este, la potencia disminuye gradualmente entre los diapiros de Orduña y de Murguía, y después bruscamente más allá de allí.
7. Cuenca fuertemente subsidente.
 8. El máximo de potencia se alcanza a la altura del puerto de Angulo. Hacia el Oeste la serie disminuye brutalmente de espesor para no ser más que unos 250 m en Bercedo. Allí pasa lateralmente a las margas de Hornillalatorre (C₉, zona norte del Ebro, FLOQUET y AMIOT, 1982) y a las dolomías de El Ribero (C_{11a}, AMIOT, 1982). Hacia el Este, se reduce a algunos metros más allá del diapiro de Murguía y corresponde a la base de las margas de Vitoria.
 9. La Formación corresponde a las Capas de Leciñana (VI) y de Lasilla (VII) de LOTZE (1960). Para LAMOLDA, VI a y VI b inferior corresponden al techo del Turoniense inferior, VI b medio al VII b inferior al Turoniense medio, VII b superior y VIII al Turoniense superior. WIEDMANN pone la formación en equivalencia con su zona VII.
 10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Ribera Alta

1. Calizas bioclásticas de Ribera Alta.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Son puestas en equivalencia con las calizas de la cuesta turoniense de la región de Espinosa de los Monteros por CIRY y MENDIZÁBAL (1949). AMIOT (in CIRY et al., 1967) y AMIOT *et al.* (1982) las relaciones al Coniaciense inferior.
4. Norte de Subijana (hoja n. 137, Miranda de Ebro, 0° 47' 30", 42° 49' 50").
5. Calizas bioclásticas finas (pelbiosparitas) gris-azuladas con pátina amarilla, en bancos masivos, muy pobre en fauna (potencia 120-150 m).
6. Hacia el Oeste (puerto de Angulo) las calizas se cargan en elementos detríticos finos y reposan sin transición sobre las alternancias margo-calizas de la Formación del Valle de Mena. En la región de Subijana, así como alrededor del diapiro de Murguía, el paso es, por el contrario, gradual, a través de un sistema de alternancias de bancos calizos y de margas.
7. Plataforma distal.
8. Las calizas pasan hacia el Oeste a alternancias de calizas arcillosas y margas que coronan las dolomías de El Ribero (C_{11a}, región

norte del Ebro, AMIOT, 1982), al Oeste de Losas. Al Este se corresponden con las margas de Vitoria (pro parte).

9. Coniaciense inferior (I a III de WIEDMANN, Capas de la Peña VIII de LOTZE).
10. AMIOT (este trabajo).

Formación del Zadorra

1. Alternancia de margas y calizas arcillosas del Zadorra.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. CIRY y MENDIZÁBAL (1949) y más tarde FEUILLÉE (1967) estudian el contacto Cenomaniense-Turonense. RAMÍREZ DEL POZO (1971) da listas de microfauna.
4. No existen cortes completos. Las mejores observaciones pueden hacerse en la carretera de Ullivarri-Gamboa a Vitoria, entre Ullivarri y Durona (hoja n. 112, Vitoria, 1° 3'-5' 10", 42° 53' 20"-56' 25") y en una transversal del Este del Aldaya a Arrieta (hoja n. 113, Salvatierra, 1° 12' 50", 42° 51' 20"-54' 20").
5. Alternancia de margas y calizas arcillosas gris azul con pátina amarilla con frecuente disyunción en bolas, con *Micraster* y *Globotruncanidae*. La existencia de pasadas en las que la proporción de carbonatos aumenta entraña la aparición de líneas de cuevas discretas que se siguen en su mayor parte de uno a otro extremo de la cuenca. Espesor: 650 a más de 800 m.
6. El desarrollo de las facies carbonatadas es mayor al Este, de Maturana a Salvatierra.
7. Cuenca.
8. Corresponde al Oeste con las Formaciones del Valle de Mena (parte), de Ribera Alta y de Losas, al Este con la de la Barranca. El paso a las Formaciones del Valle de Mena y de Losas se hace por evolución lateral de facies gradual, el paso a la Formación de Ribera Alta es mucho más bruscamente.
9. Turoniense superior-Santoniense inferior. La Formación sube hasta el Santoniense superior entre Nuestra Señora de Estíbaliz y la Sierra del Atalaya.
10. AMIOT (este trabajo).

Miembro de la Barranca

1. Alternancias de margas y calizas arcillosas de la Barranca.
2. Miembro de la Formación del Zadorra.

3. Sin antecedentes en tanto que Miembro. El contacto Cenomanien-se-Turonien se ha sido estudiado por FEUILLÉE (1967); RAMÍREZ DEL POZO (1971) da una lista de microfauna.
4. Carretera de Alsasua al Puerto de Olazagutia (hoja n. 113, Alsasua, 1° 10' 30", 42° 52' 10"-53' 5").
5. Alternancia de margas y calizas arcillosas con disyunción más o menos acusada en bolas, con *Globotruncanidae*. El aumento de espesor de los bancos calizos en determinados niveles puede dar pequeños resaltes en la topografía. Espesor: 200-300 m.
6. La facies es homogénea a todo lo largo de la Barranca, pero disminuye bruscamente de espesor, haciéndose más caliza y cargándose en glauconita, al Este, a la altura de Irurzun. Presenta en cambio grandes analogías con las facies de la Formación del Zadorra que son, sin embargo, más potentes y en su conjunto también más calcáreas.
7. Cuenca.
8. El Miembro de la Barranca forma parte de la Formación del Zadorra pero el Turonien se parece completarse hacia la base.
9. Turonien se-Santonien se inferior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Vitoria

1. Calizas de Vitoria.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. RAMÍREZ DEL POZO (1971) da una lista de microfauna.
4. Este de Vitoria (hoja n. 139, Eulate, 1° 28', 42° 42' 40").
5. Calizas bioclásticas claras con Miliólidos, restos de Ostras, de Briozoos, Equinodermos, etc. Espesor: 100 m, aproximadamente.
6. Las facies corresponden a todo el flanco norte del anticlinal de Gastiain donde son muy homogéneas. Hacia el Sur las facies se hacen gradualmente más groseras (Valle del Ega).
7. Plataforma externa.
8. Sin ligazón directa con la Formación del Zadorra (Miembro de la Barranca), a la cual corresponde parcialmente, pero el tránsito de facies no es observable.
9. Coniacien se medio (zonas III (?) y IV de WIEDMANN).
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Losas

1. Calizas arcillosas y alternancias margo-calizas de Losas.
2. Formación.

3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Ríos *et al.* (1945) reconocen y cartografían (hojas n. 85, 110, 111) los principales conjuntos que la constituyen, atribuyendo así la Formación al Coniaciense, seguidos en este por CIRY (1956). LOTZE (1960) da un corte detallado. WIEDMANN (1959) y MERTEN (1967) datan la cima de la formación como Santoniense inferior.
4. No existe un corte donde puedan hacerse las observaciones completas. Se utilizará en relevo la carretera de Arciniega a Trespaderne al Sur del Pantano de Angulo (hoja n. 85, Villasana de Mena), la de Villano (hoja n. 111, Orduña) y la de San Pantaleón de Losa a Bóveda, km 55-58 (hoja n. 110, Medina de Pomar).
5. Calizas arcillosas, margas y alternancias margo-calizas claras con Ammonites, Inoceramus y foraminíferos planctónicos. Tres pasadas más carbonatadas cortan la monotonía de la serie; el tercio superior es netamente más arcilloso y de hecho aflora mal (espesor: 359-550 m).
6. El espesor de la serie es máximo al Oeste de Villalba de Losa. Disminuye hacia el SE al mismo tiempo que la importancia de los niveles carbonatados. Estos han desaparecido prácticamente en Guinea. La parte superior de la serie está oculta a partir de Barrón por las pudingas oligocenas discordantes.
7. Cuenca subsidente.
8. La formación está separada al Oeste de la de Nidáguila, de la que representa la parte superior, por el diapiro de Gayangos. Pasa hacia el Este, en la región de Subijana, a las alternancias margo-calizas de Vitoria que corresponden a medios un poco más profundos. Hacia el Sur, las facies se hacen más carbonatadas y uniformes (flanco sur del anticlinal de la Lastra).
9. En el corte de LOTZE (1960), la formación corresponde a las capas de Setal (IX), de Brazuelo (X), de Lastras (XI), de Era (XII), de Colina (XIII), de Villataras (XIV), a las Capas inferiores de Angosto (XV a). MERTEN (1967) sitúa el límite Coniaciense-Santoniense entre las capas inferiores de Colina (XIII a) y las capas superiores de Colina (XIII b). La Formación corresponde al Coniaciense inferior y al Santoniense inferior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Barindano

1. Calizas arcillosas de Barindano.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. RAMÍREZ DEL POZO (1971) da una lista de microfauna.

4. Valle del Urenderra, carretera de Estella a Alazagutía, km 13 (hoja n. 140, Estella, 1° 33' 50'', 42° 45' 50'').
5. Calizas arcillosas micríticas gris-azul en bancos masivos, con *Globotruncanidae*. Espesor: 40 m, aproximadamente.
6. La Formación, muy homogénea, forma una buena parte del flanco norte del anticlinal de Gastiain donde está entallada profundamente en el arroyo Uiarra.
7. Cuenca.
8. Corresponde parcialmente a la Formación del Zadorra (Miembro de la Barranca), pero el paso de una facies a otra no es observable.
9. Coniaciense superior (zona V de WIEDMANN)-base del Santoniense inferior.
10. AMIOT (este trabajo).

Miembro de San Pantaleón de Losa

1. Miembro de la Formación de Nocedo de Burgos (C₂₁, zona norte del Ebro. FLOQUET, 1982).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Miembro. Ríos *et al.* (1945) ubican la base en el Santoniense. LOTZE (1960) señala estas calizas bajo el nombre de capas superiores de Angosto (XV b), CIRY (1964) ha descrito allí *Spirapertolina almelai*.
4. Afloramientos y cantera del puente sobre el río Jerea, Sur de San Pantaleón de Losa (hoja n. 110, Medina de Pomar, 0° 23' 30'', 42° 55' 40'').
5. El paso de las margas y calizas arcillosas de Losas a las calizas de San Pantaleón es en general bastante gradual. El aumento de los bancos carbonatados se hace sentir en las capas superiores de Villataras (XIV c) e inferiores de Angosto (XV a). Los primeros bancos bioclásticos aparecen mientras subsisten intercalaciones margosas entre los bancos, después las facies se hacen enteramente carbonatadas. Son calizas bioclásticas finas, azul oscuro con pátina ocre, a menudo finamente arenosas con *Lacazina elongata*, *Spirapertolina almelai*, etc. (espesor: unos 50 m).
6. Hacia el Oeste los niveles margosos pueden subir más alto en la serie. La barra caliza se hace por ello mucho más discreta en el paisaje. Hacia el Este queda oculta por las pudingas oligocenas a la altura de Guinea, para reaparecer como una facies más gruesa en la cuenca de Vitoria (Gomecha). Las calizas adelgazan en seguida gradualmente y no están representadas en Nuestra Se-

ñora de Estíbaliz más que por algunos bancos. Las facies bio-clásticas finas se reencuentran al Oeste de la cuenca de Estella.

7. Plataforma distal.
8. Corresponde al Oeste y al Sur con la Formación de Nocedo de Burgos en su extensión, vertical más débil (zona norte del Ebro), y al Este a las calizas arcillosas de Olazagutía (p. parte).
9. Santoniense superior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Zudaire

1. Calizas nodulosas y margas de Zudaire.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. RAMÍREZ DEL POZO (1971) estudia la microfauna y WIEDMANN (1979) la macrofauna.
4. Oeste de Zudaire, cruce de las carreteras de Olazagutía y de Eulate (hoja n. 140, Estella, 1° 33' 10", 42° 46' 15").
5. Alternancia de calizas muy nodulosas y de margas gris-azul con pátina amarilla ricas en *Micraster*, *Echinocorys vulgaris* y *Globotruncanidae*. Espesor: 500 m, aproximadamente.
6. Bien desarrollada en toda la depresión de Eulate, la formación corresponde allí en la parte baja de la pendiente a los primeros terrenos cultivados.
7. Plataforma externa.
8. Posee la misma fauna y se correlacionan más allá de la Sierra de Urbasa con la base de la cantera de «cementos Portland» de Olazagutía.
9. Cuenca.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Urriza

1. Flysch en plaquetas de Urriza.
2. Formación.
3. Sin antecedentes.
4. Carretera nacional San Sebastián-Tarragona, km 27-27,5 (hoja número 115, Gulina, 1° 51', 42° 58' 10"-20").
5. Alternancias centimétricas de calizas finamente areniscosas azules y de margas hojosas con raros *Globotruncanide*.
- 6-8. La formación está poco extendida y limitada a los afloramientos cretácicos situados al norte de la sierra de Aralar.
7. Pequeño surco flysch.
9. Coniacense-Santoniense inferior?
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Latasa

1. Calizas bioclásticas con Lacazinas de Latasa.
2. Formación.
3. Sin antecedentes.
4. Canteras al norte de Latasa (hoja n. 115, Gulina, 1° 51' 50", 42° 57' 35").
5. Calizas arenosas bioclásticas azul oscuro con Miliólidos, Lacazinas, fragmentos de Radiolítidos, numerosas trazas de bioturbación, cortadas por lechos delgados, centimétricos, de margas. Espesor: 50-60 m. El paso a la Formación flysch de Egozcue es bastante gradual por aumento de espesor de los bancos margosos y disminución simultánea de la de los bancos de calizas arenosas.
6. La formación está poco extendida y limitada a los afloramientos cretácicos situados al norte de la región de Aralar. Al sur de Lezumberri existen facies calcareníticas más finas con Lacazinas que son el equivalente lateral directo.
7. Plataforma externa.
8. La formación es del Santoniense superior, pero su extensión no está dada con precisión. Se propone su correlación por analogía con los episodios carbonatados conocidos más al Oeste (formación de S. Pantaleón y Miembro del Atalaya).
9. Santoniense superior (en parte).
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Espinal—Oroz-Betelu

1. Calizas de Espinal-Auzperri y dolomías de Oroz-Betelu.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. La Formación ha sido señalada por MALLADA (1882), STUART-MENTEATH (1882, 91, 95), RÍOS *et al.* (1944, 1946), pero siempre con dataciones inexactas que van desde el Muschelkalk al Cenomaniense. CIRY y AMIOT (in CIRY *et al.*, 1963), describen las relaciones entre calizas y dolomías y datan la serie del Santoniense superior.
4. Cantera de Espinal-Auzperri (2° 19' 45", 42° 58' 30") para las calizas; carretera del Valle del Irat, 800 m al norte de Oroz-Betelu (20° 23' 30", 42° 54' 0") para las dolomías.
- 5-6. La Formación reposa en discordancia sobre los depósitos detríticos del Cenomaniense. Las dolomías, blanco-amarillentas a rosadas y bien cristalizadas, son el equivalente lateral de las calizas, existiendo todos los términos de la transición entre ambas. Las calizas bioclásticas azules son muy ricas en pequeños restos de

equinodermos, algas, Radiolítidos, etc., e incluyen *Lacazina elongata* (10-50 m de Oeste a Este).

7. Plataforma externa.
8. Afloramientos aislados sin relación con formaciones de la misma edad, pero la facies de las calizas bioclásticas es semejante, salvo por el color y espesor, al de las «calcaires de cañons» de los autores franceses, tal como aparecen en los acantilados de Ehujarré y Kakoueta (hoja n. XIV-47, Larrau).
9. Santoniense superior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación del Salazar

1. Calizas y margas con Hippurites del Salazar.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Las calizas son reseñadas por CAREZ (1910), que las data del Campaniense. PALACIOS (1919) observa las margas subyacentes, que atribuye al Santoniense. RÍOS, ALMELA y GARRIDO (1944) describen los afloramientos en las sierras de Leyre y Navascués. SOUQUET (1967) confirma la edad Santoniense por comparación con las series del Pico de Anie.
4. Garganta del río Salazar (sierra de Navascués), al Sur del Aspurz (hoja n. 143, Navascués).
5. Calizas gris o gris-amarillo de grano fino (pelmicritas) o ligeramente arcillosas, con Hippurites (80-100 m visibles).
6. Se encuentran facies similares en la cobertera cretácica de la cadena axial (Colladas de Petraficha y Petrechema, Pico de Anie), donde además se observan lacazinas.
7. Plataforma externa.
8. Afloramiento aislado, sin ligazón con las formaciones próximas. Puede quizá considerarse como el equivalente de la formación de Espinal—Oroz-Betelu.
9. Santoniense superior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Olazagutía

1. Calizas arcillosas de Olazagutía.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Citadas por AMIOT en CIRY *et al.*, 1967. RAMÍREZ DEL POZO (1971) da una lista de microfauna; WIEDMANN (1979, 1981), de macrofauna.

4. Cantera de «Cementos Portland», 2 km al sur de Olazagutía (hoja número 113, Salvatierra, 1° 29' 25", 42° 52').
5. Calizas arcillosas en bancos masivos con numerosos *Echinocorys vulgaris*, *Micraster* y *Globotruncanidae*. Espesor: 30 m.
6. Las calizas arcillosas forman, entre las alternancias margo-calizas de la formación de la Barranca y las de la formación de Zudaire, una banda un poco más resistente que se sigue hacia el Este hasta Izurdiaga, donde se cargan de glauconita. Hacia el Oeste pasa a las alternancias finas de calizas oscuras y de margas (Miembro de la Sierra de Atalaya), pero del que no son más que un equivalente parcial.
7. Cuenca.
8. Más allá del Atalaya las facies carbonatadas desaparecen para reaparecer gradualmente a partir de Nuestra Señora de Estíbaliz con una facies de calizas bioclásticas con Lacazina (Formación de S. Pantaleón).
9. Santoniense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de la Sierra de Atalaya

1. Calizas micríticas de la Sierra de Atalaya.
8. Miembro de la Formación de Olazagutía, del cual es un equivalente parcial.
3. Sin antecedentes.
4. Trinchera de la vía férrea Madrid-Irún, km 510,5 (hoja n. 113, Salvatierra, 1° 13' 55", 42° 50' 35") para la base de la formación. No existe un buen corte de la parte superior.
5. Calizas micríticas azul oscuro en bancos decimétricos, que pasan en su base y en su techo a alternancias de la misma facies con margas oscuras.
6. La facies está limitada a la Sierra de Atalaya.
7. Cuenca.
8. Hacia el Este se hacen cada vez más arcillosas y pierden su individualidad al nivel del Acilu, al Oeste y al Este del mismo, aunque la tendencia carbonatada se mantiene (relevadas por las facies bioclásticas de la Formación de San Pantaleón).
9. Base del Santoniense superior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Vitoria

1. Arcilla, margas y calizas arcillosas de Vitoria.
2. Formación.

3. Sin antecedentes en tanto que Formación. RAMÍREZ DEL POZO (1971) da una lista de microfauna para cortes parciales. WIEDMANN (1959, 1979, 1981) estudia la macrofauna.
4. Debido a la naturaleza de las capas que constituyen la formación, los afloramientos son en general mediocres. No existe un corte completo. Las mejores observaciones pueden hacerse al borde de carreteras, a favor de trabajos de conservación. Si éstos son recientes, los mejores cortes son los del Puerto Azaceta (kilómetro 13-16, hoja n. 138, La Puebla de Arganzón, 1° 9' 25", 42° 47' 30"-52' 10") y del Puerto de Usaide (km 27-29, hoja n. 114, Alsasua, 1° 40' 30", 42° 51' 50").
5. Margas arcillosas finamente arenosas y micáceas, azules con pátina amarilla, cortadas por bancos de calizas arcillosas con disyunción en bolas, con *Micraster*, *Echinocorys*, *Globotruncanidae* y algunos Ammonites. Espesor: 150 m aproximadamente (Estella) a 1.700 m (Vitoria).
6. La formación, extremadamente extendida, dado que interesa toda la mitad este de la cuenca de Vitoria, La Barranca y la cuenca de Estella, es bastante homogénea en estos dos últimos sectores. En la cuenca de Vitoria, por el contrario, hay un contraste bastante marcado entre una base francamente arcillosa (tejería de Eguileta) y una cima cargada de detríticos (limos y arenas finas) con numerosos restos de Crustáceos.
7. Cuenca.
8. La formación tiene al Este el flysch de Egozcue como equivalente lateral, y al Oeste las formaciones 22, 25 y 26 de la Meseta nordcastellana (FLOQUET, ALONSO-MILLÁN y MELÉNDEZ, 1982).
9. La cima de la serie corresponde al techo del Campaniense; la base, al techo del Santiense (en La Barranca) o a la mitad del Santiense superior (cuenas de Vitoria y de Estella).
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Egozcue

1. Flysch margo-arenisco de Egozcue.
2. Formación.
3. Sin antecedentes.
4. Carretera de Egozcue a Iragui, km 6 a 7 (hoja n. 115, Gulina, 2° 6' - 7' 20").
5. Alternancias decimétricas de margas hojosas y calizas finamente bioclásticas y arenosas con *Globotruncanidae*.
6. La formación se extiende del Valle del Arga al Valle de Ulzama. En la parte inferior, pasa a las alternancias de margas y calizas arcillosas con tendencia a la disyunción en bolas.

7. Pequeño curso flysch.
8. Equivalente lateral de las margas de Vitoria y sin duda parcialmente de las calizas arcillosas de Olazagutía.
9. Santoniense superior? Campaniense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Orbaiceta

1. Margas y calizas arcilloso-areniscosas con Navarelles de Orbaiceta.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. STUART MENTEATH (1859) coloca estas capas en el Senoniense, al igual que RÍOS, ALMELA y GARRIDO (1944-46). MANGIN (1960) aporta precisiones sobre las facies y edad de la Formación. CIRY y AMIOT (in CIRY *et al.*, 1963) datan la base del Campaniense medio.
4. Norte de Orbaiceta (2° 27' 35", 42° 58' 50", hoja n. 116, Garralda).
5. La serie comienza con calizas arcillosas con *Stomiosphaera* y *Micraster* (150 m, aproximadamente), reposando sin duda en discordancia sobre las calizas de Espinal-Auzperri o las dolomías de Oroz-Betelu. Se cargan en la parte superior de cuarzo y de glauconita con algunas «chailles». Viene en seguida una serie monótona de margas grises esquistosas con *Globotruncanidae* (*Gl. stuarti* en la parte superior), *Micraster coranguinum* y *Pachydiscus levyi* (en la base), cortadas cuando se sube hacia el Norte por pequeños bancos de calizas arcilloso-arenosas con *Navarella joaquinii*.
6. La facies se extiende hacia el Oeste hasta el Valle del Arga, hacia el Este hasta el de Zatoya y al Norte hasta la zona axial.
7. Cuenca subsidente.
8. Las calizas arcillosas con «chailles» dan una imagen degradada de «calizas con sílex» que suceden en la zona axial de los Pirineos a las calizas bioclásticas; las margas que las recubren son el equivalente de los «calcoesquistos con Navarelles» (hoja n. XIV-47, Larrau). Hacia el Oeste, la formación corresponde con las margas de Cía y con el flysch esquisto-arenoso de Egozcue; hacia el Sur y el Sur-Este, con la de Aoiz.
9. Campaniense-Maastrichtiense, pero, dado que *P. levy* es considerado del Campaniense medio, existe sin duda una laguna al menos parcial del Campaniense inferior.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Leyre

1. Margas arenosas y calizas arcilloso-arenosas de Leyre.

3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Las capas son atribuidas al Danés por CAREZ (1910), dataciones retomadas por PALACIOS (1919). RÍOS *et al.* (1944) las sitúan en el Senoniense. MANGIN (1960) atribuye la parte superior al Maastrichtiense por comparación con las facies de Orbitoides análogas observadas al Noroeste.
4. Gargantas del Esca (Sierra de Leyre) al sur de Salvatierra de Esca y del Salazar al sur de Aspurz (Sierra de Navascués, hoja n. 143, Navascués).
5. Margas arenosas y calizas arcilloso-arenosas azules con pátina rojiza con *Inoceramus* y *Ananchytes*. Las calizas muestran niveles dolomitizados (espesor: 300 m). La serie es más carbonatada en la parte superior (espesor: 200 m).
6. Facies análogas conteniendo orbitoides son observables una veintena de kilómetros al Noroeste en los valles del Irati y del Urrobi, 5 kilómetros al norte de Aoiz.
7. Plataforma externa.
8. Afloramiento aislado sin ligazón con las formaciones próximas, pero la formación es el equivalente de la de Orbaiceta.
9. Campaniense-Maastrichtiense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación del Puerto de Olazagutía

1. Calizas bioclásticas, margas arenosas y areniscas con orbitoides del Puerto de Olazagutía.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. RUIZ DE GAONA (1943) describe por primera vez el corte y la bella fauna de Orbitoides que lo caracteriza. AMIOT (en CIRY *et al.*, 1967) da un corte detallado. RAMÍREZ DEL POZO (1971) da una lista de microfauna.
4. Carretera del Puerto de Olazagutía (hoja n. 114, Alsasua, 1° 30' 10", 42° 51' 45").
5. El corte elegido no corresponde al máximo desarrollo de la serie, pero muestra la más rica y variada fauna. Sobre las alternancias margo-calizas con *Globotruncanidae* del Campaniense (Formación de Vitoria) reposan sin transición las calizas bioclásticas finamente arenosas con Erizos (*Hemipneustes pyrenaicus*) y Orbitoides (*Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata*, *Simplorbites gensacicus*, *Orbitoides apiculata*, etc.), después vienen alternancias de margas y calizas arenosas y, en fin, areniscas deleznales con la misma fauna, a la cual se añaden Ostras.
6. La serie muestra numerosas variaciones de detalle, pero de manera general se enriquece en detríticos hacia el Oeste (Puerto de

Azaceta, por ejemplo). Las areniscas y las arenas amarillentas predominan allí, siendo la fauna mucho más rica en los bancos carbonatados. Hacia el Este, por el contrario, son las arcillas las que aumentan en cantidad, al mismo tiempo que desaparecen las calizas y los Orbitoides. Esta desaparición es completa en el Puerto de Lizarraga; localmente (región de Maestú, en la cuenca de Estella) pueden encontrarse espesores importantes, que deben estar relacionados con deformaciones locales ligadas a ascensos diapíricos.

7. Plataforma externa.
8. Las calizas muestran la facies «nankin» (término que designa las calizas arenosas y bioclásticas amarillo a ocre con Orbitoides, utilizado aquí por comparación con una facies semejante de los Pequeños Pirineos). Asociadas a arenas y areniscas, son el equivalente enteramente marino y más uniforme de las formaciones 28, 29, 32, 33 y 34 (parte) de la zona del Ebro (Meseta nord-castellana, cf. FLOQUET, ALONSO-MILLÁN y MELÉNDEZ, este trabajo). Al Este, el paso es gradual a las margas de Cía.
9. Maastrichtiense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Cía

1. Margas arcillosas de Cía.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. CIRY (1951) señala las margas por primera vez, pero las atribuye parcialmente al Danés. MANGIN (1960) define su extensión.
4. Norte de Cía, camino de la Ermita de San Marcos (hoja n. 115, Gulina, 1° 54' 40", 42° 55' 56" - 56' 10").
5. Margas arcillosas gris-verdosas a rosas, finamente arenosas y micáceas, cortadas por raros bancos de caliza arcillosa, con *Globotruncanidae*, *Gümbelinidae*, etc., e *Inoceramus*. Espesor, 50-200 m, pero las variaciones de espesor son, sin duda, frecuentemente de origen tectónico.
6. Observable desde la parte oriental de la Barranca al oeste de Irurzum, esta facies es muy constante y se extiende hacia el Este hasta el Valle del Arga (Iragui).
7. Cuenca.
8. Por aumento de la talla de los elementos detríticos, el paso es gradual al Oeste a las areniscas y margas arenosas de la Formación del Puerto de Olazagutía. Hacia el Este, a partir del Valle del Arga, las facies se hacen más carbonatadas y cortadas por descargas detríticas.

9. Maastrichtiense.
10. AMIOT (este trabajo).

Formación de Salvatierra de Esca

1. Areniscas y margas varioladas de Salvatierra de Esca.
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que Formación. Ríos *et al.* (1944) definen su extensión; MANGIN (1960) confirma sus observaciones.
4. Garganta del Esca (Sierra de Leyre), al sur de Salvatierra de Esca (hoja n. 143, Navascués).
5. Areniscas deleznales color malva y margas verdosas o rojizas en alternancia (espesor: 20-40 m).
6. Facies limitada a la mitad oriental de la Sierra de Leyre. No se reencuentran depósitos comparables más que al Oeste de la cuenca de Estella o 40 kilómetros al Sur-Este, en las sierras aragonesas (Sierra de la Peña, en la carretera de Huesca).
7. Depósitos lacustres.
8. La formación es, al menos parcialmente, el equivalente de términos superiores de la Formación de Leyre.
9. Maastrichtiense, pro-parte o totalmente, y comienzo del Eoceno inferior. Los primeros términos que recubren la serie son las calizas con Miliólidos, que MANGIN (1960) atribuye con duda al techo del Landeniense.
10. AMIOT (este trabajo).

3.6. El Cretácico Superior del Arco Vasco

3.6.1. Región I: Introducción

La Región I corresponde al sinclinatorio de Vizcaya, cuyos depósitos del Cretácico superior están separados por una laguna de erosión de los que existen al Norte y al NE (Región II = anticlinorio de Vizcaya) y de los que se encuentran al Sur (= Cuenca navarro-cántabra) (figura 3.5). Puede subdividirse en dos partes: una septentrional, que corresponde al flanco norte del sinclinatorio, y una meridional, que corresponde al flanco sur de esta misma estructura. Los depósitos del Cretácico superior de la Región I alcanzan un espesor de 3.000 a 3.500 m, según los lugares, y han sido subdivididos en 12 Formaciones.

3.6.2. Antecedentes

Una bibliografía muy completa de los trabajos sobre el Cretácico superior de las provincias vascas ha sido preparada por J. M. BADILLO,

J. GARCÍA-MONDÉJAR y V. PUJALTE (Universidad del País Vasco, Bilbao) y por M. AMIOT y M. MATHEY (Universidad de Dijon, Francia). Citaré, pues, únicamente los principales trabajos antiguos y recientes, reagrupando los de las dos regiones estudiadas para evitar las repeticiones.

3.6.2.1. Trabajos antiguos

Presentan un interés sobre todo histórico y, además, son a menudo generales. Citemos primero: ADÁN DE YARZA (1884 y 1900), FOURNIER (1908) y KINDELAN (1919) sobre la provincia de Guipúzcoa; ADÁN DE YARZA (1892) sobre la provincia de Vizcaya; ADÁN DE YARZA (1906 y 1918) sobre el País Vasco en general. En 1936, LAMARE estudia la región comprendida entre el valle del río Oria, al Oeste (meridiano de San Sebastián), y la región del Baztán (N de la provincia de Navarra), al Este. La estratigrafía del Cretácico que él propone presenta errores debidos a la no utilización de microfauna. En la misma época se sitúan numerosos trabajos de LOTZE, esencialmente estructurales, y de los cuales una parte será publicada (LOTZE, 1973) por sus alumnos en forma de mapa geológico a 1:200.000 del dominio pirineo-cantábrico. Otras investigaciones, también estructurales, han sido efectuadas por Ríos (1949, 1954, 1956, 1962).

3.6.2.2. Trabajos recientes

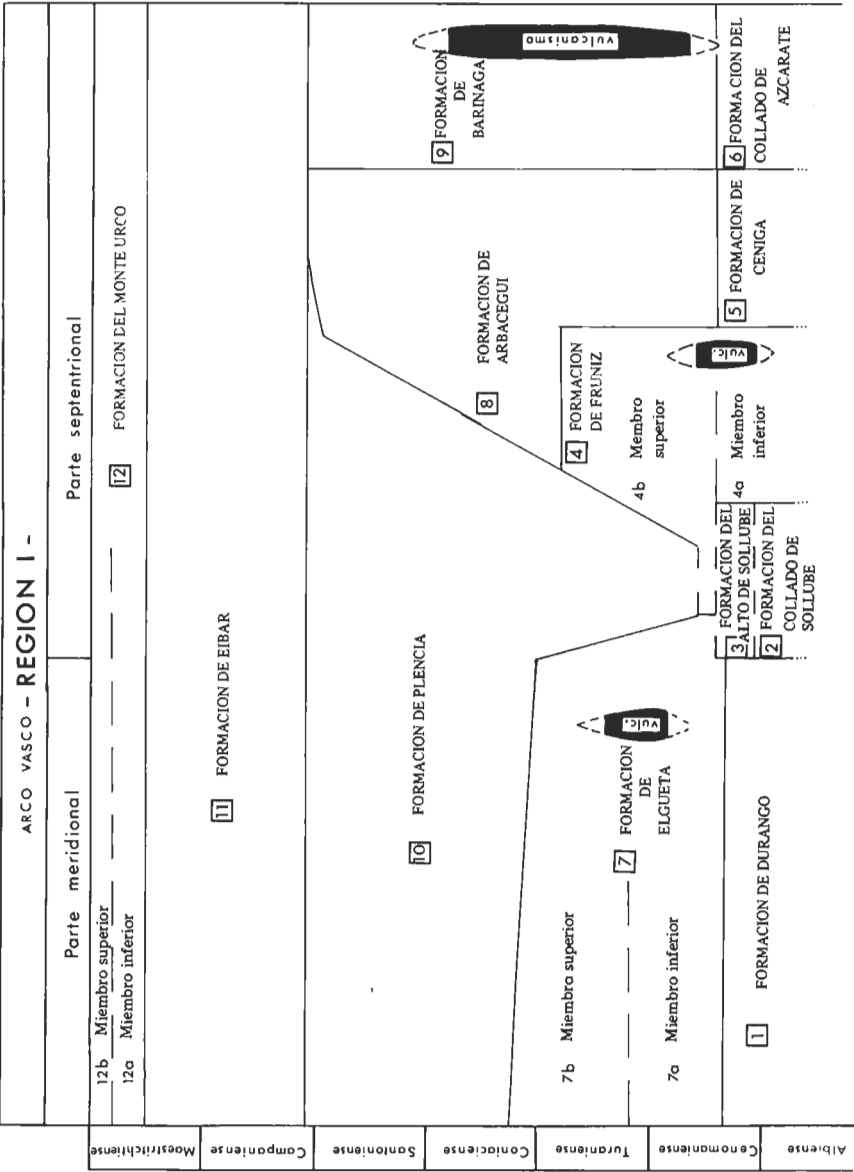
RAT (1959) presenta un mapa general a 1:200.000 y una estratigrafía precisa de los países cretácicos vasco-cantábricos entre Santander al Oeste, Vitoria al Sur y San Sebastián al Este. FEUILLÉE y SIGAL (1965) precisan la edad y la naturaleza de los términos de base del Cretácico superior sobre el macizo de Cinco Villas. FEUILLÉE (1967) analiza la estratigrafía del Cenomaniense entre Asturias al Oeste y los Pirineos vascos al Este. WIEDMANN (1962 y 1964) estudia un cierto número de Ammonites de las cadenas vascogóticas; HERM (1963), SAVEDRA GARCÍA (1971), LAMOLDA (1976 y 1982) y PERCIVAL y FISCHER (1977) efectúan estudios micropaleontológicos detallados del Cretácico vasco. JEREZ MIR *et al.* (1971) publican un estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa acompañado de un mapa a 1:50.000. Entre 1973 y 1975 se publican igualmente los mapas geológicos a 1:50.000 que cubren las provincias vascas españolas. Se trata, por orden alfabético, de las hojas de: ALGORTA (n. 37), BERMEO (n. 38), BILBAO (n. 61), DURANGO (n. 62), EIBAR (n. 63), IRUN (n. 41), JAIZ-QUIBEL (n. 40), MAYA DEL BAZTAN (n. 66), SAN SEBASTIAN (n. 64), VERA DE BIDASOA (n. 65) y VERGARA (n. 88). Estas hojas precisan considerablemente las estructuras y aportan numerosos informes de orden estratigráfico.

Es preciso citar igualmente un cierto número de trabajos más puntuales y en particular: LAMOLDA, MATHEY y SIGAL (1978) para el esbozo de un cuadro estratigráfico del Cretácico superior entre Biarritz (Francia) y Deva (provincia de Guipúzcoa, España). ROSSY, MATHEY y SIGAL (1979) para un ensayo de datación del magmatismo cretácico de Vizcaya. CAMPOS (1979) para el estudio de los Pirineos vascos entre la frontera franco-española y la región de Zarauz (Guipúzcoa). CAMPOS, LAMOLDA y MATHEY (1979) para la descripción y datación precisas de los términos basales del Cretácico superior de la región de Hernani (Guipúzcoa). AMIOT, FLOQUET y MATHEY (1982) para un ensayo paleogeográfico del margen ibero-cantábrico en el Turoniense. LAMOLDA, RODRÍGUEZ y WIEDMANN (1981) para diversos datos estratigráficos sobre el Coniaciense-Maastrichtiense de las regiones vasco-cantábricas.

3.6.3. Unidades litoestratigráficas

Formación de Durango

1. Arcillitas y areniscas de Durango.
2. Formación.
3. VOORT (1964) habla de «Facies Amorebieta». FEUILLÉE (1967) la describe en la región de Durango. MATHEY la eleva al rango de Formación en 1981.
4. Alrededor del km 40 de la carretera Elorrio-Elgueta, en afloramiento discontinuo. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Elorrio, n. 87): lat. = 43° 08' 00", long. = 1° 09' 20".
5. Arcillitas micáceas y más o menos calcáreas, de color negro y con un contralecho esquistoso, interestratificadas con pequeños bancos de areniscas micáceas. En la parte superior de la formación los bancos de areniscas se hacen más numerosos y espesos (hasta 1 m). Presentan estratificación cruzada. El espesor del corte tipo es difícil de evaluar. Es, quizá, del orden de un centenar de metros. El contenido fosilífero es nulo salvo algunos restos de lignito. El límite inferior de la Formación no es visible. Es probable, sin embargo, que la misma sea más o menos discordante sobre el complejo urgoniano.
6. La formación es observable sobre todo el flanco sur del sinclinal, desde la región de Bilbao al NW, donde parece alcanzar su máximo de potencia (varias centenas de metros), hasta la región de Elorrio y de Vergara. Las areniscas son también más abundantes al NW que al E.
7. Medio marino deltaico.
8. ?
9. Albiense superior y Cenomaniense inferior.
10. MATHEY (este trabajo), según RAT (1959), VOORT (1964) y FEUILLÉE (1967).



CUADRO 3.5.—Unidades litoestratigráficas del Cretácico superior del arco vasco, región I.

Formación del Puerto de Sollube

1. Areniscas y arcillitas del puerto de Sollube.
2. Formación.
3. FEUILLÉE (1967) describió la serie de Sollube, constituida por un conjunto inferior esquisto-areniscoso y un conjunto superior areniscoso. MATHEY eleva el conjunto al rango de Formación en 1981.
4. Carretera de Bermeo a Munguía, en los alrededores del km 28. Coordenadas (según mapa topográfico a 1:50.000 de Bermeo, número 38): lat. = 43° 24' 20", long. = 0° 55' 38".
5. Alternancia más o menos regular de bancos de areniscas de 10 cm de espesor medio y bancos de arcillitas esquistosas de espesor decimétrico conteniendo algunas septarias. Las areniscas están ligeramente granoclasificadas y presentan trazas de erosión (flute casts?) en los muros. El espesor del corte tipo es de varios centenares de metros (800, quizá). El contenido fosilífero es pobre y está constituido por trazas biológicas en el muro de los bancos areniscosos y foraminíferos bentónicos o planctónicos en las arcillitas. La Formación sucede de manera concordante a un flysch areniscoso con nódulos ferruginosos rojos.
6. La Formación parece extenderse hacia el Oeste hasta los alrededores de la carretera Arminza-Munguía, donde se hace menos potente (¿500 metros?) y desaparece por erosión. Hacia el Este también se adelgaza y desaparece por erosión a algunos kilómetros al E de Guernica.
7. Medio marino (¿deltaico?).
8. Hacia el SE la Formación es reemplaza por las arcillitas esquistosas del Miembro inferior de la Formación de Frúniz. Hacia el NW los depósitos laterales quedan ocultos bajo las aguas del Golfo de Vizcaya. Hacia el Sur quedan bajo terrenos más recientes.
9. Albiense superior a Cenomaniense inferior (p. parte).
10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE (1967) y los mapas geológicos a 1:50.000 de Bermeo (n. 38) y Algorta (n. 37).

Formación del Alto de Sollube

1. Areniscas del Alto de Sollube.
2. Formación.
3. FEUILLÉE (1967) describe el complejo superior areniscoso de la serie del Sollube que MATHEY eleva al rango de Formación en este trabajo.

4. Carretera de Bermeo a Munguía, en el flanco NW del alto de Sollube, entre los km. 27 y 25. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Bermeo, n. 38): lat. = 43° 23' 33", long. = 0° 55' 4".
5. Areniscas micáceas y arcillosas de color amarillento (meteorización) y de espesor variable: 10 cm a 1 m. A veces están separadas por pequeños bancos de arcillita esquistosa, sobre todo en la parte inferior de la Formación. El espesor del corte tipo es de varios centenares de metros (quizá 500 m). Se encuentra un poco de microfauna planctónica en los bancos arcillosos. La Formación sucede en concordancia y de manera progresiva a la Formación del Puerto de Sollube.
6. No es posible, a causa de la mediocridad de los afloramientos, observar la extensión lateral de la Formación.
7. Medio marino (¿deltaico?).
8. La Formación está reemplazada al SE por las arcillitas esquistosas del Miembro inferior de la Formación de Frúniz, hacia el NW los depósitos laterales eventuales quedan ocultos bajo las aguas del Golfo de Vizcaya. Hacia el Sur son recubiertos por terrenos más recientes.
9. Cenomaniense inferior (p. parte) a medio (p. parte).
10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE (1967) y el mapa geológico a 1:50.000 de Bermeo (n. 38).

Formación de Frúniz

1. Arcillitas calcáreas, margas y calizas arcillosas de Frúniz.
2. Formación.
3. MATHEY la describe como Formación aquí y la subdivide en un Miembro inferior (= 4 a) y un Miembro superior (= 4 b).
 - a. Miembro inferior.
- a 4. Cantera a la salida NW de Frúniz, a lo largo de la carretera de Frúniz-Munguía, entre los km 21 y 22. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Durango, n. 62): lat. = 43° 19' 50", long. = 0° 53' 50".
- a 5. Arcillitas ligeramente calcáreas y esquistosas de color gris oscuro a negro, en bancos desde algunos centímetros hasta algunas decenas de centímetros de espesor. Se intercalan entre niveles volcánicos (principalmente coladas) que alcanzan cada uno varios metros de espesor. La potencia visible del corte tipo es de aproximadamente 40 metros. Los bancos de arcillitas contienen algunos foraminíferos planctónicos y algunas huellas de ammonites. La base del Miembro está oculta por la meteorización y la vegetación.

- a 6. La extensión lateral del Miembro es poco visible a causa de la meteorización y, en consecuencia, de la escasez de afloramientos. Hacia el SE es posible que se extienda hasta la región de Arbacegui. Su espesor es muy variable (quizá de 100 a 500 metros), según la importancia de los niveles volcánicos.
- a 7. Medio marino de cuenca probablemente poco profundo.
- a 8. Hacia el NW y el Norte el Miembro es reemplazado muy rápidamente por las areniscas y esquistos de las Formaciones del Puerto de Sollube y después del Alto de Sollube. Hacia el SE pasa a las margas de la Formación de Ceniga.
- a 9. Albiense superior a Cenomaniense basal.
- a 10. MATHEY (este trabajo).
 - b. Miembro superior.
- b 4. Es difícil localizar con precisión un corte tipo porque el Miembro aparece solamente en pequeños afloramientos de algunas decenas de metros de espesor como máximo. Uno de los principales está situado a la salida NE del barrio de Olabarri, entre los km. 25 y 26 de la carretera Frúniz-Rigoitia. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Durango, n. 62): lat. = 43° 19' 43", long. = 0° 55' 55".
- b 5. Alternancia más o menos regular de margas y de calizas finas y arcillosas de color gris claro a medio, en bancos de algunas decenas de centímetros de espesor. Intercalación similar de algunos lechos delgados de caliza bioclástica y de niveles volcánicos (brechas, coladas) de varios metros de espesor cada uno. Estos niveles volcánicos existen sobre todo en la parte inferior del Miembro. El espesor del corte tipo es de 250 metros, aproximadamente. El contenido fosilífero está formado por foraminíferos planctónicos en las margas y en las calizas arcillosas. El contacto con el Miembro inferior no es visible pero es muy verosímilmente concordante.
- b 6. El Miembro se extiende al NW hasta la región de Munguía y al SE hasta Arrazua de Vizcaya (aproximadamente 3,5 km al SE de Guernica). Su espesor varía de 100 ó 200 metros a 500, según la importancia de los niveles volcánicos.
- b 7.
- b 8. El Miembro está reemplazado hacia el NW por la parte inferior de la Formación de Plencia y hacia el SE por la parte inferior de la de Abarcegui. Hacia el Norte está limitado por la erosión y hacia el Sur está recubierto por la parte superior de la Formación de Plencia.
- b 9. Cenomaniense medio a Turoniense (probablemente superior).
- b 10. MATHEY (este trabajo).

Formación de Céniga

1. Margas areniscosas de Céniga.
2. Formación.
3. RAT (1959) describe brevemente las «capas negras de Céniga». FEUILLÉE (1967) las nombra «margas negras de Céniga» y las describe con más detalle. MATHEY las eleva a rango de Formación en este trabajo.
4. Carretera que sube hacia el NW al barrio de Céniga a partir de la carretera local Arbacegui-Albichu. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Durango, n. 62): lat. = 43° 15' 20'', long. = 1° 08' 00''. El corte tipo no aflora nada más que parcialmente.
5. Arcillitas calcáreas y margas esquistosas de color gris oscuro con intercalación de pequeños bancos más calcáreos y/o más areniscos de 5 a 20 cm de espesor. La parte superior de la Formación es además más margosa que la parte inferior y de color gris más claro. El espesor observable del corte tipo es de algunas decenas de metros. El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos medianamente abundantes. La base de la Formación no es visible.
6. La Formación se sigue hacia el NW hasta Arbacegui y quizá incluso más lejos, pero faltan afloramientos para demostrarlo. Hacia el SE se sigue hasta aproximadamente Elgoibar. Su potencia es quizá de 100 a 200 metros.
7. Medio marino.
8. La Formación pasa lateralmente hacia el NW al Miembro inferior de la Formación de Frúniz y hacia el SE a la del collado de Azcárate.
9. Albiense superior a Cenomaniense inferior y quizá medio (p. parte).
10. MATHEY (este trabajo), según RAT (1959) y FEUILLÉE (1967).

Formación del Collado de Azcárate

1. Margas y areniscas del Collado de Azcárate.
2. Formación.
3. RAT (1959) y después FEUILLÉE (1967) describen la serie margoareniscosa del Collado de Azcárate que MATHEY eleva al rango de Formación en este trabajo.
4. Collado de Azcárate, al Norte y al Sur de la carretera local de Tolosa a Elgoibar que pasa por el puerto. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Eibar, n. 63): lat. = 43° 12' 15'', long. = 1° 19' 32''.

5. En la parte inferior: arcillitas micáceas esquistosas negras con algunos bancos de marga areniscosa o de arenisca micácea de menos de 10 cm de espesor en general. Subiendo en la Formación los bancos areniscosos son siempre poco numerosos pero más espesos (10 a 20 cm). Más arriba aún las areniscas son reemplazadas por calizas bioclásticas ligeramente areniscosas, El espesor del corte tipo es difícil de evaluar. Alcanza, quizá, un centenar de metros. El contenido fosilífero es muy pobre, salvo en las calizas bioclásticas, donde se encuentran foraminíferos bentónicos (Orbitolinas, Prealveolinas). La base de la Formación no es visible, pero parece suceder en concordancia a los depósitos supraurgonianos.
6. La Formación se sigue al NW hasta aproximadamente Elgoibar y al SE al menos hasta el valle del río Urola.
7. Medio marino.
8. La Formación está reemplazada al NW por la de Céniga. Su reemplazamiento hacia el SE no está aún estudiado.
9. Albiense superior a Cenomaniense medio (p. parte al menos).
10. MATHEY (este trabajo), según RAT (1959), FEUILLÉE (1967) y los mapas geológicos a 1:50.000 de Eibar (n. 63) y Vergara (n. 88).

Formación de Elgueta

1. Margas y calizas arcillosas de Elgueta.
2. Formación.
3. MATHEY en este trabajo eleva la serie al rango de Formación subdividida en un Miembro inferior (7 a) y un Miembro superior (7 b).
 - a. Miembro inferior.
- a 4. Carretera del puerto de Campanar a Elgueta. Coordenadas de la base del corte tipo (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Vergara, n. 88): lat. = 43° 07' 05", long. = 1° 11' 50". El afloramiento se extiende sobre 600 m, aproximadamente, a partir de este punto y en dirección de Elgueta.
- a 5. Margas arcillosas y ligeramente limosas con contralecho esquistoso, de color gris medio a oscuro. En la parte superior del corte se interestratifican con niveles de marga más calcárea o de arenisca fina micácea de 1 a 10 cm de espesor. Hay igualmente intercalaciones de algunos niveles volcánicos (coladas, brechas) de varios metros de espesor cada uno. El espesor del corte tipo es de 200 metros, aproximadamente. El contenido fosilífero está constituido por algunos foraminíferos planctónicos y por muy raras huellas de ammonites. La base del Miembro es concordante sobre los depósitos infrayantes de la Formación de Durango.

- a 6. La tectonización intensa del flanco Sur del sinclinorio de Vizcaya y la escasez de afloramientos de la base del Cretácico superior, sobre todo entre Durango y Bilbao, no permiten evaluar la extensión del Miembro y sus variaciones eventuales de espesor. Es posible que se extienda hasta Amorebieta por lo menos, hacia el NW, y hasta Vergara, por lo menos hacia el SE. Hacia el Sur desaparece por erosión; hacia el Norte queda oculto bajo el Miembro superior.
- a 7. Medio marino de cuenca.
- a 8. No se conoce el paso lateral a otros depósitos.
- a 9. Cenomaniense medio y Turoniense inferior.
- a 10. MATHEY (este trabajo).
 - b. Miembro superior.
- b 4. Sucede directamente al Miembro inferior en el mismo corte tipo. Coordenadas de la base del corte tipo (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Vergara, n. 88): lat. = $1^{\circ} 11' 56''$, longitud = $43^{\circ} 07' 18''$. Los afloramientos se extienden sobre 500 metros, aproximadamente, a partir de este punto y en dirección a Elgueta.
- b 5. Margas y calizas arcillosas de color predominante gris bastante claro y a veces rojizo en la parte superior del Miembro, en bancos de 2 a 80 cm de espesor, aproximadamente. Igualmente, intercalación de niveles volcánicos (brechas, tobas, etc.) cuyo espesor puede variar, según los niveles, de 5 cm a varios metros. La potencia del corte tipo es de 200 m, aproximadamente. El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos más o menos abundantes y por escasos foraminíferos bentónicos. El Miembro sucede progresivamente y en concordancia al Miembro infrayacente.
- b 6. Hacia el NW y el Sur el Miembro está limitado por la erosión, pero es posible que se extienda hacia el NW hasta la ría de Bilbao. Hacia el SE es posible que se extienda hasta Vergara, donde está también limitado por la erosión. Hacia el Norte desaparece bajo terrenos más recientes (Formación de Plencia).
- b 7. Medio marino de tipo cuenca.
- b 8. El Miembro está reemplazado lateralmente hacia el NW por la base de la Formación de Plencia.
- b 9. Turoniense medio a Coniaciense inferior.
- b 10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales y las de LAMOLDA.

Formación de Arbacegui

1. Margas y calizas arcillosas de Arbacegui.
2. Formación.

3. RAT (1959) y después FEUILLÉE (1967) describen brevemente las «margas y calizas de Arbacegui», que MATHEY eleva al rango de Formación en este trabajo.
4. El corte tipo comienza en la entrada norte del pueblo de Arbacegui-Guerrica, hacia el km 39 de la carretera local Zugastoitia-Lequeitio. Se sigue en el pueblo después, en su salida sudeste, a lo largo de la carretera local Arbacegui-Albichu. Termina un poco después del km 47 de esta carretera, al nivel del cementerio de Guerricaiz. Coordenadas del corte tipo (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Durango, n. 62): 1) base del corte: lat. = 43° 16' 06", long. = 1° 05' 43"; 2) techo del corte: lat. = 43° 15' 42", long. = 1° 05' 55". Además, siguiendo la carretera en dirección de Bolívar, las curvas de esta carretera vuelven a cortar de nuevo la sección tipo a diferentes niveles estratigráficos hasta la entrada oeste del pueblo de Bolívar.
5. En la parte inferior del corte tipo, margas de color gris claro a medio que pasan hacia arriba a una alternancia de margas y calizas finas y arcillosas del mismo color, en bancos de 10 cm a 1 cm de espesor. El espesor del corte tipo es de 3 a 400 m. El contenido fosilífero está constituido sobre todo por foraminíferos planctónicos con algunos escasos a muy escasos foraminíferos bentónicos. La Formación sucede en concordancia a la de Céniga.
6. La Formación se extiende hacia el NW hasta Guernica y hacia el SE hasta, aproximadamente, la carretera de Marquina-Durango. Hacia el Sur está recubierta por depósitos más recientes (Formación de Eibar) y hacia el Norte está limitada por la erosión.
7. Medio marino de cuenca.
8. Hacia el NW la Formación está reemplazada lateralmente por el Miembro superior de la Formación de Frúniz y después por la Formación de Plencia. Hacia el SE pasa lateralmente a la Formación de Barinaga.
9. Cenomaniense medio a techo del Santoniense o base del Campaniense.
10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales, RAT (1950) y FEUILLÉE (1967).

Formación de Barinaga

1. Margas, calizas arcillosas y depósitos volcánicos de Barinaga.
2. Formación.
3. MATHEY describe la serie como Formación en este trabajo.

4. Carretera de Barinaga a Eibar por el puerto de Izuba. El corte tipo comienza a la salida Sur de Barinaga y termina a 800 metros, aproximadamente, del puerto de Izuba. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Eibar, n. 63): 1) base del corte tipo: lat. = $43^{\circ} 14' 13''$, long. = $1^{\circ} 11' 40''$; 2) techo del corte tipo: lat. = $43^{\circ} 12' 50''$, long. = $1^{\circ} 12' 38''$.
5. Alternancia de margas y calizas arcillosas en bancos cuyo espesor varía desde algunos centímetros a 1 metro, aproximadamente. Intercalación de niveles volcánicos (sobre todo brechas y coladas en almohadillas) que pueden alcanzar más de 10 metros de espesor cada uno. Las margas y las calizas tienen un color generalmente gris claro y a veces rojizo en contacto con los niveles volcánicos. El contenido fosilífero está constituido sobre todo por foraminíferos planctónicos con algunos escasos foraminíferos bentónicos. La potencia de la Formación es de, aproximadamente, 1.000 metros en el corte tipo. La Formación sucede en concordancia a la del puerto de Azcárate.
6. La Formación se extiende hacia el NW hasta los alrededores de la carretera Marquina-Durango. Hacia el SE acaba por erosión entre las carreteras Azcoitia-Vergara y Zumárraga-Zumaya (al NE de Elosua). Hacia el Norte está también limitada por la erosión y hacia el Sur está recubierta por los depósitos más recientes (Formación de Eibar). Su espesor varía desde algunas centenas de metros a más de 2.000 metros, según la potencia, muy variable, de los niveles volcánicos.
7. Medio marino de cuenca.
8. La Formación está reemplazada hacia el NW por un conjunto margo-calcáreo bastante parecido (= la Formación de Arbacegui) pero sin volcanismo. Está limitada al SE por la erosión.
9. Cenomaniense medio a techo del Santoniense o base del Campaniense.
10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales y las de LAMOLDA.

Formación de Plencia

1. Flysch calcáreo-margoso de Plencia.
2. Formación.
3. LAMOLDA *et al.* (1981) describen muy brevemente el flysch que es elevado al rango de Formación por MATHEY en este trabajo.
4. El corte tipo debuta un poco al Norte de la playa de Górliz, en Astondo. Se sigue, después de una laguna de observación, más al Sur hacia el sanatorio de Górliz, después hacia el SW por el borde del mar, después Plencia hasta 5 a 600 m antes

- del lugar llamado Curcio. Este corte está muy tectonizado (pliegues y fallas). Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Guecho, n. 37): 1) base del corte: lat. = $43^{\circ} 25' 07''$, long. = $0^{\circ} 44' 15''$; 2) techo del corte: lat. = $43^{\circ} 24' 9''$; long. = $0^{\circ} 42' 53''$.
5. Alternancia de calizas bioclásticas (calcarenitas o calcilimolitas) de color gris claro a medio y con pátina amarillenta, y margas o arcillitas calcáreas del mismo color. Los bancos de caliza bioclástica tienen un espesor variable de 1 cm a 1 m. Presentan regularmente estructuras sedimentarias externas (marcas de erosión, marcas biológicas) e internas (granoclasificación, laminación, etc.) y contienen a veces lentillas de sílex. Los bancos de marga o arcillita tienen un espesor generalmente inferior a 50 ó 60 cm. Se observan también algunos bancos de caliza fina de menos de 10 cm de espesor frecuentemente. El espesor del corte tipo es difícil de evaluar a causa de la tectonización. Es, sin embargo, de varios centenares de metros (quizá 800 metros). El contenido fosilífero está constituido por algunos foraminíferos bentónicos y/o planctónicos en las calizas bioclásticas y por foraminíferos planctónicos más abundantes acompañados de radiolarios y de espículas de esponjas en las calizas finas. La Formación sucede en concordancia y progresivamente a las margas y calizas arcillosas de la Formación de Elgueta en el flanco sur del sinclinorio y al Miembro superior de la Formación de Frúniz en el flanco norte.
 6. La Formación existe en los dos flancos del sinclinorio desde el mar al NW hasta la región de Elosua el SE, al nivel de la terminación perisinclinal. Está en todas partes limitada por erosión salvo, en el flanco norte, en las regiones de Guernica, Arbacegui, Eibar, donde pasa lateralmente hacia el NE a las margas y calizas arcillosas de las Formaciones de Arbacegui y de Barinaga. La potencia de la Formación parece sensiblemente la misma (800 a 1.000 m, aproximadamente) al SE del corte tipo. Sobre el flanco sur es muy difícil de evaluar, pero es posible que sea menor que sobre el flanco norte.
 7. Medio marino. Surco de flysch orientado NNW-ESE.
 8. La Formación está en todas partes limitada por la erosión salvo en el flanco norte, en las regiones de Guernica, Arbacegui, Eibar, donde pasa lateralmente a las margas y calizas arcillosas de la Formación de Arbacegui.
 9. La Formación debuta en el Cenomaniense (quizá medio) en la región de Plencia y en el Turoniense superior o incluso Coniaciense inferior dirigiéndose hacia el SE. Acaba por todos sitios en el Santoniense terminal-Campaniense basal.

10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales, y LA-MOLDA *et al.* (1981).

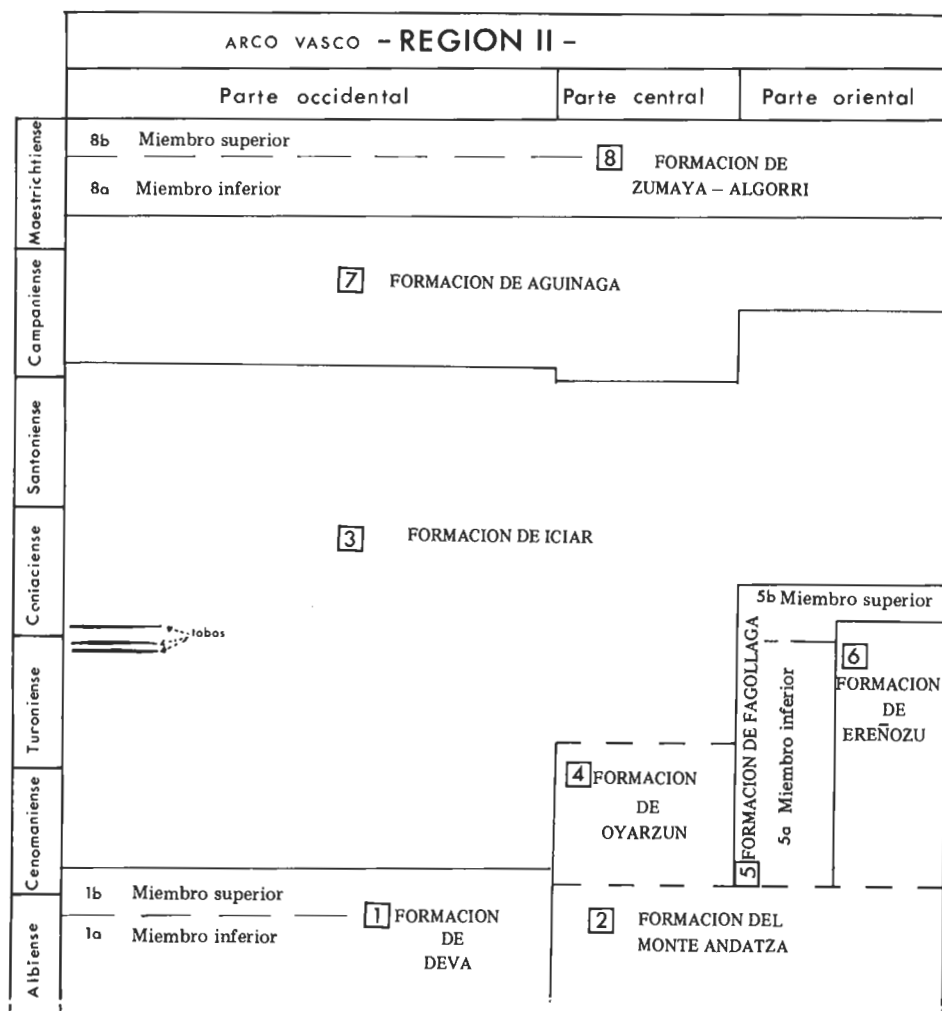
Formación de Eibar

1. Flysch arenoso-arcilloso de Eibar.
2. Formación.
3. MATHEY describe las facies como Formación en este trabajo.
4. El afloramiento del corte tipo comienza a lo largo de la carretera Barinaga-Eibar por el puerto de Izuba, aproximadamente 4 ó 5 m por encima del techo de la Formación de Barinaga. Se continúa hacia el Sur hasta el propio puerto y, a partir de allí, por el flanco sur del Monte Urco a lo largo de un pequeño sendero en dirección SW. Coordenadas (según la hoja tipográfica 1:50.000 de Eibar, n. 63): 1) base del corte: lat. = $43^{\circ} 12' 47''$, long. = $1^{\circ} 12' 47''$; 2) techo del corte: lat. = $43^{\circ} 12' 03''$, long. = $1^{\circ} 12' 22''$.
5. Alternancia regular de bancos de areniscas finas o de limolitas micáceas con cemento calcáreo de color gris medio a oscuro, con pátina ocre y de arcillitas calcáreas o margas gris oscuro frecuentemente esquistas. El espesor de los bancos varía considerablemente, desde algunos milímetros a 50 ó 60 cm. Se observan también algunos bancos de caliza fina, gris claro, generalmente de menos de 10 cm de espesor. Las areniscas y las limolitas presentan regularmente estructuras sedimentarias externas (marcas de erosión, trazas biológicas) e internas (granoclasificación, laminación).
El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos, algunos fragmentos de conchas de lamelibranquios y muy raramente foraminíferos bentónicos en las calizas finas. Las areniscas y las limolitas contienen foraminíferos sólo raramente. En localidades diferentes al corte tipo se han observado algunas conchas de lamelibranquios (*Inoceramus*) y algunas huellas de ammonites. La Formación es concordante sobre las formaciones infrayacentes.
6. La Formación es observable, aparentemente sin variación apreciable de espesor y de litología, en ambos flancos del sinclinorio de Vizcaya. La erosión ha eliminado sus facies laterales.
7. Medio marino, surco de flysch, medio probablemente abisal.
8. A consecuencia de la erosión la Formación no pasa lateralmente a ningún otro depósito de la región I. Pero se reencuentran sus facies en la región II, donde constituye la Formación de Aguinaga.

9. Campaniense inferior a Maastrichtiense inferior y quizá medio.
10. MATHEY (este trabajo).

Formación de Monte Urco

1. Margas y calizas arcillosas de Monte Urco.
2. Formación.
3. MATHEY las describe como Formación en este trabajo, con la subdivisión en un Miembro inferior (12 a) y un Miembro superior (12 b).
4. El afloramiento del corte tipo sucede al del corte tipo de la Formación de Eibar a lo largo del sendero dirigido hacia el SW que bordea el flanco sur del Monte Urco. Coordenadas (según la hoja topográfica a 1:50.000 de Eibar, n. 63): lat. = 43° 12' 03'', long. = 1° 12' 22''.
 - a. Miembro inferior.
- a 5. Margas y calizas arcillosas de color gris pálido a muy pálido, alguna vez rojizo, en bancos de 10-50 cm de espesor. Interca-lación infrecuente de bancos areniscosos o limolíticos de 1 a 3 cm de espesor. El espesor del corte tipo es de 150 a 200 m. El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos más o menos abundantes y trazas de zoophycos. El Miembro sucede en concordancia y progresivamente al flysch de la Formación de Eibar.
- a 6. La extensión del Miembro es idéntica a la de la Formación de Eibar y no parece experimentar variaciones de espesor aprecia-bles respecto al del corte tipo.
- a 7. Medio marino de cuenca.
- a 8. A causa de la erosión el Miembro no pasa lateralmente a nin-gún otro depósito de la Región I. Pero se reencuentran sus fa-cies en la Región II, donde constituyen el Miembro inferior de la Formación de Zumaya-Algorri.
- a 9. Maastrichtiense medio y superior (p. parte).
- a 10. MATHEY (este trabajo).
 - b. Miembro superior.
- b 5. Margas groseramente esquistosas de color rojo con raras inter-calaciones de bancos de areniscas finas o limolitas de 1 a 3 cm de espesor. La potencia del corte tipo es de 25 a 30 m. El con-tenido fosilífero está principalmente constituido por foraminí-feros planctónicos más o menos abundantes, algunas trazas de zoophycos y de restos de erizos. El Miembro sucede en con-cordancia al Miembro precedente y él mismo es recubierto en concordancia por las «calizas rosadas» del Danés.
- b 6. *Idem.* Miembro inferior.



CUADRO 3.6.—Unidades litoestratigráficas del Cretácico superior del arco vasco, región 2.

- b 7. Medio marino de cuenca.
- b 8. A causa de la erosión, el Miembro no pasa lateralmente a ningún otro depósito de la Región I. Pero sus facies reaparecen en la Región II, donde constituyen el Miembro superior de la Formación de Zumaya-Algorri.
- b 9. Maastrichtiense superior (p. parte).
- b 10. MATHEY (este trabajo).

3.6.4. *Región II: Introducción*

La Región II corresponde al anticlinorio de Vizcaya y más particularmente a su flanco norte, al cual quedan restringidos los depósitos del Cretácico superior. Queda limitada al SE por los Macizos Vascos (Paleozoico y Trias) de Rhune y Cinco Villas. Al Sur, al SW y al W por la zona axial del anticlinorio, donde la erosión ha eliminado todo el Cretácico superior. Queda subdividida en tres partes: oriental, central y occidental.

Los depósitos del Cretácico superior de esta región alcanzan un espesor de 2.500 m, aproximadamente. Han sido subdivididos en ocho Formaciones.

3.6.5. *Antecedentes*

Ver los de la Región I, que comprenden también los de la Región II.

3.6.6. *Unidades litoestratigráficas*

Formación de Deva

1. Flysch arenoso-arcilloso, margas y calizas areniscosas de Deva.
2. Formación.
3. GÓMEZ DE LLARENA (1958) describe y data el «flysch con septarias de Motrico». RAT (1959), VOORT (1964) más FEUILLÉE (1967) describen la misma facies bajo el nombre de «flysch negro» de Deva y también las margas y calizas areniscosas que la recubren. MATHEY en este trabajo eleva el conjunto al rango de una Formación subdividida en un Miembro inferior (= a = Miembro de la punta Aiztandi) y un Miembro superior (= b).
 - a. Miembro inferior (= Miembro de la punta Aiztandi).
- a 4. El afloramiento del corte tipo es más o menos discontinuo. Comienza en el km 46,7 de la CN 634, entre Zumaya y Deva, y se continúa a lo largo de esta carretera hasta la entrada de Deva (km 50,5). A este nivel, el corte finaliza al borde del mar en la punta Aiztandi. Coordenadas del corte tipo (según la hoja topográfica 1:50.000 de Eibar, n. 63): 1) base del corte: lat. = 43° 16' 50'', long. = 1° 21' 07''; 2) techo del corte: lat. = 43° 18' 10'', lon. = 1° 20' 35''.
- a 5. Alternancia de areniscas micáceas gris oscuro, con pátina amarilla ocre y de arcillitas esquistosas ligeramente calcáreas, negras, en bancos de algunos centímetros a 1 m de espesor.

Existen igualmente, en las arcillitas, bancos o nódulos ferruginosos. Se observa también la intercalación de varias coladas de fango que pueden alcanzar cada una varios metros de espesor. Los bancos areniscosos presentan estructuras sedimentarias externas (estructuras de erosión, trazas biológicas) e internas (granoclasificación, laminación, etc.). La potencia del corte tipo es del orden de 1.000 m. El contenido fosilífero está constituido por algunas huellas de ammonites y algunos foraminíferos bentónicos en las arcillitas y por las trazas biológicas en la base de algunos bancos areniscosos. El Miembro es más o menos discordante sobre los depósitos urgonianos.

- a 6. El Miembro es observable sobre el flanco norte del anticlinorio de Vizcaya entre Lequeitio al NW y la región de Aizarnazabal al SE. Más al NW y al S ha sido eliminado por la erosión. Más al SE y al N es recubierto por depósitos más recientes (Formación de Iciar). Su potencia varía de 1.000 a 1.500 m, sin variación litológica notable.
- a 7. Medio marino; surco flysch.
- a 8. El Miembro es reemplazado lateralmente hacia el SE y el E por la Formación del Monte Andatza.
- a 9. Albiense (y sobre todo Albiense superior)-Vraconiense.
- a 10. MATHEY (este trabajo), según RAT (1959), FEUILLÉE (1967) y el mapa geológico de Eibar a 1:50.000 (n. 63).
 - b. Miembro superior.
- b 4. Carretera nacional 634, entre Deva y Zumaya, al km 43 (= actualmente alrededor de unos 300 m al SE del nuevo mojón km 35). Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de Eibar, n. 63): lat. = 43° 16' 56", long. = 1° 22' 36".
- b 5. Margas negras con calizas arenosas un poco micáceas y rubefactadas, en bancos poco espesos o en nódulos aplastados. El espesor del corte tipo es de unos 30 m. El contenido fosilífero está constituido por numerosos foraminíferos arenáceos que se encuentran en las margas. El Miembro sucede en concordancia al Miembro inferior de la misma Formación.
- b 6. Idéntica extensión que el Miembro inferior; sin variaciones notables de espesor en relación al del corte tipo.
- b 7. Medio marino de cuenca.
- b 8. El Miembro es reemplazado lateralmente hacia el Este por la parte superior de la Formación de Andatza y quizá también por la base de la Formación de Oyarzun.
- b 9. Vraconiense a Cenomaniense inferior (p. parte al menos).
- b 10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE (1967).

Formación del Monte Andatza

1. Areniscas y conglomerados del Monte Andatza.
2. Formación.
3. CAMPOS (1979) describe la serie del Monte Andatza como parte superior del complejo supra-urgoniano. MATHEY la eleva al rango de Formación en este trabajo.
4. El afloramiento del corte tipo comienza en la cima del Monte Andatza (cota 562) y se continúa por el flanco norte del Monte, en dirección al valle del río Oria. Coordenadas (según el mapa topográfico a 1:50.000 de San Sebastián, n. 64): 1) base del corte: lat. = 43° 14' 48", long. = 1° 36' 45"; 2) techo del corte: lat. = 43° 15' 14", long. = 1° 36' 53".
5. Areniscas gruesas con matriz limo-arcillosa de color amarillo o rojizo, en bancos de 1 m de espesor, interestratificadas con niveles delgados de limolitas o de arcillitas calcáreas. Interestratificaciones asimismo de lentejones de conglomerado con matriz limolítico-arcillosa que pueden alcanzar 2 m de espesor cada uno. La potencia del corte tipo es de unos 300 m. El contenido fosilífero es aparentemente nulo. La Formación aparece en concordancia sobre los depósitos subyacentes.
6. Al nivel del corte tipo la Formación está limitada por la erosión a una banda de 2 km de largo por 1 km de ancho en el núcleo del sinclinal del Monte Andatza. Lateralmente se hace más arenoso-arcillosa y netamente menos conglomerática. Su espesor se reduce también (100 m?).
7. Medio deltaico?
8. La Formación es reemplazada lateralmente, hacia el NW, por el Miembro superior de la Formación de Deva.
9. Albiense y probablemente también Cenomaniense inferior, con posibilidad de lagunas estratigráficas.
10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE (1967) y sobre todo CAMPOS (1979).

Formación de Iciar

1. Margas y calizas arcillosas de Iciar.
2. Formación.
3. RAT (1959) y después FEUILLÉE (1967) describen y datan las calizas y margas de la región de Iciar que son elevadas al rango de Formación por MATHEY en este trabajo.
4. Borde de la carretera nacional 634 entre Deva y Zumaya, en dirección Zumaya. El corte tipo comienza algunas decenas de metros más adelante al mojón actual del km 35 y se termina unos 400 m después del mojón del km 34. Coordenadas (según

la hoja topográfica a 1:50.000 de Eibar, n. 63): 1) base del corte tipo: lat. = 43° 16' 56'', long. = 1° 22' 36''; 2) cima del corte tipo: lat. = 43° 16' 38'', long. = 1° 23' 14''.

5. Margas y calizas arcillosas gris claro, en bancos de algunos centímetros a 1 m de espesor. En la parte inferior de la Formación se observa la intercalación de algunos bancos de toba volcánica verde pálida de menos de 10 cm de espesor cada uno. El espesor del corte tipo es de 250 m, aproximadamente. El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos más o menos abundantes y muy escasos foraminíferos bentónicos. La sucesión sucede en concordancia a las de Oyarzun y Fagollaga.
6. La Formación queda limitada por la erosión inmediatamente al Oeste del corte tipo. Hacia el Sur lo está igualmente por la erosión y hacia el Norte está recubierta por los depósitos más recientes de la Formación de Aguinaga. Hacia el Este se extiende hasta la región de Irún sin variación notable de espesor, pero con algunas variaciones de facies que consisten, hacia Irún, en la existencia local de colores rojos para las margas y las calizas arcillosas y en la intercalación de algunos lenticiones de calizas bioclásticas o de microconglomerados de espesor centimétrico a decimétrico.
7. Medio marino de cuenca.
8. La parte inferior de la Formación pasa lateralmente, hacia el SE, a las Formaciones de Oyarzun y Fagollaga y después las recubre. Hacia el Este es reemplazada, en Francia, por las calizas de Behobia.
9. En la parte occidental la Formación comienza en el Cenomaniense, probablemente medio. En la parte oriental no comienza hasta el final del Cenomaniense-comienzo del Turoniense, sobre la Formación de Oyarzun, e incluso en el Coniaciense (inferior?) más al SE, sobre la Formación de Fagollaga. Termina en el Santoniense superior-Campaniense inferior en la parte central (región de Zarauz), en el Campaniense inferior en la parte occidental y en el Campaniense probablemente superior en la parte oriental.
10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales, y RAT (1957), FEUILLÉE (1967) y LAMOLDA *et al.* (1979).

Formación de Oyarzun

1. Margas y arcillitas calcáreas de Oyarzun.
2. Formación.

3. FEUILLÉE (1967) y posteriormente CAMPOS (1979) describen la facies que es elevada al rango de Formación por MATHEY en este trabajo.
4. Pequeño sendero que conduce a la granja Uzquida, situado al Norte de la pequeña carretera que une la CN 1 a la carretera local de Irún a Oyarzun. Coordenadas (según la hoja topográfica de San Sebastián a 1:50.000, n. 64): lat = 43° 18' 57", long. = 1° 49' 44".
5. Margas y arcillitas calcáreas ligeramente arenosas de color gris medio y con contraledo esquistoso. Aparecen en lechos de 10 a 80 cm de grosor separados por bancos continuos o nódulos alineados de caliza fina de 5 a 25 cm de grosor. La potencia del corte tipo es de unos 50-100 m, en afloramiento discontinuo. El contenido fosilífero está representado por foraminíferos planctónicos en las margas y las calizas y por fucoides en las calizas. La Formación es concordante sobre los depósitos subyacentes.
6. La escasez de afloramientos permite simplemente constatar que la Formación existe hacia el Oeste, hasta Usúrbil al menos, y que no sobrepasa apenas el corte tipo hacia el Este.
7. Medio marino de cuenca.
8. Hacia el Oeste la Formación está reemplazada lateralmente y posteriormente recubierta por la de Iciar. Hacia el Sur es reemplazada lateralmente por la base de la Formación de Fagollaga. Hacia el Este, la ausencia de afloramientos hasta la frontera no permiten juzgar los pasos laterales de facies.
9. Cenomaniense al menos medio y superior y quizá también base del Turoniense.
10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales, FEUILLÉE (1967) y CAMPOS (1979).

Formación de Fagollaga

1. Calizas bioclásticas y conglomerados de Fagollaga.
2. Formación.
3. FEUILLÉE y SIGAL (1965) y después CAMPOS *et al.* (1979) describen los depósitos del flanco norte del Domo de Fagollaga. MATHEY los eleva en este trabajo al rango de Formación subdivididos en dos Miembros: inferior (5 a) y superior (5 b).
4. Cantera abandonada a la salida Sur del pueblo de Fagollaga, en el lado Este de la carretera local Hernani-Pamplona. Coordenadas (según la hoja topográfica a 1:50.000 de San Sebastián, n. 64): lat. = 43° 14' 55", long. = 1° 44' 16".

- a. Miembro inferior.
- a 5. Calizas bioclásticas (calcarenitas) ligeramente arenosas, de color gris medio, en bancos masivos de espesor decimétrico a métrico. La potencia observable del Miembro es de una decena de metros, pero es muy probable que alcance al menos 15 m. El contenido fosilífero está constituido por algunos foraminíferos planctónicos y/o bentónicos. El Miembro es concordante sobre la Formación del Monte Andatza.
- a 6. A causa de la ausencia de afloramiento la extensión lateral del Miembro no es observable.
- a 7. Medio marino de borde de cuenca.
- a 8. Hacia el NW el Miembro es reemplazado lateralmente por la Formación de Oyarzun y después, más alto estratigráficamente, por la de Iciar. Hacia el SE pasa muy rápidamente a la Formación de Ereñozu.
- a 9. Cenomaniense al menos medio y superior a Coniaciense (p. parte).
- a 10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE y SIGAL (1965) y CAMPOS *et al.* (1979).
- b. Miembro superior.
- b 5. Calizas bioclásticas (calcarenitas finas y calcilutitas) y calizas arcillosas de color gris medio, en bancos de 1-2 cm a 1 m de espesor que alternan a veces con niveles de arcillitas calcáreas esquistosas de algunos centímetros de espesor. Las calcarenitas contienen a veces nódulos de sílex. En la serie se intercalan también, a diferentes niveles, lentejones de conglomerados cuyo espesor varía, según los casos, desde algunos centímetros a 2 metros. El espesor del corte tipo es de 40 m. El contenido fosilífero está constituido por algunos foraminíferos, sobre todo planctónicos y más raramente bentónicos, en las calizas bioclásticas y a veces también en la matriz y en los cantos de los conglomerados. El Miembro es concordante sobre el Miembro inferior.
- b 6. A causa de la ausencia de afloramiento la extensión lateral del Miembro no es observable.
- b 7. Medio marino de borde de cuenca.
- b 8. El Miembro es reemplazado lateralmente hacia el NW, sin duda bastante rápidamente, por la Formación de Iciar, que lo recubre después. Este recubrimiento es observable en la cima del corte tipo. Hacia el SE este Miembro reemplaza lateralmente y recubre posteriormente la parte superior de la Formación de Ereñozu. Más al SE aún, el Miembro es a su vez recubierto por el cabalgamiento del Paleozoico del Macizo de Cinco Villas.

- b 9. Quizá todavía Turoniense superior en la base del Miembro y después Coniaciense inferior (p. parte).
- b 10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE y SIGAL (1965) y CAMPOS *et al.* (1979).

Formación de Ereñozu

1. Conglomerados de Ereñozu.
2. Formación.
3. FEUILLÉE y SIGAL (1965) y posteriormente CAMPOS *et al.* (1979) describen los depósitos que son elevados al rango de Formación por MATHEY en este trabajo.
4. Entrada norte al pueblo de Ereñozu, en el lado este de la carretera local Hernani-Pamplona. Coordenadas (según la hoja topográfica a 1:50.000 de San Sebastián, n. 64): lat. = 43° 14' 37", long. = 1° 44' 44".
5. Conglomerados poligénicos con elementos de talla muy variable (algunos milímetros a 2 metros) y formando bancos o lentejones de 0,5 a 12 m de espesor que están a veces separados por lechos delgados de arcillitas de algunos centímetros de espesor. La potencia del corte tipo es de 15 a 20 metros. La matriz arcilloso-calcárea de los conglomerados contiene a veces foraminíferos planctónicos. Los elementos conglomeráticos contienen, según su edad, restos de ammonites y belemnites (elementos jurásicos) o de foraminíferos planctónicos (elementos cretácicos). La Formación aparece en concordancia sobre la del Monte Andatza.
6. La Formación no aflora nada más que en el corte tipo.
7. Medio marino de borde de cuenca.
8. La Formación es reemplazada lateralmente, hacia el NW, por la de Fagollaga. Hacia el SE está enmascarada por el cabalgamiento del Macizo paleozoico de Cinco Villas.
9. Cenomaniense a Coniaciense inferior (p. parte).
10. MATHEY (este trabajo), según FEUILLÉE y SIGAL (1965) y CAMPOS *et al.* (1979).

Formación de Aguinaga

1. Flysch arenisco-arcilloso de Aguinaga.
2. Formación.

3. MATHEY la describe como Formación en 1981.
4. El corte tipo está situado a lo largo de la CN 634 entre la salida Oeste de Usúrbil y el barrio de Zaricola. Coordenadas (según la hoja topográfica a 1:50.000 de San Sebastián, n. 64): 1) base del corte tipo: lat. = $43^{\circ} 16' 22''$, long. = $1^{\circ} 38' 07''$; 2) techo del corte tipo: lat. = $43^{\circ} 16' 55''$, long. = $1^{\circ} 35' 36''$.
5. Areniscas y limolitas micáceas de color gris medio y con pátina ocre amarillenta, en bancos de algunos milímetros hasta unos 50 cm de espesor que alternan con bancos del mismo espesor de arcillitas calcáreas esquistosas de color gris medio a oscuro. Se observa también la intercalación de algunos bancos de caliza fina gris claro a medio, frecuentemente de menos de 10 cm de espesor. Igualmente, en la parte inferior del corte tipo, intercalaciones de olistostromas de 1 m de espesor. Los bancos de areniscas y de limolitas presentan regularmente estructuras sedimentarias externas (marcas de erosión, trazas biológicas) e internas (granoclasificación, laminación, etc.). La potencia del corte tipo es de 1.500 m, aproximadamente.
El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos medianamente a bastante abundantes y de foraminíferos bentónicos, poco abundantes, en las calizas finas. Las areniscas y limolitas contienen algunos foraminíferos planctónicos y/o bentónicos, algunas huellas o moldes de ammonites y de lamelibranquios y trazas biológicas variadas y más o menos abundantes en el muro de los bancos.
La Formación sucede en concordancia y progresivamente a la de Iciar por una facies margo-areniscosa.
6. La Formación es observable desde Hendaya al Este, donde su potencia es de algunas decenas de metros solamente hasta la región costera entre Zumaya y Deva, al Oeste, donde está limitada por la erosión. Hacia el Sur está igualmente limitada por la erosión y hacia el Norte está recubierta por los depósitos más recientes de la Formación Zumaya-Algorri.
7. Medio marino probablemente abisal; surco de flysch.
8. La Formación está reemplazada lateralmente hacia el Este (costa vasco-francesa) por margas y calizas arcillosas. Hacia el SW, en el sinclinorio de Vizcaya (región I), la facies flysch que la constituye existe y tiene el nombre de Formación de Eibar.
9. La Formación comienza al final del Santoniense o al principio del Campaniense en la parte central (región de Aya). Comienza en el Campaniense inferior en la parte occidental. Se termina en el Maastrichtiense inferior o medio (?).
10. MATHEY (este trabajo).

Formación de Zumaya-Algorri

1. Margas y calizas arcillosas de Zumaya-Algorri.
2. Formación.
3. La facies está datada por HERM (1963) y brevemente descrita por LAMOLDA *et al.* (1981). MATHEY la eleva en este trabajo al rango de Formación, subdividida en un Miembro inferior (8 a) y un Miembro superior (8 b).
4. Punta Algorri, en la costa, inmediatamente al sur de la playa de San Telmo a Zumaya. Coordenadas (según la hoja topográfica a 1:50.000 de Eibar, n. 63): lat.=43° 17' 55", long.=1° 25' 23".
 - a. Miembro inferior.
- a 5. Margas y calizas arcillosas de color gris bastante claro a gris verde pálido y a veces rojizo, en bancos de algunos centímetros a 50 cm de espesor. Intercalación de algunos bancos areniscosos de algunos centímetros de espesor solamente. La potencia del corte tipo es de unos 200 m. El contenido fosilífero está constituido sobre todo por foraminíferos planctónicos bastante abundantes. Se encuentran también foraminíferos bentónicos poco abundantes y algunas huellas de ammonites, lamelibranquios (*Inoceramus*) y zoophicos. El Miembro es concordante sobre la Formación de Aguinaga a la cual sucede progresivamente por disminución del número de bancos areniscosos y de su espesor medio.
- a 6. El Miembro está limitado por la erosión inmediatamente al Oeste y al Sur del corte tipo. Hacia el Norte está recubierto por los depósitos del Miembro superior. Hacia el Este se extiende desde el corte tipo hasta la frontera franco-española sin variaciones apreciables de potencia.
- a 7. Medio marino de cuenca.
- a 8. Hacia el ENE, en la costa vasco-francesa, el Miembro está reemplazado por una facies margo-caliza más o menos semejante, pero un poco menos potente. Hacia el SW, en el sinclinatorio de Vizcaya (Región I), se continúa por una facies margo-caliza que constituye el Miembro inferior de la Formación del Monte Urco. Hacia el Oeste se reencuentra un pequeño afloramiento aislado en Laredo.
- a 9. Maastrichtiense inferior o medio (?) a superior (p. parte).
- a 10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales, y HERM (1963), LAMOLDA *et al.* (1978), LAMOLDA *et al.* (1981) y hojas geológicas al 1:50.000 de Eibar (n. 63) y de Castro-Urdiales (n. 36).
 - b. Miembro superior.
- b 5. Margas esquistosas de color rojo en bancos de 10 cm a 1,5 m de espesor, separadas por lechos o lentejones de caliza arenosa o limosa de menos de 2 cm de espesor. La potencia del corte

tipo es de 30 metros. El contenido fosilífero está constituido por foraminíferos planctónicos bastante abundantes, raros foraminíferos bentónicos y algunas huellas de ammonites. El Miembro es concordante sobre el Miembro inferior de la Formación de Zumaya-Algorri.

- b 6. La misma extensión que el Miembro inferior, sin variaciones sensibles de potencia. Hacia el Norte está recubierto en concordancia por la base del Paleoceno.
- b 7. Medio marino de cuenca.
- b 8. Hacia el ENE, sobre la costa vasco-francesa, el Miembro es reemplazado por una facies margo-caliza más o menos semejante a él. Hacia el SW, en el sinclinorio de Vizcaya (Región I), se continúa por una facies margosa roja que constituye el Miembro superior de la Formación del Monte Urco. Hacia el Oeste se reencuentra en un pequeño afloramiento aislado en Laredo.
- b 9. Maastrichtiense superior (p. parte).
- b 10. MATHEY (este trabajo), según observaciones personales, y HERM (1963), LAMOLDA *et al.* (1978), LAMOLDA *et al.* (1981) y hojas geológicas a 1:50.000 de Eibar (n. 63) y de Castro-Urdiales (n. 36).

3.7. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía

Los argumentos paleontológicos en los que se basa la datación del Cretácico vasco-cantábrico varían en calidad y abundancia tanto como las rocas en las que aparecen. Litologías carbonatadas junto a terrígenas y medios marinos junto a continentales explican las grandes desigualdades que caracterizan el apartado bioestratigráfico. Así, algunos pisos están razonablemente bien identificados por zonas de Ammonites, Foraminíferos planctónicos y/o asociaciones de fósiles marinos. La caracterización de otros, representados por asociaciones fosilíferas de medios de transición y/o continentales, o por intervalos azoicos, resulta, sin embargo, más problemática. El resultado final de la síntesis efectuada se muestra en forma de cuadros, los cuales están compuestos por diversas columnas correspondientes a los autores de los que procede la información paleontológica.

Los pisos Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense se presentan conjuntamente, dado que el carácter predominantemente no marino y terrígeno de sus materiales determina una notable pobreza en fósiles. El cuadro 3.7 muestra las asociaciones paleontológicas de las formaciones del dominio peri-asturiano, así como las diferencias de opinión existentes sobre su significado cronoestratigráfico. El cuadro 3.8 recoge los fósiles más importantes de las formaciones del arco vasco. El Aptiense (cuadro 3.9) está caracterizado por una gran abundancia de fósiles marinos, pero ante la escasez de Ammonites y

AUTORES				UNIDADES LITO- ESTRATIGRAFICAS	F O S I L E S
P. RAT (1962)	RAMIREZ DEL POZO (1969)	BRENNER (1976)	FUJALTE (1977)		
	Barremiense	Barremiense	Barremiense	b	Azoico
Barremiense			Hauteriviense	FM. DE VEGA DE PAS	Unio valdensis, Corbula striatula, Paludina cf. fluviorum (=Viviparus), Glaucania strobiliformis (=Caecosteph.), Dacrydium legumella, Martinioceras fittoni, Neocytheridea bononiensis bononiensis, Paracyprideis, Restos de vertebrados, pisadas de reptiles.
Hauteriviense		Hauteriviense	Hauteriviense	a	
	Valanginiense superior		Valanginiense	FM. DE BARCENA MAYOR	Azoico
Valanginiense		Valanginiense	Valang. sup.		
	Valanginiense inferior y medio	Valanginiense	Valang. inf.		
			Berriassense (sensu anglico)	FM. DE LOMA SOMERA	Ostreidos, Briozoos, espongiarios, Crinoideos, algas coralinas, Trocholina cf. alpina, Neotrocholina, Lenticulina.
Turbeckiense	Berriassense	Berriassense	Tifónico	FM. DE AROCO	Anchispiriocyclina lusitánica, Macrodonia mediotriata, Paracypris armatilis, Soubiraculoypis trapezoides, Bivalucioypis foveoli, Cytheropteron, Cyprina oblonga, Cyprida triverna, C. tamaris, C. valdensis praecursor, C. altissima, C. angulata, C. dunkeri.
		Portlandiense		FM. DE SAJA	
				ARCERA AGUILAR*	Azoico Characeas, Ostrácosos, Gasterópodos, etc.
				Jurásico marino (Callovienne in- ferior y medio)	Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranchios.

* RAT (1962), RAMIREZ DEL POZO (1969), BRENNER (1976) (pro parte) y SALOMON (1980) consideran a la Fm. de Aguilar equivalente lateral de la Fm. de Aroco, asignándola al Berriassense. FUJALTE (1979) la sitúa en una posición estratigráfica más baja, atribuyéndola al Jurásico superior.

CUADRO 3.7.—Caracterización bioestratigráfica y ensayos de correlación cronoestratigráfica del Berriassense-Barremiense del dominio pertasturiano.

ANTICLINORIO DE BILBAO		SIERRA DE ARALAR		
Unidad lito-estratigráfica	Fósiles (1)	Unidades lito-estratigráficas	Fósiles de interés bioestratigráfico. (2)	Principales fósiles de facies. (2)
FORMACION DE VILLARO (Bertiensiense?-Barremiense) d c b a	<i>Eragyna tuberculifera</i>	d		<i>Astarte</i> <i>Eragyna</i> <i>Plicatula</i>
	<i>Glaucónia</i> <i>Majungaelia</i> <i>Trochammina</i> <i>Haplophragmoides</i> <i>Cyrena</i>	FM. DEL PUERTO DE ARALEGUI (Valanginien- se?-Barremien se).	c A <i>topochara trivolv</i> is	Characeas r
	<i>Leda</i> , <i>Mytilus</i> Ostrácos		Azoico	Azoico
	<i>Glaucónia</i>	a		<i>Paludina</i> (= <i>Viviparus</i>) r
(1) Según RAMIREZ DEL POZO (1969-73)		FM. DEL VALLE DE ATA (Portlandien- se-Valanginien se?).	<i>Cioffatella</i> cf. <i>decipiens</i> a <i>Atopochara trivolv</i> is	Serpulas
(2) Según FLOQUET et al. (1972)			<i>Cioffatella</i> cf. <i>decipiens</i> r <i>Echinochara spinosa</i> <i>Plicatellochara harissi</i> <i>Perimestre horrida</i> <i>Ciavator reidi</i>	Characeas
a= abundante r= raro		a		
		JURASICO MARINO (Kimmeridgiense)	<i>Conicos piriúlina bastien-</i> <i>sis</i> <i>Alveosepta jaccardi</i> <i>Picnella pygmaea</i>	

CUADRO 3.8.—Caracterización bioestratigráfica del Bertiensiense-Barremiense del arco vasco.

A P T I E N S E

WIDMANN (1965)		COLLIGNON, PASCAL, FEYBES y MEY (1979) (región de Santander)		SCHROEDER (1963) (Bados, Navarra)		RAMÍREZ DEL POZO (1969)		DUBOIS, FLOQUET y HENRI (1972) (Bados, Navarra)		GARCIA-MONDEJAR y PASCAL (1978); GARCIA-MONDEJAR (1979) (Sm. R. Vasco-Cant.)	
Aptien IV + III		Pseudoceras santanderensis Polycornites verneuili Sphaerulites sp.		Simploritolina conulus		Simploritolina conulus Orbitolina (N) texana Orbitolina (N) texana madereri		Simploritolina manasi Pseudochofatella cuvieri		Mesorbitolina minuta	
III		Epicheloniceras tschernyschewi Epich. gracile rugatum		Simploritolina manasi		Simploritolina manasi Orbitolina (N) texana Sabaudia minuta Haplophragmoides greigi Coskinolinella daguini		?		Epicheloniceras tschernyschewi Mesorbitolina parva Hedbergella infractata	
II		Chelonicerat (Epicheloniceras) gracile		Orbitolinopsis simplex Orbitolina (N) lotzei Orbitolina (N) texana parva Palorbitolina lenticularis		Orbitolinopsis simplex		Orbitolinopsis simplex		Iraia simplex Orbitolinopsis buccifer Orbitolinopsis debelmasi Praeorbitolina lotzei "Simploritolina" praesimplex	
Aptien I		Dehayesites weisi D. consobrinus D. cf. dehayesi Pseudosynella cf. rarensis Toucasia Toucasitoides furticiformis T.n.sp.nff. royerianus		Palorbitolina lenticularis Dehayesites forbesi Prodehayesites fissicostatus.		Palorbitolina lenticularis Praeorbitolina corwyi Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei Orbitolinopsis kiliani Choffatella decipiens		Dehayesites Palorbitolina lenticularis Choffatella decipiens		Roloboceras Palorbitolina lenticularis Choffatella decipiens Praeorbitolina corwyi	

CUADRO 3.9.—Caracterización bioestratigráfica y cronoestratigráfica del Aptien.

WIEDMANN (1965)				WIEDMANN y KAUFFMAN (1977)		ALBIENSE		RAMÍREZ DEL POZO (1969, 1971, 1972)		DUVERNOIS, FLOQUET, HUM- BEL (1972) (Madoz, Navarra)		GARCÍA-MONDEJAR y PASCAL (1978); GARCÍA-MONDEJAR (1979), SW R. Vasco-Cant.	
V	(VRACONIENSE)	Scoliz- asia dispar	Paraturrites quadritubercul- atus.	Pervinqueria (P) fallax	(Orbitolina texana aperta)	Orbitolina (M) texana aperta	Pacellina subcretacea Orbitolina concava qa- tarica	Archaeolithothamnium rude Paraphyllum primaevum Kymalithon belgicum	Archaeolithothamnium rude Agardhiellopsis cretacea Hensonina lenticularis Orbitolina concava Mesorbitolina aperta Orbitolina cf. conica Neorbitolinopsis conulus	Marinella lugeoni Paraphyllum amphiroforme Archaeolithothamnium rude Agardhiellopsis cretacea Hensonina lenticularis Orbitolina concava Mesorbitolina aperta Orbitolina cf. conica Neorbitolinopsis conulus			
IV		Pervinqueria (P) inflata			Ticinella roberti								
III		Hysterocheras orbigny											
II		Mojisoviczia remota											

CUADRO 3.10.—Caracterización bioestratigráfica y cronoestratigráfica del Albiense.

CENOMANIENSE

WIEDMANN y KAUFFMANN (1977)		FEUILLÉE (1967)		RAMÍREZ DEL POZO (1969); CARRERAS-SUÁREZ y RAMÍREZ DEL POZO (1971).	
SUPERIOR	VII. Metoicoceras geslinianum	Rotalipora reichei		R. reichei	
	VI. Metoicoceras muelleri	R. appenninica		R. turonica thomei	
	V. Calyoceras (lotzeites) lotzei + Neolobites vibryanus.	R. cushmani-turonica		R. cushmani	
	IV. Eucalyoceras spathi	Praeglobotruncana stephani		R. turonica	
MEDIO		Thalvanninella brotzeni		R. greenhornensis	
		R. brotzeni		Praeglobotruncana	
				Praealveolina	
INFERIOR	III. Euomphaloceras cunningtoni.	R. appenninica		R. appenninica	
	II. Mantelliceras mantelli	Thalvanninella ticinensis		Hedbergella washitensis	
	I. Craysonites + Hypoturrillites mantelli.	Praealveolina		Praealveolina	
				Orbitolina conchava	
				Orbitolina conchava	

CUADRO 3.11.—Caracterización bioestratigráfica y cronoestratigráfica del Cenomaniense.

CAMPANIENSE		MAASTRICHTIENSE	
SUPERIOR	WIEDMANN (1964)	RAMÍREZ DEL POZO (1969) CARRERAS-SUÁREZ Y RAMÍREZ DEL POZO (1971)	RAMÍREZ DEL POZO (1969)
	Delawarella Maorites Neotrioceras Pachydiscus colligatus	Orbitoides tissoti Siderolites vidali Bolivina ex. gr. incrassata Neoflabellina praereticulata Globotruncana calcarata Pseudovalvulineria monterei- lensis. Globotruncana ventricosa G. elevata elevata Bolivinoides strigillata Ramulina aculeata Citharina navarroana Spiroplectamina longa Neoflabellina rugosa Fronicularia cf. archiaciana Cibicides excavata Bolivinoides draco miliaris Pseudovalvulineria clementiana	Orbitoides media Lepidorbitoides socialis Siderolites calcitrapoides S. olaztiensis Omphalocyclus macroporus Clypeorbis mammillata Hellenocyclina beotica Nummofallotia cretacea Globotruncana contusa G. elevata stuartiformis G. lapparenti obliqua G. caliciformis Stensiónina pommerana Bolivinoides draco draco Bolivina incrassata gigantea Rugoglobigerina rugosa Racemigumbellina fructicosa Globigerinoides mesinae mesinae
INTERIOR			

CUADRO 3.14.—Caracterización bioestratigráfica y cronoestratigráfica del Campaniense y Maastrichtiense.

Foraminíferos planctónicos se utilizan los Foraminíferos bentónicos y las asociaciones de diversos taxones como base de datación. Parecido es el caso del Albiense (cuadro 3.10), si bien a partir del Albiense medio la gran abundancia de Ammonites posibilita una biozonación mediante estos cefalópodos. Para todo el Cretácico superior (cuadros 11 a 14) se han podido establecer biozonas de Ammonites, constituyéndose éstas así en la base principal de datación. Paralelamente, la riqueza en Foraminíferos planctónicos ha permitido también biozonaciones en algunos pisos, tanto a través de series filogenéticas como mediante asociaciones diversas. Un detalle que merece la pena resaltar, finalmente, es la presencia de Ammonites datadores en el Maastrichtiense de la zona costera, caso único en el Cretácico de la Península Ibérica.

ADENDA: Distribución de foraminíferos en el Cretácico superior del arco vasco.

3.8. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general

La situación y características de los ambientes sedimentarios que existieron en la región vasco-cantábrica a lo largo del Cretácico, están reflejados en la colección de mapas paleogeográficos de la Península Ibérica que se presentan en otro capítulo de esta monografía. Desde el comienzo del Cretácico hasta el Barremiense la sedimentación se realiza en condiciones no marinas, predominando las facies terrígenas continentales en el Oeste (dominio periasturiano) y las arcilloso-carbonatadas de ambientes intermedios en el centro y Este (arco vasco). Hacia el final del Barremiense comienza el restablecimiento de las condiciones marinas que van a dar origen al episodio urgoniano, caracterizado por la aparición de plataformas carbonatadas de rudistas, que persistirán más o menos desarrolladas hasta el Albiense superior. La sedimentación marina-carbonatada se va implantando en el transcurso del Aptiense inferior y alcanza su máximo desarrollo en el Aptiense superior-Albiense inferior, con la proliferación de modelos de plataforma-cuenca que reflejan diferencias notables de batimetría en el fondo marino. Las llegadas de terrígenos no se interrumpen en ningún momento, inundando amplios espacios en algunas etapas a causa de pulsaciones tectónicas que afectan al área fuente. A partir del Albiense superior se produce una reducción notable del área de sedimentación arrecifal, coincidiendo con la llegada masiva de aportes terrígenos que, en la mitad norte del arco vasco, determinan el relleno de un primer surco flysch, al que se asocian las primeras manifestaciones magmáticas sinsedimentarias.

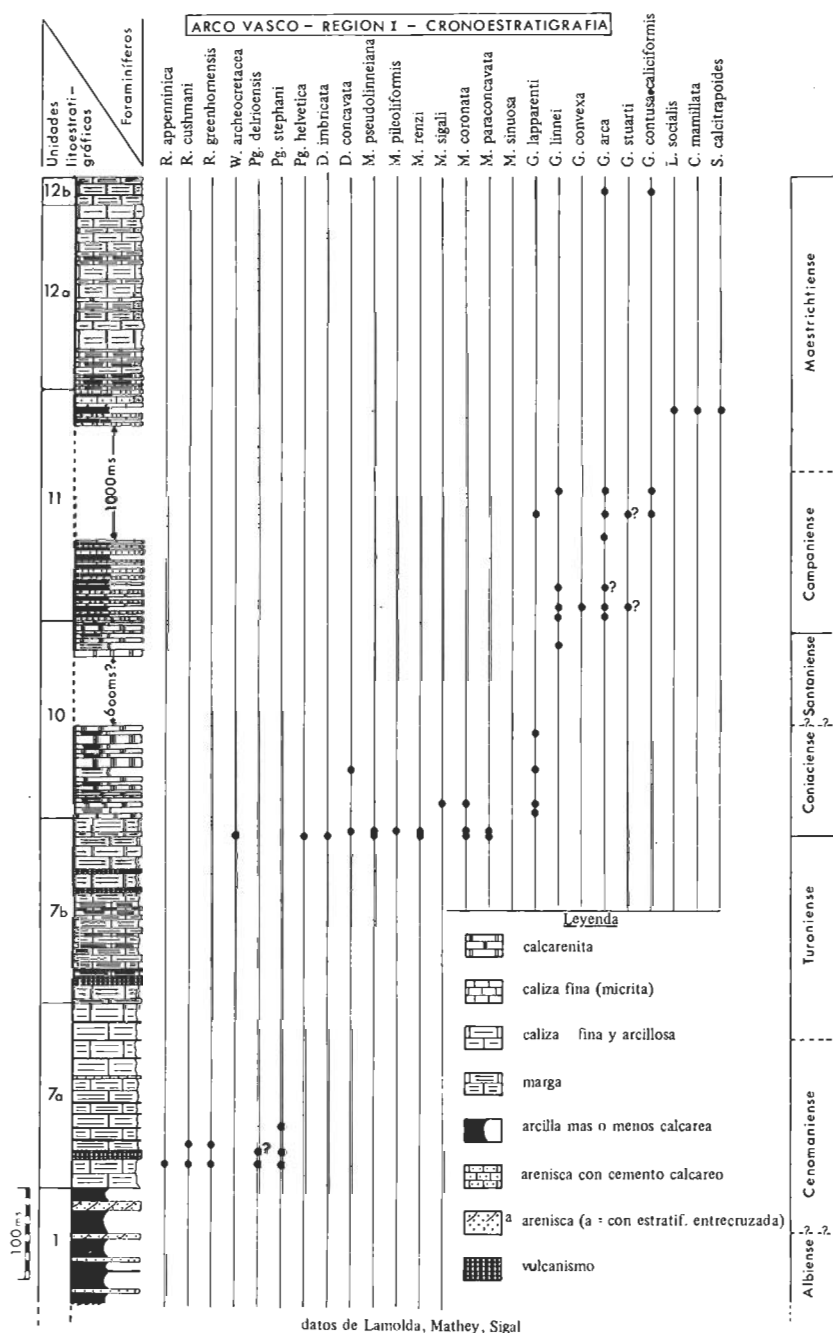


FIG. 3.6.—Sucesión litoestratigráfica y distribución de foraminíferos en el Cretácico superior del arco vasco, región I.

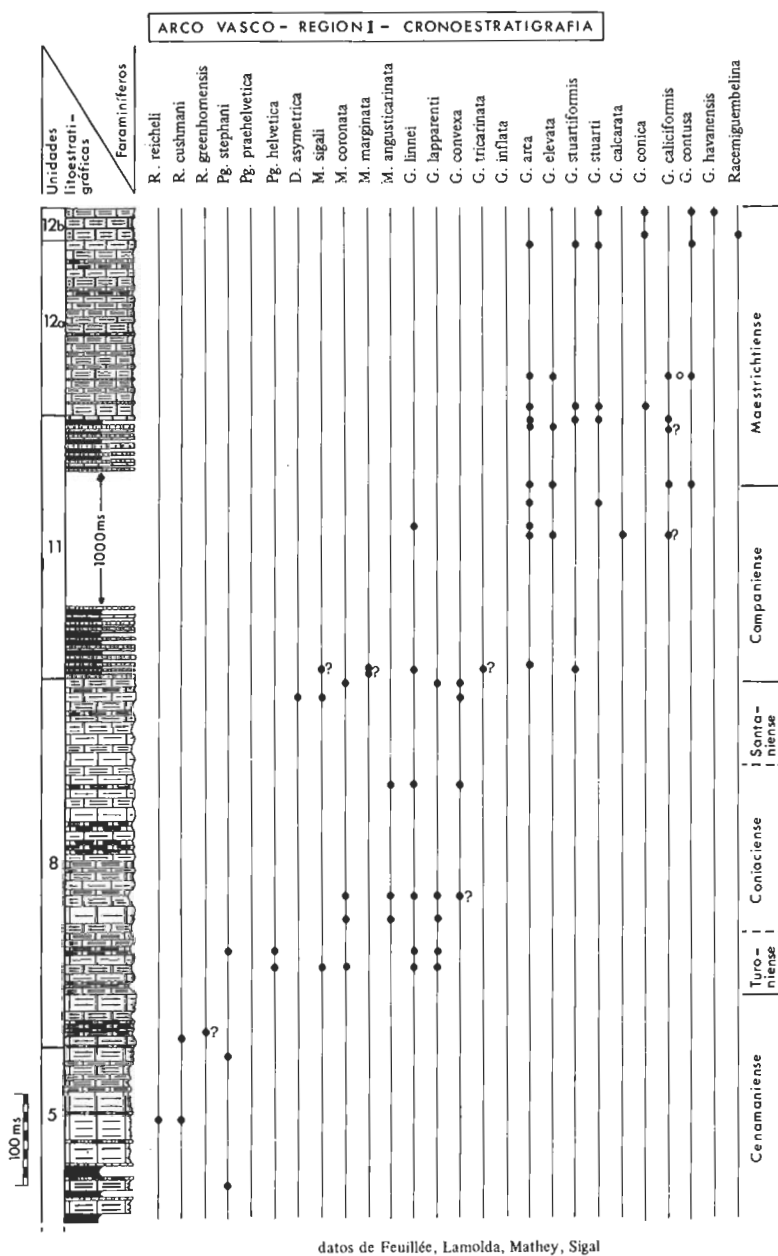


FIG. 3.7.—Sucesión litoestratigráfica y distribución de foraminíferos en el Cretácico superior del arco vasco, región 1.

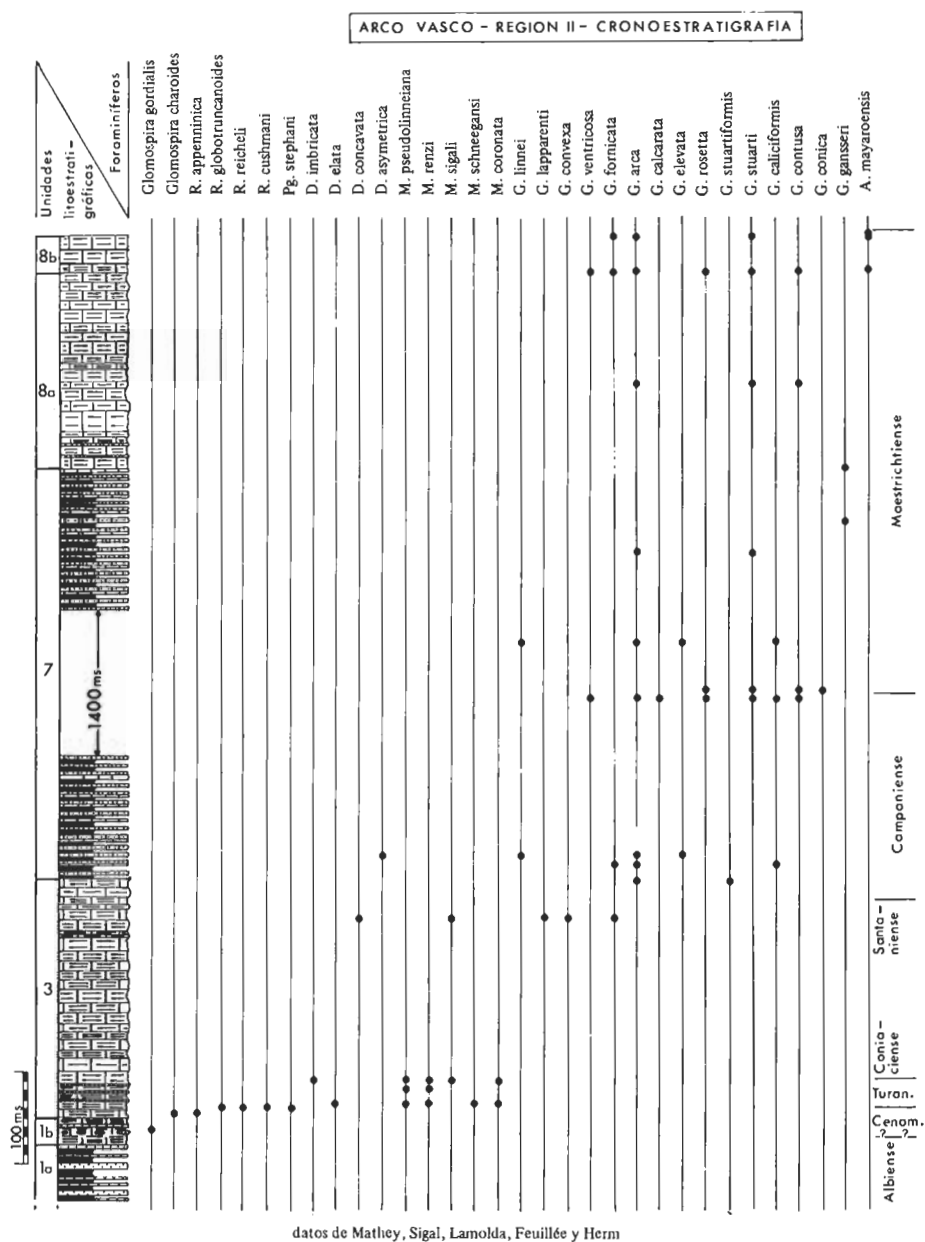


FIG. 3.8.—Sucesión litoestratigráfica y distribución de foraminíferos en el Cretácico superior del arco vasco, región 2.

A partir del Cenomaniense la transgresión avanza, instalándose el mar en toda la región y permaneciendo en ella durante el resto del Período, a excepción de un abandono parcial al final del mismo. Características destacadas del Cretácico superior en el dominio del arco vasco, son el gran desarrollo de las facies flysch y las abundantes intercalaciones de vulcanismo submarino. A partir del Maastrichtiense medio se hace manifiesta una tendencia regresiva, que produce la emersión de buena parte de la región y determina el cese momentáneo de la sedimentación flysch en el arco vasco.

La historia geológica brevemente esbozada arriba presenta en detalle una gran complejidad, en cuyo relato pormenorizado no podemos entrar por lógicas limitaciones de espacio; revisaremos, no obstante, las diferentes opiniones sobre el papel ejercido por los principales controles externos de la sedimentación: clima, movimientos del nivel del mar y tectónica.

3.8.1. *Clima*

Varios autores han hecho consideraciones sobre la climatología existente durante el Cretácico inferior y su posible influencia sobre la sedimentación. Así, RAT (1959) señala que el mar urgoniano vasco-cantábrico debió ser de aguas cálidas, basándose en la abundancia de Madreporarios y en su situación dentro de la Mesogea. En trabajos posteriores, RAT (1963 a y b) sugiere que las diferencias de salinidad deducidas en la sucesión wealdense de Santander-N de Burgos, podrían estar ligadas a cambios climáticos: las facies marinas indican un clima seco, las facies terrígenas de agua dulce un clima lluvioso y las facies salobres uno de características intermedias. En fin, la descarga detrítica de las areniscas de Utrillas (y equivalentes) podrían también estar relacionadas con una elevada pluviometría. RAMÍREZ DEL POZO (1969) y RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR (1972) adoptan en esencia la hipótesis de RAT para explicar las variaciones de salinidad de la serie wealdense. Según ellos, esta relación se debe a que la sedimentación wealdense se produjo en cuencas semiconfinadas, por lo que aportes de agua dulce del continente habrían determinado bruscos descensos de salinidad, en tanto la reducción de pluviometría habría llevado a la salinización del medio. Esta interpretación es también recogida en la memoria de las hojas MAGNA del dominio peri-asturiano. LÓPEZ AGUAYO y MARTÍN VIVALDI (1973) proponen como proceso que originó las series detríticas no marinas del Cretácico inferior, una acción de tipo bio-rexistásico repetida a lo largo del tiempo, que implicaría un clima de carácter alternante. En base a la estimación de la denudación mecánica del área continental albiense, AGUILAR (1975) calcula para este intervalo una elevada pluviometría, con máximos anuales de

1.200 l/m². PUJALTE (1977, 1978) señala la presencia de paleocaliches en formaciones fluviales del Jurásico superior-Cretácico basal del dominio peri-asturiano claramente indicativos de un clima templado y semiárido. Al Norte de Ramales y en niveles basales del Cretácico, BADDILO (1980) cita intercalaciones calizas pseudomorfizando estructuras «chicken wire», que apuntan también hacia condiciones semiáridas. La ausencia de paleosuelos calizos en depósitos del Grupo Pas, unida a la abundancia de restos vegetales y niveles de lignito, sugieren para PUJALTE (1977) un aumento relativo de la pluviosidad hacia el Hauteriviense-Barremiense. RAMÍREZ DEL POZO y AGUILAR TOMÁS (1969) y GACÍA-MONDÉJAR (1979), resaltan, en fin, la ausencia de niveles evaporíticos en sucesiones de ambientes litorales del Aptiense-Albiense, así como la abundancia de lignito en sucesiones contemporáneas de ambientes continentales, que ha sido incluso objeto de explotación (i. e., Formaciones de Cilleruelo de Bezana y de las Rozas), ofreciendo como interpretación un clima lluvioso, además de cálido, para el intervalo. PUJALTE y GARCÍA-MONDÉJAR (*op. cit.*) coinciden en señalar una evolución climática progresiva a lo largo del Cretácico inferior, desde condiciones templado-cálidas semiáridas al comienzo del Período hasta condiciones cálido-lluviosas en el Aptiense-Albiense.

No hay ningún trabajo que se haya ocupado de la paleoclimatología de la región vasco-cantábrica durante el Cretácico superior. El carácter predominantemente carbonatado de sus depósitos, así como la asociación fosilífera, apuntan, sin embargo, hacia la permanencia de mares de clima cálido.

3.8.2. *Transgresiones y regresiones*

Los efectos de transgresiones y regresiones marinas en el registro estratigráfico son más importantes y evidentes que los de la Climatología y han sido objeto de mayor atención por parte de los investigadores.

En la parte W de la región, la primera invasión marina está representada por la Formación de Loma Somera (Berriasiense o Valanginiense); su permanencia fue limitada, persistiendo condiciones continentales hasta el Aptiense. Como ya se ha señalado, RAT (1963 a) y RAMÍREZ DEL POZO (1969) atribuyen tal sedimentación marina a factores climáticos, en tanto que PUJALTE (1977, 1981) sugiere que es el resultado de una verdadera transgresión, que conectó la cuenca de Santander con el mar abierto. En la parte E de la región (arco vasco) las influencias marinas y continentales se sucedieron a lo largo de todo el intervalo Berriasiense-Barremiense, habiéndose acentuado la sedimentación marina hacia el final del Barremiense, como preludio de la transgresión Aptiense.

Durante el Aptiense y Albiense se produjo un registro marino casi general, cuyo análisis en el borde de cuenca occidental ha permitido elaborar un gráfico de transgresiones y regresiones para dicho intervalo (GARCÍA MONDÉJAR, 1979). Los principales momentos de invasión marina se localizan en el Bedouliense inferior, Gargasiense inferior, Albiense inferior, Albiense medio-superior y Vraconiense. Los dos últimos también han sido citados por WIEDMANN (1979) para La Barranca y los Llanos de Vitoria, respectivamente. SOLER y JOSÉ (1972), por su parte, describe e ilustra gráficamente una «transgresión urgoniana» paulatina, sobre los macizos emergidos del borde oriental de la cuenca; los términos basales de dicha transgresión se hacen más modernos hacia el Este, con Aptiense transgresivo en Aralar y Albiense en Quinto Real. RAT (1959) y WIEDMANN (1979) citan la transgresión «bedouliense», común a toda la región, y FLOQUET y RAT (1975) señalan en la Sierra de Aralar la transgresión del Aptiense inferior. Diversas comparaciones de las transgresiones vasco-cantábricas occidentales con esquemas establecidos para Alemania, Pirineos y para todo el globo, sugieren una correlación con las transgresiones eustáticas aptienses y albienses (GARCÍA-MONDÉJAR, 1979), cuyo origen parece deberse a los cambios volumétricos de los sistemas de cordilleras centro-oceánicas, en relación directa con las pulsaciones de deriva continental.

Es un hecho bien conocido que el Cretácico superior es, en conjunto, transgresivo y expansivo respecto del inferior. El fenómeno se observa mejor en zonas de borde de cuenca, por ejemplo en las proximidades de los macizos paleozoicos vascos, donde en pocos kilómetros el Cretácico superior se dispone sobre materiales progresivamente más antiguos hasta descansar directamente sobre el Triás o el Paleozoico (ej., HENRY *et al*, 1971, Fig. 1); los mapas paleogeográficos muestran el mismo fenómeno a escala mucho mayor. Los efectos de esta transgresión durante el Cretácico medio y en especial durante el Cenomaniense, fueron analizados con detalle por FEUILLÉE (1967).

La transgresión del Cretácico superior no fue, sin embargo, un proceso único ni unidireccional: de acuerdo con RAMÍREZ DEL POZO (1971) y WIEDMANN (1976, 1979), el Cenomaniense inferior es regresivo (depósitos de calizas de Caprinas, desarrollo de un hiato generalizado); el máximo de la transgresión se alcanza en el Turoniense inferior, mientras el Turoniense superior es generalmente regresivo con sedimentación de calizas de rudistas, salvo en la Cuenca de Estella. El Coniaciense es regresivo en Estella, mientras en la parte central y occidental de la región vasco-cantábrica muestra una tendencia transgresiva; a partir del Santoniense superior y hasta el fin del Cretácico la pauta es permanentemente regresiva, culminando en el Maastrichtiense superior con la emersión de buena parte de la región y el depósito de sedimentos continentales. El reflejo sedimentológico de estas transgresiones y regresiones es más evidente en las plataformas carbonatadas

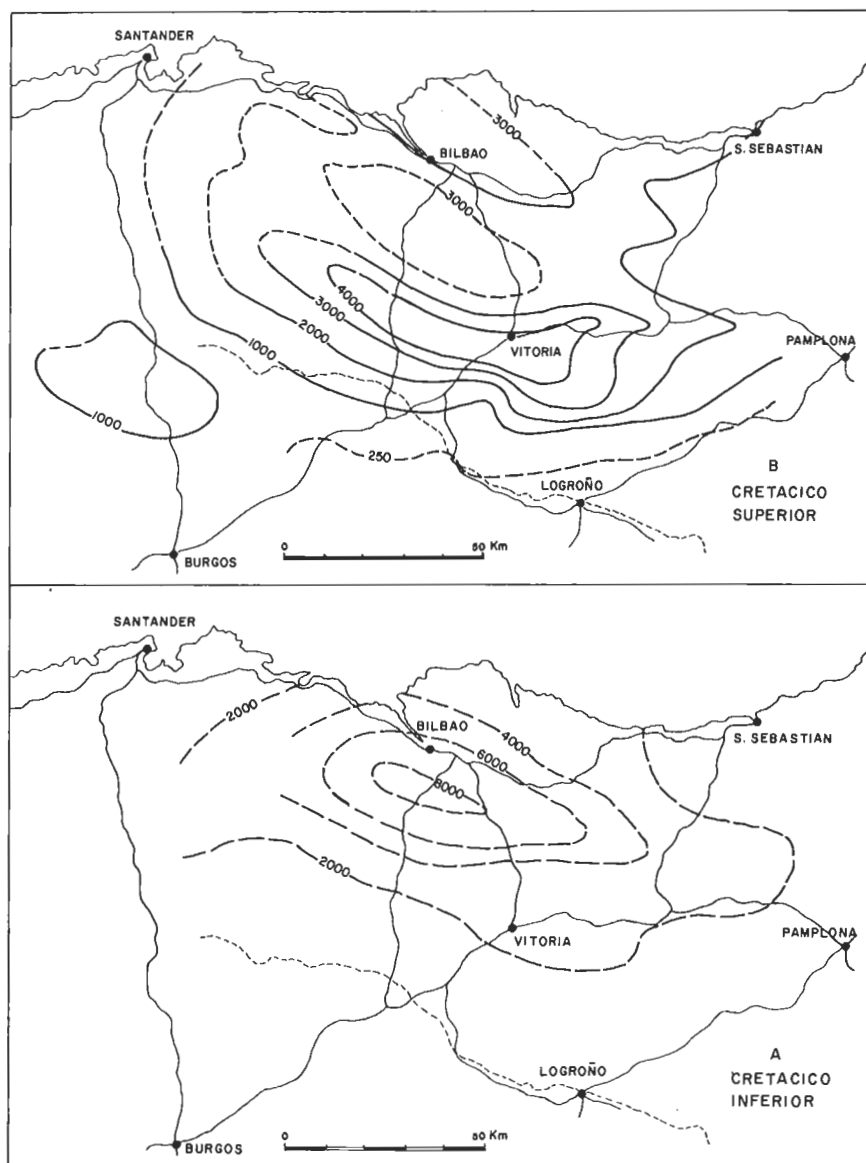


FIG. 3.9.—Distribución de espesores del Cretácico vasco cantábrico.—A. Curvas isopacas del Cretácico inferior, según BRINKMANN y LÖGTERS (1968).—B. Isopacas del Cretácico superior, según RAMÍREZ DEL POZO (1971).

instaladas en la meseta castellana, donde causaron movimientos laterales importantes de los diferentes subambientes, descritos por ejemplo por FEUILLÉE *et al.* (1980), FLOQUET y MONTY (1980). Son, por el contrario, más difíciles de señalar en el surco flysch.

3.8.3. *Tectónica y sedimentación*

Las relaciones entre tectónica y sedimentación constituyen uno de los aspectos más importantes para entender la historia geológica cretácica de la región vasco-cantábrica. La existencia de tales relaciones viene siendo sugerida desde los trabajos más antiguos, pero ha sido en los últimos años y a la luz de las nuevas ideas sobre tectónica global, cuando se ha empezado a comprender realmente su naturaleza y significado.

El primer punto a considerar es la fuerte subsidencia experimentada por la región desde el Jurásico superior hasta el fin del Cretácico: se han calculado espesores de 17.000 m (LOTZE, 1960), 12.000 m (BRINKMANN y LÖGTERS, 1968) ó 14.000 m (RAMÍREZ DEL POZO, 1971), datos que aunque pudieran en algún caso estar sobreelevados, dan idea del rápido hundimiento de la cuenca. No fue, sin embargo, una subsidencia uniforme, y tanto en los bordes de cuenca como en determinadas áreas del interior de la misma, las sucesiones sedimentarias experimentan rápidas disminuciones de espesor o incluso truncamientos. Dadas las dimensiones comparativamente pequeñas de la cuenca, esta situación indica claramente la compartimentación de la misma en altos y surcos. A partir del análisis de distribución de espesores, BRINKMANN y LÖGTERS (1968) establecen para el conjunto del Cretácico inferior de toda la región una cubeta alargada de dirección aproximadamente W-E, con la máxima potencia (8.000 m) inmediatamente al sur de Bilbao (Figura 3.9a). Para el Cretácico superior, los mismos autores representan dos surcos de orientación aproximada WNW-ESE, con ejes en Bilbao y Vitoria, respectivamente, que habrían alcanzado cada uno más de 4.000 m. RAMÍREZ DEL POZO (1971) postula una distribución de potencias similar (Fig. 3.9b).

WIEDMANN (1979) distingue, para el Cretácico superior, el surco flysch del arco Vasco con casi 3.000 m de espesor, y el surco de Mena-Estella con más de 3.000 m, separados por una zona de umbral en la Barranca (Fig. 3.11). En la parte W de la región (dominio peri-asturiano), y para el intervalo Jurásico superior-Barremiense, PUJALTE (1981) señala que la sedimentación tuvo lugar en una cuenca asimétrica limitada por fallas («half-graben») de dirección aproximada W-E (Fig. 3.10a). Dicha disposición se mantuvo durante el intervalo Aptiense-Albiense (Fig. 3.10b), con un paulatino desplazamiento del depocentro hacia el

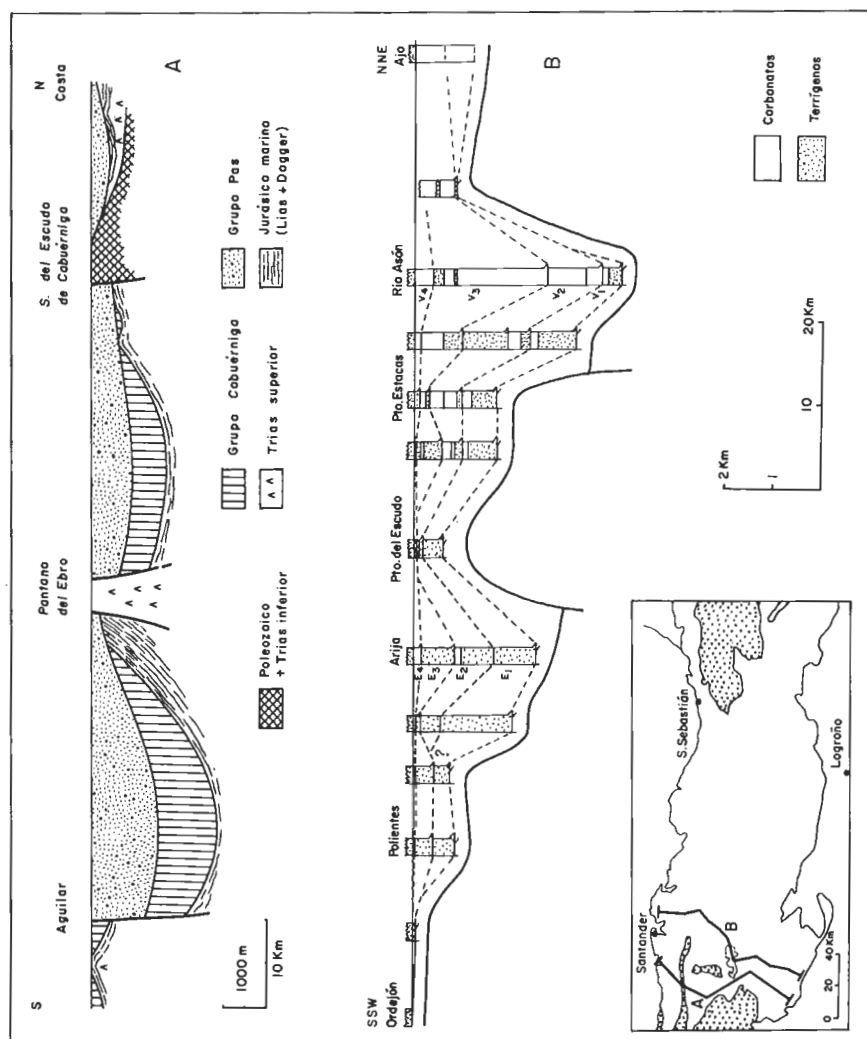


Fig. 3.10.—Distribución de espesores del Cretácico inferior del dominio peri-asturiano.—A. Espesores del complejo Purbeck-Weald (Jurásico sup.-Barremiense), en corte transversal restituído al techo de la unidad (según PUJALTE).—B. Espesores del complejo Urgoniano (Aptiense-Albiense), en sección transversal restituída al techo de la unidad. (Simplificado de GARCÍA MONDEJAR, 1979.)

Norte y un predominio de los sedimentos carbonatados marinos (GARCÍA-MONDÉJAR, 1979).

Una consecuencia directa de la fuerte subsidencia fueron las manifestaciones halocinéticas del Trías superior, que han hecho de la región vascocantábrica una de las zonas clásicas para el estudio del diapirismo (BRINKMANN *et al.* 1967); STACKELBERG (1967) data la perforación diapírica de Murguía en el Cretácico superior. BRINKMANN y LÖGTERS (1968) argumentan que el diapirismo vasco-cantábrico se produjo a partir del Cretácico superior, habiendo comenzado la migración del Keuper en el Cretácico inferior, interpretación que es apoyada por otros muchos autores. GARCÍA-MONDÉJAR (1979), en fin, describe el pequeño diapiro de Cilleruelo de Bezana (área del pantano del Ebro) cuya singularidad consiste en ser el primero cuya etapa de perforación ha podido ser datada en el Cretácico inferior (pre-Cenomaniense medio), al haber quedado el Keuper fosilizado en varias ocasiones a lo largo del Aptiense y del Albiense, y definitivamente bajo calizas del Cenomaniense. De acuerdo con BRINKMANN *et al.* (1967), la situación de los diapiros está controlada por la intersección de estructuras tectónicas, singularmente de alineaciones hercínicas y pirenaicas. A similar conclusión han llegado, entre otros, FEUILLÉE y RAT (1971), BRENNER (1972), WIEDMANN (1979) y GARCÍA-MONDÉJAR (1979, Fig. 3-12).

La sedimentación cretácica vasco-cantábrica no debe ser considerada como un proceso continuo o uniforme. En efecto, en varios momentos se vio interrumpida por pulsaciones tectónicas de duración e intensidad variable, según sectores, que quedaron registradas en la sucesión como rupturas litológicas y, más localmente, como discordancias. Las tres rupturas citadas habitualmente como más importantes son: a) Ruptura de la base del Complejo Purbeck-Weald: culmina la fase regresiva iniciada en el Dogger y marca el cambio de sedimentación marina a no marina; se atribuye por lo común a los movimientos kimméricos (SOLER, 1972; RAMÍREZ DEL POZO, 1969, etc.). b) Ruptura del Cretácico medio (Albiense medio o superior); es responsable de una importante fase regresiva y de una reorganización paleogeográfica, cuyas líneas generales perdurarán durante todo el Cretácico superior (FEUILLÉE y RAT, 1971); atribuida a los movimientos aústricos (AGUILAR, 1975), sus efectos son particularmente sensibles en la parte SW de la región, donde coincide con una discordancia angular que marca la base de la Formación de Utrillas (PASCAL *et al.*, 1976). c) Ruptura del final del Cretácico superior, que en tierra está marcada por una importante fase regresiva causada por movimientos epirogénicos (FEUILLÉE y RAT, 1971), pero que en la plataforma continental parece estar relacionada con la fase principal de la deformación pirenaica (BOILLLOT *et al.*, 1976).

Además de estas discontinuidades principales, se han reconocido otras menos aparatosas o de validez menos general, pero significativas

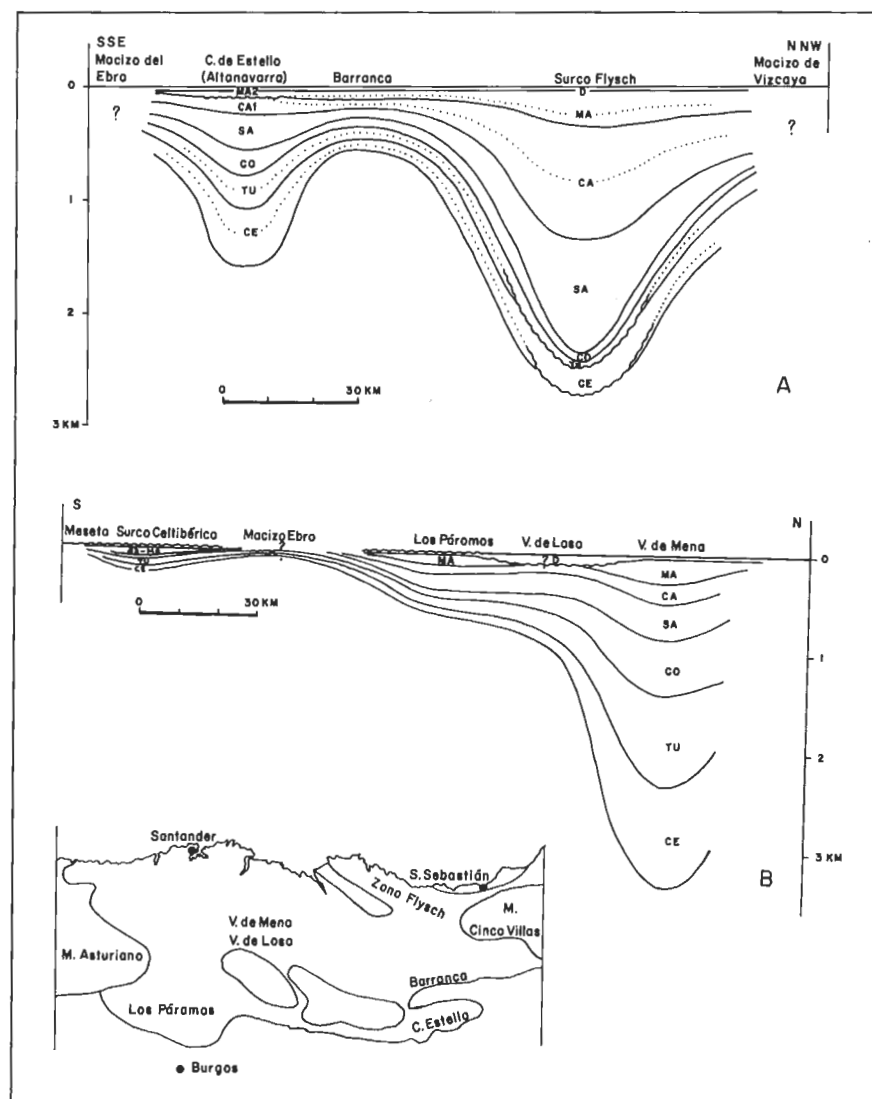


FIG. 3.11.—Distribución de espesores del Cretácico superior vasco-cantábrico, según WIEDMANN (1979).—A. Sección transversal de la parte oriental, restituida al techo.—B. Sección transversal de la parte occidental, restituida al techo.

desde el punto de vista paleogeográfico. Así, PUJALTE (1976) describe por primera vez una ruptura en la sucesión Purbeck-Weald del dominio periastruriano, precisamente la que permite la separación de los Grupos Cabuérniga y Pas (Cuadro 3.1, Fig. 3.10). Otra ruptura, ésta de carácter más local, se ha señalado en la base de la Formación de río Yera (PUJALTE, 1977). GARCÍA-MONDÉJAR (1979) describe varias pulsaciones tectónicas aptienses y albienses en el dominio peri-asturiano: en el tránsito Barremiense-Aptiense se produjeron movimientos de elevación del macizo asturiano y suaves pliegues de orientación W-E (dando lugar a la citada ruptura del Río Yera), que se reprodujeron hacia el tránsito Bedouliense-Gargasiense. A partir del Albiense inferior, parte superior, tuvo lugar una pulsación tectónica relativamente importante, cuyos efectos se pueden reconocer en amplios sectores de la región vasco-cantábrica, a veces en forma de discordancia. Los últimos movimientos, del Albiense superior, dieron paso a la sedimentación de la Fm. de Utrillas en el SW de la región.

También en el Cretácico superior se han reconocido discontinuidades que reflejan variaciones ocasionales del régimen de subsidencia. Así, RAMÍREZ DEL POZO (1971) define una laguna estratigráfica de extensión regional que afecta al Cenomaniense más alto, y otras de valor local para el Turoniense superior y Coniaciense inferior en la Sierra de Cantabria, Montes Obarenes y Plataforma de Montorio, o para el Turoniense inferior y parte del superior en el valle de la Barranta. WIEDMANN (1979), por su parte, señala otras en las bases del Cenomaniense y del Turoniense de Guipúzcoa y Alava, en la base del Maastrichtiense superior de la zona de Estella, y entre los pisos Campaniense y Daniense del valle de Losa (Fig. 3.11).

En los últimos años y en particular desde el Coloquio dedicado en 1971 a la «Historia Estructural del Golfo de Vizcaya», se ha hecho evidente que la historia cretácica de la región vasco-cantábrica debe quedar encuadrada en el contexto más general de la apertura del Golfo de Vizcaya. De entre los diferentes modelos propuestos para la misma (ver revisión de RIES, 1978), dos han venido encontrando un mayor eco: el de apertura «en tijera» de MONTADER y WINNOCK (1971) y el de fallas o «direcciones» transformantes de LE PICHON *et al.* (1971), basados ambos en la tectónica de placas. El modelo de LE PICHON *et al.* (1971) es considerado incompatible con los datos geológicos de la Cadena Pirenaica por MATAUER y SEGURET (1971) y por PEYBERNES (1976). Modelos cinemáticos más recientes (BOILLOT y CAPDEVILA, 1977; BOILLOT *et al.*, 1979; GRIMAUD *et al.*, 1982), basados en la repartición de anomalías magnéticas señaladas por KRISTOFFERSEN (1978) en la corteza oceánica cercana, han llevado a DEREIGNAUCOURT y BOILLOT (1982) a establecer las siguientes fases de evolución estructural: 1) separación de Iberia y Europa en dirección NE-SW durante el Cretácico inferior hasta el Aptiense (etapa de rifting); 2) deriva de Iberia hacia el SE durante el

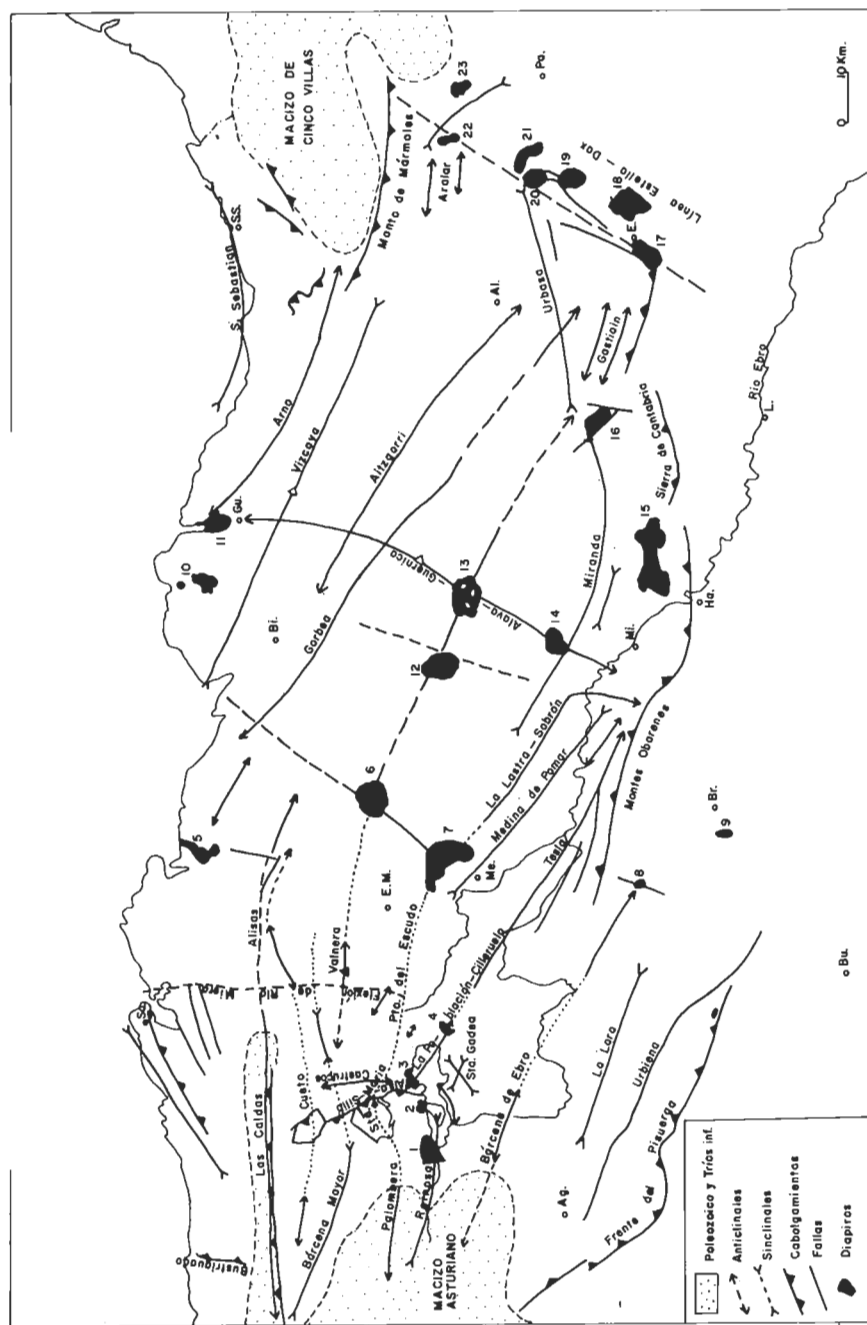


FIG. 3.12.—*Directrices tectónicas principales y diapiros de la región vasco-cantábrica, según GARCÍA MONDEJAR (1979), modificado de WIEDMANN (1979).*—1. Reinosa.—2. La Costana.—3. La Población.—4. Cilleruelo de Bezana.—5. Ramales-Laredo.—6. Villasana.—7. Salinas de Añana.—8. Poza de la Sal.—9. Salinillas de Bureba.—10. Baquío-Munguía.—11. Guernica.—12. Orduña.—13. Murguía.—14. Echalecu.—15. Peñacerrada.—16. Maestu.—17. Estella.—18. Alloz.—19. Salinas de Oro.—20. Uzturrún.—21. Atondo.—22. Echalecu.—23. Olague.

intervalo Aptiense terminal-Campaniense (momento de la máxima separación entre Europa e Iberia), con creación de corteza oceánica y desarrollo de fallas de transformación orientadas NW-SE; 3) desplazamiento de Iberia hacia el NW entre el Cretácico final y el Eoceno superior, convirtiéndose en activa la margen continental española, con subducción limitada de la corteza oceánica y formación de un prisma de acreción tectónica.

Aunque la correlación de detalle entre los acontecimientos deducidos a partir de investigaciones oceanográficas del golfo de Vizcaya, por una parte, y los datos procedentes del registro geológico preservado en tierra, por otra, sea probablemente prematura, la comparación de los resultados de ambas vías deja entrever coincidencias bastante significativas. Un primer ensayo de comparación fue realizado por WILSON (1975), quien señala la secuencia de fases tectónicas que cabe esperar tengan reflejo en la sedimentación: levantamiento («uplift»), fracturación («rifting») y expansión («spreading»).

La etapa de levantamiento tiene como resultado el desarrollo de una importante discordancia con recubrimiento («overstep») hacia la zona de mayor elevación, rasgos ambos identificables en la ruptura basal del Complejo Purbeck-Weald. Las importantes descargas detríticas del Jurásico superior y primera parte del Cretácico inferior, demuestran asimismo el rejuvenecimiento del área fuente durante el levantamiento, en tanto el desarrollo de cuencas limitadas por fallas, como las identificadas en el dominio periasturiano (Fig. 3.10), apuntan claramente a la fase de rifting. La reorganización paleogeográfica del Albiense superior, que conlleva un cambio significativo en la distribución de áreas de subsidencia respecto a tiempos precedentes, no sería sino el reflejo de la expansión del fondo oceánico con la consiguiente deriva de Iberia. Es probable que el gran desarrollo de las construcciones carbonatadas con rudistas en toda región vasco-cantábrica durante el Aptiense superior-Albiense inferior, con frecuentes dispositivos de plataforma y cuenca indicativos de paleotopografías en el fondo marino, reflejen, por otra parte, la distensión inicial del comienzo de la deriva. La transgresión del Cretácico superior y la permanencia intermitente a lo largo de casi todo el Cretácico superior del surco flysch, deben ser ligadas a la continuación de la fase de deriva, igual que el vulcanismo ocurrido en el arco vasco. En fin, la regresión del Cretácico superior vendría a testimoniar el paso de condiciones de distensión a condiciones de compresión.

3.8.4. *Magmatismo y metamorfismo*

En el arco vasco es conocida desde antiguo la existencia de materiales ígneos (ADÁN DE YARZA, 1879, 1892; LAMARE, 1936), cuya datación

en el Cretácico superior fue precisada por RAT (1959). CIRY *et al.* (1967) describen sumariamente las series volcánicas neo-cretácicas del sinclinal de Vizcaya, en tanto JEREZ (1968) señala la presencia de lavas almohadilladas entre Eibar y Plasencia. El análisis petrográfico y petrológico, así como las relaciones con el metamorfismo y la tectónica, han sido abordados por ROSSY (1974 a y b), AZAMBRE y ROSSY (1976) y CUEVAS *et al.* (1981). ROSSY *et al.* (1979) aportan nuevas precisiones sobre la edad del magmatismo, y MATHEY (este trabajo), en los cuadros litoestratigráficos del Cretácico superior del arco vasco, sitúa las principales erupciones en el Cenomaniense, Turoniense y Coniaciense. De acuerdo con los autores citados, el magmatismo cretácico está relacionado con una profunda fracturación cortical ligada a un período distensivo, que puede fácilmente asimilarse a la extensión regional del golfo de Vizcaya.

Los fenómenos metamórficos tienen una representación más modesta, limitándose también al arco vasco: su manifestación principal se encuentra en el «Manto de Mármoles», materiales afectados por metamorfismo térmico ligado a grandes fracturas de zócalo (LAMARE, 1933) que, según MATAUER (1968), tuvo lugar al final del Cretácico y en el Eoceno.

4. *Pirineo*

4.1. **Introducción**

El objetivo principal de este capítulo es dar una visión de síntesis de los conocimientos que hasta la actualidad se han publicado sobre la estratigrafía del Cretácico del Pirineo meridional.

Los afloramientos de los materiales de este período, entre el Mediterráneo y el Cantábrico, quedan divididos en tres sectores por dos fallas importantes: la del Segre y la de Pamplona.

En el Prepirineo oriental, que se extiende desde el Mediterráneo hasta la falla del Segre, las estructuras tectónicas y, por lo tanto, los afloramientos del Cretácico se alinean sensiblemente de E a W, es decir, según la orientación general prepirenaica. En el Prepirineo central, entre las fallas del Segre y Pamplona, la orientación es de ESE a WNW. Y en el Prepirineo occidental las estructuras tectónicas vuelven a orientarse de E a W.

El área estudiada abarca desde el Mediterráneo hasta la falla de Pamplona, es decir, el Prepirineo oriental y central (Fig. 4.1). El occidental se prolonga por el W con la zona Vasco-Cantábrica, y sus series, en espesores, edad y facies, poseen una mayor afinidad con las de esta zona que con las situadas al E de la falla de Pamplona.

Los sedimentos cretácicos unidos a los jurásicos, a los paleocénicos y a parte de los eocénicos, fueron desplazados durante el Eoceno hacia el S utilizando el Keuper como nivel de despegue. Con anterioridad al Eoceno, no obstante, tienen lugar otros movimientos que, en forma de distintos tipos de discordancias, quedaron registrados en las series estratigráficas.

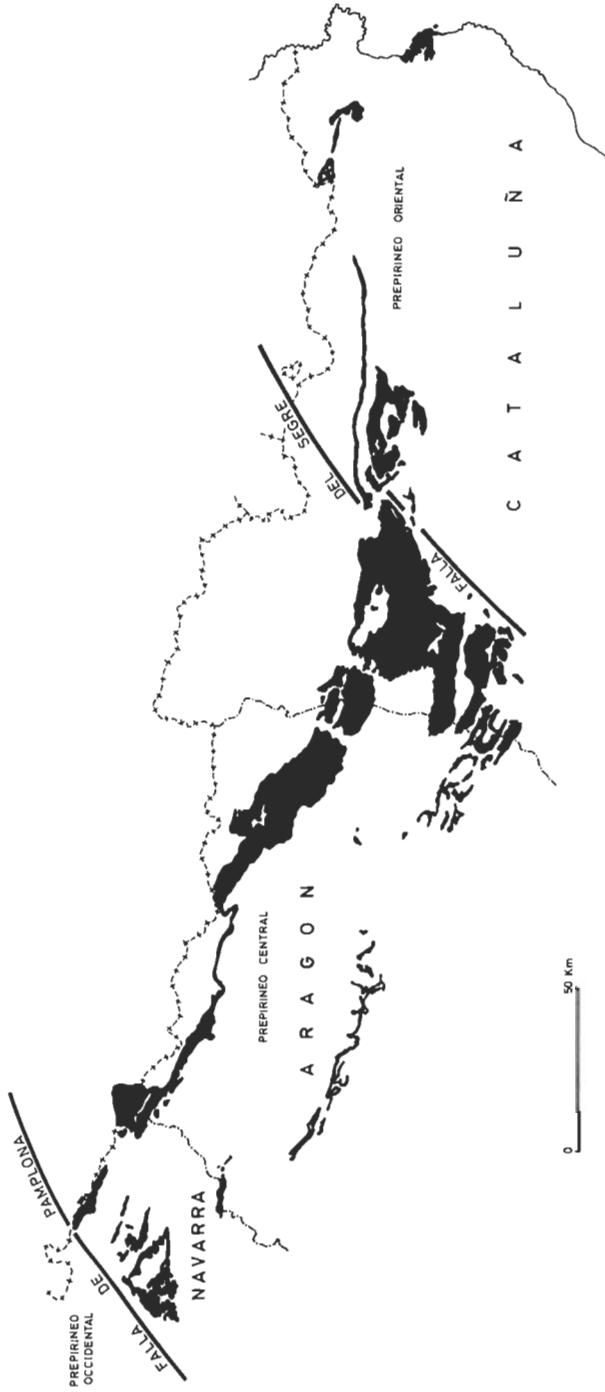


FIG. 4.1.—Esquema de situación de los afloramientos cretácicos en el Prepirineo oriental y central.

Para delimitar este estudio en el tiempo, se utilizarán tres de estos movimientos:

a) Los finijurásicos a partir de los cuales se inicia el ciclo estratigráfico del Cretácico, es decir, constituyen la base o punto de partida de este estudio.

b) Los finicretácicos, causantes de la regresión cretácica, que culmina con la sedimentación de las capas rojas de tránsito entre las eras Secundaria y Terciaria.

c) Y, finalmente, los precenomanienses o intracenomanienses, que sirven para separar el ciclo del Cretácico inferior del ciclo del Cretácico superior.

Los materiales cretácicos se depositaron en una cuenca alargada originariamente abierta hacia el Atlántico, dando lugar a las series tanto del Prepirineo N como del S.

En el corte (Fig. 4.2) se muestra la distribución lateral (E-W y N-S) y vertical de los sedimentos cretácicos en el Prepirineo meridional. Aunque el cuadro estratigráfico de esta cuenca sudpirenaica ha sido estudiado por varios autores (DALLONI, 1930; ROSELL, 1967 y 1970; SOUQUET, 1967; MEY *et al.*, 1968; SOLÉ SUGRAÑES, 1970; GARRIDO & RÍOS, 1972; GARRIDO, 1973; PEYBERNES, 1976), las relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades son poco conocidas.

Durante muchos años el objetivo principal de la Estratigrafía del Cretácico del Prepirineo fue reconocer en sus materiales la presencia de uno u otro piso geológico. Las dataciones, por lo menos hasta mediados de la década de los 60, se realizaron fundamentalmente a base de la presencia de ciertos macrofósiles o asociaciones de macrofósiles, especialmente Ammonites, Rudistas, Equínidos, Braquiópodos e Inocerámidos (VIDAL, 1878; DALLONI, 1910 y 1930; ASTRE, 1932; BATALLER, 1937; ROSELL, 1967). Posteriormente, BAUDELLOT & SOUQUET (1962), PONS (1977), MARTÍNEZ (1977 y 1979), GALLEMI (1977 y 1979), SORNAY & BILOTTE (1978) y CALZADA & POCOVÍ (1980), entre otros, con el estudio de la evolución vertical de ciertos grupos, además de constatar, en gran parte, lo que aquellos autores habían ya establecido, sitúan los límites cronoestratigráficos con una mayor exactitud.

Las dataciones efectuadas con microfaunas tienen su inicio en la tesis de SOUQUET (1967), que junto con la de GARRIDO (1973) y la de PEYBERNES (1976) establecen las bases de la bio y cronoestratigrafía moderna del Cretácico prepirenaico. A partir de estos trabajos, SOLÉ SUGRAÑES (1970), BILOTTE & SOUQUET (1972), BILOTTE *et al.* (1973), LIEBAU (1973), BILOTTE (1974), BILOTTE *et al.* (1975), MAÑAS (1977), CORNELLA (1977), MOERI (1977), POCOVÍ (1978), CONESA (1979), CAUS *et al.* (1981), constatan las dataciones establecidas anteriormente al mismo tiempo que delimitan las líneas tiempo con mucha mayor precisión.

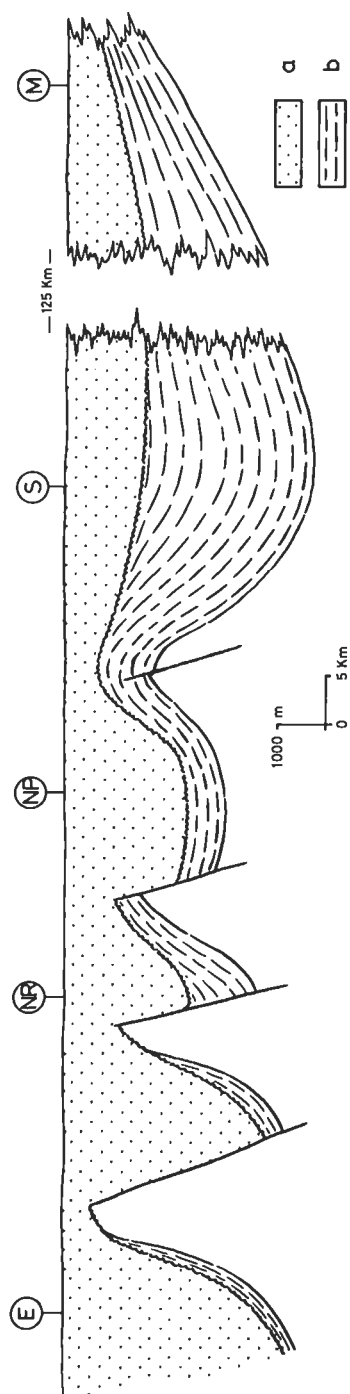


FIG. 4.2.—Corte esquematizado E-W de los materiales cretácicos el Prepirineo oriental y central (área septentrional).—M. Macizo de Montgrí (costa mediterránea).—S. Valle del río Segre.—NF. Valle de los ríos Noguera Pallaresa y Fiamicell.—NR. Valle del río Noguera Ribagorzana.—E. Valle del río Esera.—a. Cretácico superior.—b. Cretácico inferior.

A pesar de ello, los estudios de macro y microfaunas cretácicas del Prepirineo se hallan aún lejos de resolver satisfactoriamente los problemas, en primer lugar, de dataciones y, en segundo lugar, paleoecológicos.

Dada la finalidad de esta síntesis, los datos bio y cronoestratigráficos publicados son más que suficientes para datar las diferentes unidades litoestratigráficas y establecer sus equivalencias temporales.

4.2. Litoestratigrafía

Las únicas unidades litoestratigráficas definidas formalmente, es decir, siguiendo las directrices del Código de Nomenclatura Estratigráfica, son las publicadas en el trabajo de MEY *et al.* (1968) y las de la tesis de SOLÉ SUGRAÑES (1970). En el primer trabajo se estudian los materiales posthercínicos aflorantes en una estrecha franja desde la Sierra del Cadí (provincia de Lérida) hasta el valle del Esera (provincia de Huesca). SOUQUET (1967), VAN HOORN (1970), GARRIDO & RÍOS (1972), GARRIDO (1973), PEYBERNES & SOUQUET (1973), PEYBERNES (1976), emplean nombres locales para designar verdaderas unidades litoestratigráficas, pero que no fueron definidas formalmente.

A la vista de la dificultad que representa el ser estricto en la aplicación del Código de Nomenclatura en lo referente a la diferenciación y delimitación de cuerpos rocosos, se ha preferido la separación de unidades caracterizadas por asociaciones de facies depositadas en un mismo ambiente sedimentario, respetando, si ello es posible, la uniformidad litológica.

Para la descripción de estas unidades se ha dividido la cuenca pirenaica en dos franjas alineadas sensiblemente de E a W y paralelas entre sí: 1) la N, «área septentrional», formada por la zona estudiada por MEY *et al.* (1968) ampliada por el E hasta el Mediterráneo y por el W hasta Navarra, se corresponde, en líneas generales, con el flanco N del sinclinal de Aragón-Conca de Tremp, y 2) la situada al S, o «área meridional», que abarca el flanco S del mencionado sinclinal extensible hasta la Depresión del Ebro. En el Prepirineo central, debido a la orientación de los afloramientos (WNW-ESE), las partes más internas de la cuenca, a partir del Alto Aragón y hacia el W, se continúan, atravesando los límites fronterizos, hacia el país vecino (Fig. 4.1).

En la margen E del valle del río Segre, estas dos áreas, debido a la tectónica, no pueden delimitarse con facilidad. La atribución de las series a una u otra zona se ha realizado atendiendo al grado de similitud que presentan con las existentes al W de dicho valle. Esta dificultad es aún más acusada en la provincia de Gerona, donde, aparte de la tectónica, los afloramientos se hallan aislados del resto del Prepirineo y muy separados entre sí.

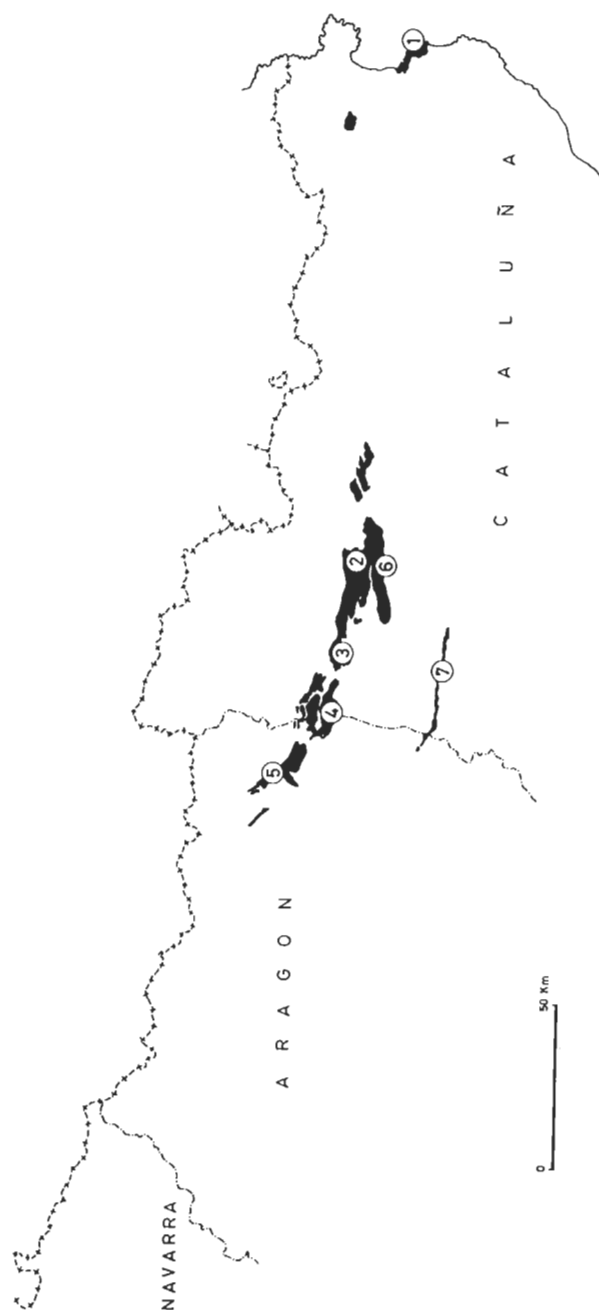


FIG. 4.3.—Esquema de situación de los afloramientos del Cretácico inferior.—1. Macizo de Montgrí.—2. Valle del río Segre.—3. Valle del río Flamicell.—4. Valle del río Noguera Ribagorzana.—5. Macizo del Turbón.—6. Flanco S del sinclinal de Santa Fe.—7. Sierra del Montsec.

4.2.1. Ciclo del Cretácico inferior

En la figura 4.3 se han representado los afloramientos de los materiales correspondientes al ciclo del Cretácico inferior. En ella, además, se ha marcado la situación de los cortes de la figura 4.4 y de la figura 4.5.

Los materiales que forman este ciclo están separados de los terrenos jurásicos o infrajurásicos por una superficie generalmente erosional. El techo lo constituyen las calizas con Prealveolinas del Cenomaniense superior y que, a su vez, forman la base del ciclo del Cretácico superior.

La serie del Cretácico inferior del Prepirineo está caracterizada litológicamente por una alternancia de tramos calizos y otros más o menos margosos. En los afloramientos más occidentales, existe una cuña de materiales terrígenos fundamentalmente areniscosos intercalada en la serie margo caliza.

Posee un máximo espesor en el valle del Segre, adelgazándose rápidamente hacia el E, W y S. Debido a su tectonización es difícil distinguir, especialmente en las áreas situadas al E y W de dicho valle, si la reducción de potencia es por causas sedimentarias, tectónicas, o por ambas a la vez.

De las más antiguas a las más modernas se han diferenciado las siguientes unidades (Fig. 4.4): «Calizas de la Sierra de Prada», «Margas de la Vall de Cabó», «Calizas y margas de Senyús», «Margas de Lluçà», «Calizas del Macizo del Montgrí», «Calizas con Orbitolinas de la Sierra de Aulet» y «Areniscas y conglomerados de San Martín». A cada una de estas unidades se le puede atribuir el rango de Formación.

4.2.1.1. Area septentrional

Constituye una franja de afloramientos alineada de E a W, que desde el Mediterráneo puede seguirse, con cierta regularidad, hasta el valle del río Esera, en la provincia de Huesca (Figs. 4.3 y 4.4).

Todas las unidades litoestratigráficas del Cretácico inferior han sido definidas en esta área, por ser la zona donde presentan un máximo espesor y una mayor extensión de afloramiento. Hacia el S, en pocos kilómetros, las series sufren una rápida reducción de potencia hasta desaparecer por acuífamiento.

Calizas de la Sierra de Prada (MEY et al., 1968)

El nombre procede de la sierra de Prada al N de Organyà (Lérida), situada en la margen derecha del río Segre.

La serie tipo (MEY et al., 1968) se ha realizado siguiendo la carretera de Lérida a Andorra, entre los kilómetros 111,5 y 115,5 (5° 01' 35",

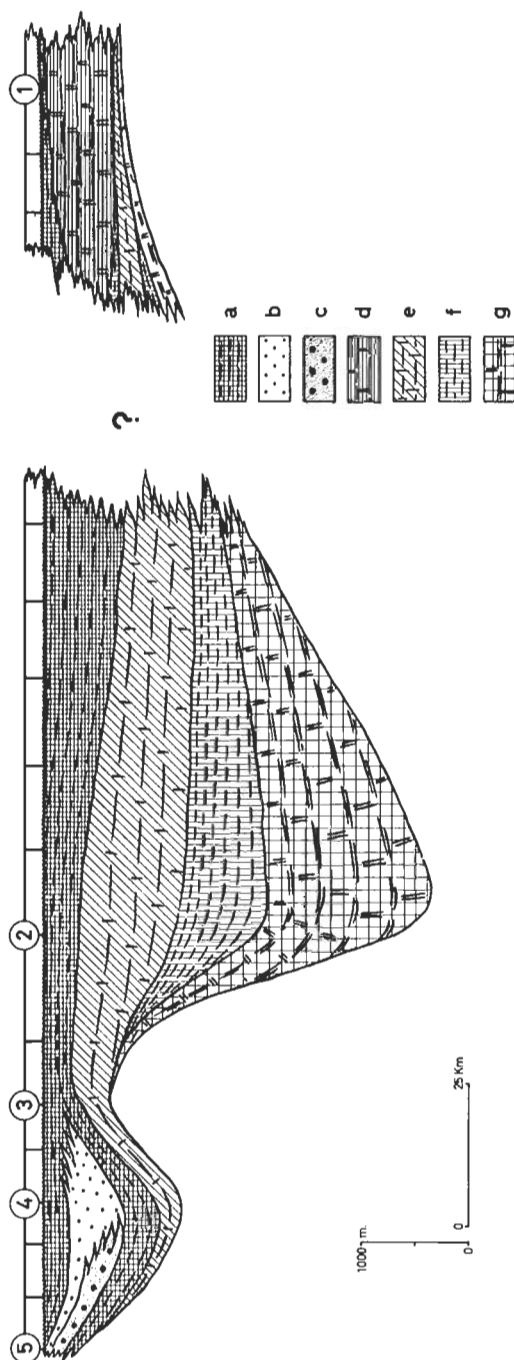


FIG. 4.4.—Corte estratigráfico esquematizado del Cretácico inferior del Prepirineo oriental y central (área septentrional).—1. Macizo de Montgrí.—2. Valle del río Segre.—3. Valle del río Flamicell.—4. Valle del río Noguera Ribagorzana.—a. Margas de Lluça (Albiense).—b. Calizas con Orbitolinas de la Sierra de Aulet (Albiense).—c. Areniscas y conglomerados de San Martín (Albiense).—d. Calizas del Macizo de Montgrí (Albiense).—e. Calizas y margas de Senyús (Aptiense).—f. Margas de La Vall de Cabó (Aptiense).—g. Calizas de la Sierra de Prada (Barremiense y Neocomiense).

42° 13' 25" y 5° 02' 10", 42° 15' 15", respectivamente). Descripciones detalladas de la misma pueden hallarse en PEYBERNES (1968 y 1976), GARRIDO (1973) y SOLÉ SUGRAÑES (1970).

Está formada por calizas de gris a negruzcas, con estratificación de gruesa a masiva, entre las que dominan las micríticas. Su potencia puede evaluarse en unos 1.500 m en el valle del Segre, reduciéndose hacia el E, W y S. En esta última dirección se acuñan rápidamente (flanco S del sinclinal de Santa Fe) hasta desaparecer. Gracias a las dataciones realizadas por PEYBERNES & BILOTTE (1971) en las series del macizo de Montgrí, junto a la costa mediterránea, queda demostrada la continuidad de esta unidad hacia el E, donde se reduce considerablemente de potencia y forma tan sólo los primeros metros basales de las calizas urgoaptienses de dicho macizo (Figs. 4.4 y 4.5). Hacia el W se acuñan totalmente entre los valles del Noguera Pallaresa y del Flamicell (PEYBERNES, 1969). Y hacia el S, en la sierra del Montsec, forma el tramo denominado «Calizas con Carofitas» por PEYBERNES (1976).

El nivel infrayacente de las calizas de la sierra de Prada lo constituye un tramo brechoide que pertenece al Jurásico superior (PEYBERNES, 1976).

El contacto superior es transicional, pasando a la serie margosa de Cabó. Este límite se establece cuando las margas empiezan a dominar sobre las calizas.

En esta serie caliza se ha reconocido el Neocomiense, Barremiense y el Aptiense inferior, como ya DALLONI (1930) había señalado, aunque sin fundamentar paleontológicamente. Los criterios paleontológicos en los que se apoyan estas dataciones pueden hallarse en PEYBERNES (1968 y 1976), GARRIDO (1973) y SOLÉ SUGRAÑES (1970). Especialmente en PEYBERNES (1976) se citan abundantes microfaunas que certifican esta edad.

Margas de La Vall de Cabó

El nombre procede del valle por el que transcurre el río Pujal, afluente por la margen derecha del río Segre, y en el que se encuentra el pequeño pueblo de Cabó.

PEYBERNES & SOUQUET (1973) y PEYBERNES (1976) utilizan informalmente este nombre («margas de Cabó»).

La serie tipo puede realizarse a 1,5 kilómetros al W del pueblo de Cabó, prácticamente en dirección S-N (base: 4° 55' 15", 42° 14' 40"; techo: 4° 55' 0", 42° 14' 0").

Está formada por margas y calizas margo nodulosas, de coloración gris oscura, con estratificación mediana. Su potencia puede evaluarse en unos 800 m. Tanto en la base como en el techo, las intercalaciones calizas se hacen más frecuentes. Localmente presentan abundante bio-

turbación. Incluyen nódulos de marcasita, a veces limonitizada, que corresponden en algunos casos a restos fósiles.

Aflora en una franja alineada de E a W que abarca todo el valle del río Pujal. Hacia el E se acuña a unos 5 Km de su desembocadura en el río Segre. Hacia el W puede seguirse hasta el caserío forestal de Cuberes (valle del Noguera Pallaresa) (Fig. 4.4). Estos rápidos acuñamientos, localmente, se hallan, además, exagerados por efectos de la tectónica. Hacia el S, al igual de como ocurría con las calizas de la Sierra de Prada, desaparecen en el flanco S del sinclinal de Santa Fe.

El contacto con la unidad suprayacente (margas y calizas de Senyús) es transicional. Se establece en el momento en que calizas y margas se hallan en igual proporción.

Toda la serie pertenece al Aptiense, ya sea por la presencia de Ammonites (ROSELL, 1967; PEYBERNES, 1976), ya por la de Foraminíferos (GARRIDO, 1973).

Calizas y margas de Senyús

El nombre procede del pequeño pueblo de Senyús, situado al W de la Sierra de Boumort, entre los valles del río Pujal y del barranco de Inglada.

PEYBERNES & SOUQUET (1973) denominaron a esta unidad «calizas urgo-aptienses de Senyús».

La serie tipo se ha realizado entre los valles antes mencionados pasando por el pueblo de Senyús (base: 4° 53' 40'', 42° 14' 25''; techo: 4° 53' 20'', 42° 13' 15''). Está formada por 850 m de una alternancia de niveles de calizas grises ligeramente margosas con estratificación mediana, en las que se adivina una cierta nodulosidad, con niveles margosos, que presentan capas de calizas nodulosas intercaladas. Estos niveles margosos alcanzan su máximo desarrollo en el valle del Segre. Hacia el E y W poco a poco van desapareciendo.

Entre los 500 y 700 m de la base las calizas y margas presentan una abundante fauna de Orbitolinas, Corales, Rudístidos y otros Lamelibranquios y Serpúlidos (tramo en el que se asienta el pueblo de Senyús).

Afloran casi ininterrumpidamente desde el valle del Noguera Ribargozana hasta el valle del Segre. El afloramiento más oriental se halla en el macizo de Montgrí. El más occidental en las inmediaciones del macizo del Turbón. Hacia el S se reducen considerablemente de potencia hasta la sierra del Montsec, a partir de la cual y en esta dirección desaparecen.

El contacto con la unidad suprayacente (Margas de Lluçà) se establece en el momento en que las capas margosas empiezan a predominar sobre las calizas.

Esta unidad, ya sea por los macrofósiles, ya por los Foraminíferos, ha sido datada como del Aptiense (VIDAL, 1878; ROSELL, 1967; SOLÉ SUGRAÑES, 1970; PEYBERNES & SOUQUET, 1973; GARRIDO, 1973; PEYBERNES, 1976).

Margas de Lluçà (MEY et al., 1968)

El nombre procede del pequeño pueblo de Lluçà, situado en la margen izquierda del río Flamicell, al S. de Senterada.

La Formación margas de Lluçà, de MEY et al. (1968), abarca las margas de Lluçà propiamente dichas, las margas de La Vall de Cabó y las calizas y margas de Senyús. Como «Margas de Lluçà» en este trabajo se entiende tan sólo la primera de estas unidades. Ha sido estudiada por DALLONI (1930), ROSELL (1967 y 1970), SOLÉ SUGRAÑES (1970), GARRIDO (1973), PEYBERNES & SOUQUET (1973), PEYBERNES (1976) y MARTÍNEZ (1977 y 1979). PEYBERNES & SOUQUET (1973) las denominan informalmente «margas negras con espículas del barranco de Inglada».

La serie tipo se ha realizado siguiendo el camino que desde la presa de Senterada conduce al pueblo de Lluçà y de éste al de Reguard, en dirección N-S (base: 4° 37' 20" - 42° 18' 50"; techo: 4° 37' 40" - 42° 18' 20").

Esta serie en sus tramos más altos se halla parcialmente cubierta por derrubios cuaternarios y vegetación; en la margen derecha del río Flamicell, no obstante, a 250 m al W de la carretera, esta parte de la serie aflora en excelentes condiciones.

Está formada por margas gris oscuras con intercalaciones de calizas margo nodulosas con estratificación mediana. Las capas de calizas son más abundantes hacia la parte inferior de la serie. En la localidad tipo poseen unos 300 m de potencia. Este espesor se reduce ligeramente en el valle del río Noguera Pallaresa y se mantiene, por el contrario, o quizás engrosa en algo, en el valle del río Segre (flancos N y S del sinclinal de Santa Fe). El equivalente lateral de esta formación, en los afloramientos situados en las inmediaciones del Mediterráneo, lo constituyen las «calizas del macizo de Montgrí». Hacia el W, valle del Noguera Ribagorzana, pasan, por lo menos en parte, a las «calizas con Orbitolinas de la sierra de Aulet». Más al W, en el Turbón, van acuñándose y forman la parte inferior de las calizas y conglomerados de la Formación San Martín. Este cambio lateral es gradual interdigitándose los niveles de calizas con los de margas (tercio inferior de la serie de Escales en el valle del Noguera Ribagorzana) y los de areniscas y conglomerados en las calizas detríticas y margas (N del macizo del Turbón).

El contacto con la unidad suprayacente (calizas de Santa Fe) es neto, disconforme y a menudo erosional.

Estas margas y margo calizas, especialmente en los metros basales de la serie tipo, incluyen Ammonites (ROSELL, 1967; MARTÍNEZ, 1977 y 1979) pertenecientes a la transición Aptiense Albiense. La edad del resto de la serie es Albiense.

Calizas del Macizo de Montgrí

Forman una parte importante del pequeño macizo de Montgrí del cual procede el nombre de la unidad. Es un afloramiento aislado, junto a la costa mediterránea, que separa el Alt del Baix Empordà y que corresponde al resto de una escama de corrimiento proveniente del N.

La serie tipo, aunque bastante tectonizada, puede reconstruirse a base de cortes parciales, que se hallan muy bien expuestos siguiendo la línea de costa, entre la Punta Guixera de L'Estartit y Cala Montgó, en L'Escala (base: 5° 53' 50" y 42° 03' 20", y luego siguiendo la margen S de esta cala, en dirección E-W, hasta el techo: 6° 50' 40" y 42° 5' 50"). Ha sido estudiada por PALLI & LLOMPART (1981) y LLOMPART & PALLI (1982).

Está formada por 750 m de calizas ya oolíticas ya bioclásticas, con estratificación masiva, a las que se intercalan niveles algo margo nodulosos con estratificación mediana. A lo largo de toda la serie presentan abundantes nódulos arriñonados de sílex.

Poseen una edad Albiense (PEYBERNES & BILOTTE, 1971; MOULLADE & PEYBERNES, 1973; PEYBERNES, 1976). Esta datación ha sido corroborada con el estudio de macrofaunas por PEYBERNES & CALZADA (1977), PALLI & LLOMPART (1981) y LLOMPART & PALLI (1982).

El límite superior de los materiales albienses es difícil de localizar, ya que, posiblemente, existe una laguna estratigráfica que abarca el Albiense superior y el Cenomaniense inferior. El paso del Albiense al Aptiense, por la distribución vertical de sus faunas, es asimismo imposible de situar con exactitud.

Calizas con Orbitolinas de la Sierra de Aulet (MEY et al., 1968)

El nombre procede de la Sierra de Aulet, en el valle del río Noguera Ribagorzana, donde éste ha excavado el profundo congosto de Escales, en el que se ha construido una presa que recibe esta misma denominación.

La serie tipo se ha realizado siguiendo la carretera de Lérida a Pont de Suert, entre los Km 110 y 111 (base: 4° 25' 40, 42° 19' 40"; techo: 4° 26' 00", 42° 19' 10").

GARRIDO & RÍOS (1972) denominan informalmente esta unidad «calizas de Escales».

Está formada por unos 500 m de calizas bioclásticas detríticas de coloraciones grises oscuras y pátina de amarillenta a rojiza o parduzca. Poseen una estratificación gruesa, a veces masiva, con, especialmente hacia la base, niveles intercalados, cuya estratificación es mediana. En estos últimos se adivina una cierta nodulosidad.

La transición con la unidad infrayacente «margas de Lluçà», a la cual pasa además lateralmente hacia el E, es gradual. Se establece cuando sus componentes litológicos principales, calizas y margas, se hallan en igual porcentaje.

Esta unidad corresponde a una verdadera cuña de material detrítico y carbonático incluida en las margas de Lluçà. Hacia el W pasa a las areniscas y conglomerados de la Formación San Martín y en parte a las calizas de la Formación Baciero.

En el corte tipo, las margas de Lluçà existen tanto en la base como en el techo de las calizas de la Sierra de Aulet. A este nivel margoso del techo, con un espesor de 180 m, MEY *et al.* (1968) lo consideran como una unidad diferente («margas de Sopeira»). La característica más importante de esta serie margosa es la presencia de una rica fauna de Ammonites y Equínidos, abundante glauconita y la intercalación en la parte alta de niveles brechoides y eslumpizados.

Esta unidad, como su nombre indica, presenta una gran cantidad de Orbitolinas que han sido motivo de estudio por diferentes autores (SCHROEDER, 1973; SOUQUET *et al.*, 1973; PEYBERNES, 1976; BILOTTE *et al.*, 1978). Todos ellos consideran esta unidad, o la mayor parte de la misma, como perteneciente al Albiense.

Areniscas y conglomerados de San Martín (MEY et al., 1968)

El nombre procede del pequeño pueblo de San Martín de Veri, situado en el extremo N del macizo del Turbón (4° 11' 45" - 42° 28' 15").

Esta unidad ha sido definida por MEY *et al.* (1968) como «Formación San Martín». SOUQUET (1967) la denomina «areniscas del Turbón» y «complejo terrígeno del Turbón». Y GARRIDO (1973) como «pudin-gas y areniscas del Turbón».

La serie tipo se ha reconstruido a base de cortes parciales realizados en los alrededores del pueblo. Está formada por areniscas y conglomerados cuarzosos blanquecinos, o amarillentos con localmente cementaciones irregulares de óxidos de hierro que les proporcionan una coloración parduzca (su aspecto es muy similar al de las típicas «facies Utrillas», CANEROT & SOUQUET, 1972). A veces presentan delgadas intercalaciones de arcillas carbonosas y calizas negruzcas. Su potencia es muy variable, no sobrepasando el centenar de metros.

El contacto con su yacente es discordante cuando lo constituyen sedimentos triásicos o jurásicos y concordante cuando lo forman mar-

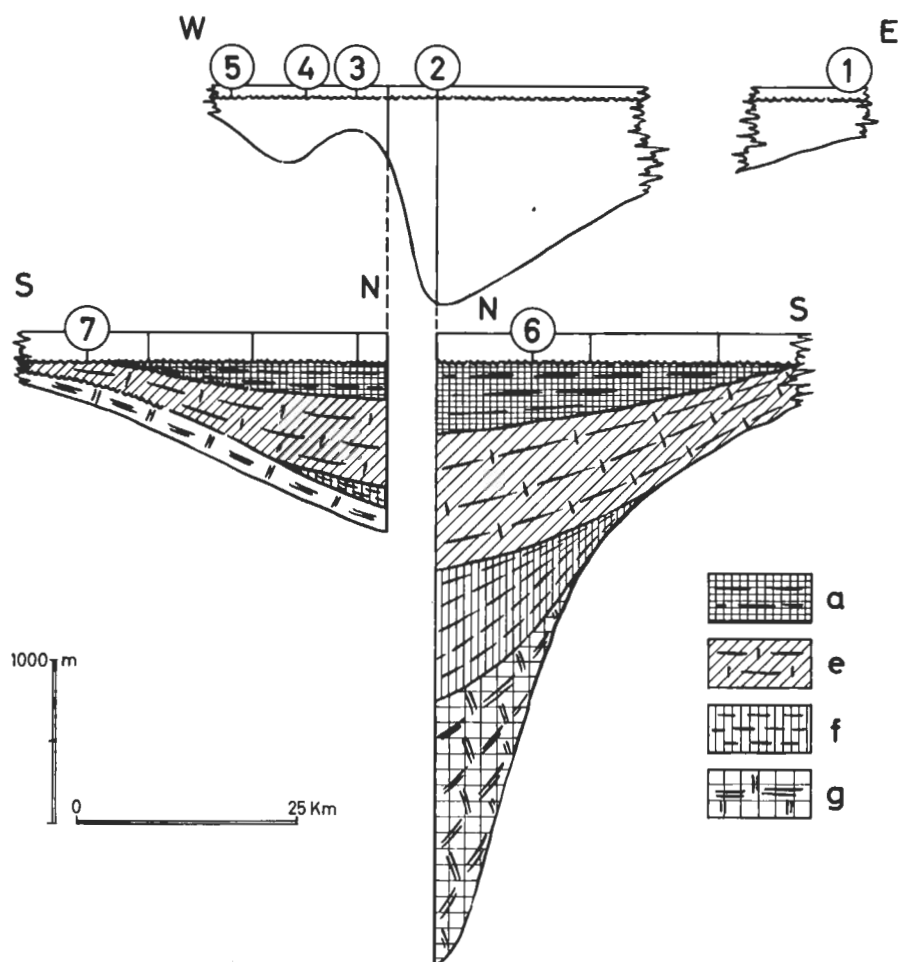


FIG. 4.5.—Corte estratigráfico esquematizado N-S del Cretácico inferior en el Prepirineo central.—6. Flanco S del sinclinal de Santa Fe (Valle del Segre).—7. Sierra del Montsec.—a. Margas de Lluçà (Albiense).—e. Calizas y margas de Senyús (Aptiense).—f. Margas de La Vall de Cabó (Aptiense).—g. Calizas de la Sierra de Prada (Barremiense? y Neocomiense).

gas y calizas margo nodulosas negruzcas asimismo del Cretácico inferior. El tramo de areniscas y conglomerados pasa lateralmente y hacia el E, a la formación «calizas con Orbitolinas de la Sierra de Aulet» que es, a su vez, un equivalente lateral de la Formación «margas de Lluçà».

La unidad suprayacente la constituyen las calizas areniscosas ferruginosas de la base de la Formación Baciero.

El tramo de areniscas y conglomerados puede interpretarse paleogeográficamente como una cuña deltaica retrabajada, en gran parte, por el mar.

Su edad es Albiense, dado que el nivel infrayacente margo noduloso y el suprayacente calizo pertenecen a este piso (SOUQUET, 1967; GARRIDO, 1973, y PEYBERNES, 1976).

4.2.1.2. Evolución N-S de las series del Cretácico inferior.

En el área meridional, los materiales del Cretácico inferior pueden estudiarse tan sólo en la sierra del Montsec, es decir, en el Prepirineo central. En el oriental y occidental el establecimiento de relaciones laterales entre las distintas unidades está limitado por el grado de tectonización que las afecta. Esto dificulta, en muchos casos, restituirlas con certeza a su posición original.

Las características más importantes de las series con respecto a las depositadas en el área septentrional son: su condensación y su carácter marginal dentro de la cuenca (Fig. 4.5).

La reducción y condensación de las series son muy intensas y se producen en un espacio limitado. Se pasa de un máximo en el área septentrional (valle del Segre) de 3.500 m a un máximo en la meridional de 350 m (sierra del Montsec), es decir, con una separación aproximada de unos 35 Km. Se acuñan, hasta desaparecer, inmediatamente al S de la sierra del Montsec.

En los cortes realizados en esta sierra se han reconocido las siguientes particularidades:

Los materiales del Neocomiense poseen un espesor máximo de 150 m («Calizas con Carofitas»: PEYBERNES, 1976). A esta edad pertenecen, además, las calizas «litográficas» datadas clásicamente como del Jurásico superior, de la cantera de Rubies, famoso yacimiento de invertebrados, vertebrados y plantas (SCHAIRER & JANICKE, 1970; BRENNER *et al.*, 1974, y PEYBERNES, 1976).

No se han reconocido materiales pertenecientes al Barremiense, aunque nada tendría de extrañar, dada la banalidad de la mayor parte de los fósiles que presentan, que estuviera parcial o totalmente representado en los sedimentos atribuidos al Neocomiense (PEYBERNES, 1979).

El Aptiense posee un espesor máximo de 210 m (Montsec de Rubies). Con las calizas con Orbitolinas de este piso finaliza la serie del Cretácico inferior. No existen materiales albienses, pues las calizas con Prealveolinas del Cenomaniense superior yacen directamente sobre materiales aptienses o más antiguos.

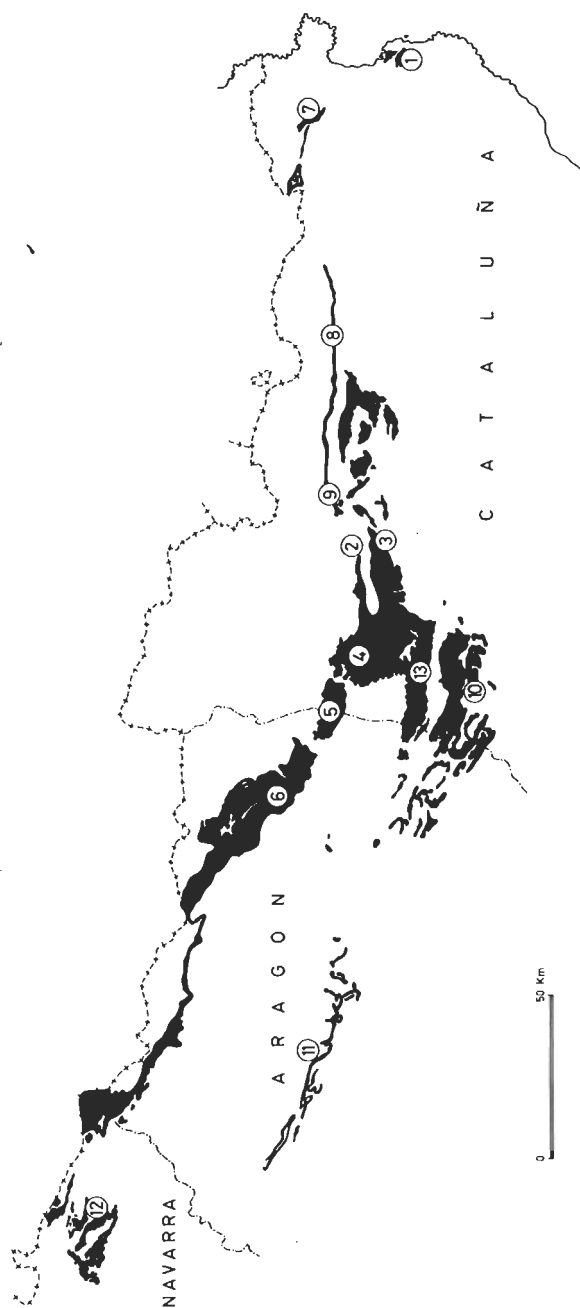


FIG. 4.6.—*Esquema de situación de los afloramientos del Cretácico superior*.—1. Macizo de Montgrí («Castell de Torroella-Santa Caterina»).—2. Valle del río Perles y caserio del mismo nombre.—3. Valle del río Segre.—4. Valle de los ríos Noguera Pallaresa y Flamicell.—5. Valle del río Noguera Ribagorzana.—6. Valle del río Esera.—7. Zona N de Figueres.—8. Zona Bellver de Cerdanya - Bor de Cerdanya.—9. Zona Adraén-Bona.—10. Zona Montroig-St. Jordi (Camarasa).—11. Sierra de Loarre.—12. Area nord-oriental de Navarra.—13. Sierra del Montsec.

4.2.2. Ciclo del Cretácico superior

La mayor densidad de afloramientos del Cretácico superior se localiza en la provincia de Lérida (extremo E del Prepirineo central) (Fig. 4.6). Es en esta zona donde las series están mejor representadas, poseen los máximos espesores y pueden establecerse relaciones casi continuas entre ellas de N a S. En la figura 4.6, además, se indican los puntos que han suministrado un mayor grado de información en este trabajo.

La cuenca pirenaica durante el Cretácico superior corresponde a un surco (MISCH, 1934) alineado de E a W abierto hacia el Golfo de Vizcaya y limitado al S por el «macizo del Ebro», situado en la actual depresión o cuenca del Ebro. La distribución horizontal de las facies que lo colmatan poseen sensiblemente esta polaridad. GARRIDO (1973), GARRIDO (1975), GARRIDO & RÍOS (1972).

El Cretácico superior prepirenaico corresponde a un ciclo completo de sedimentación. Este ciclo comienza con facies muy costeras (calizas arrecifales), evoluciona progresivamente en el tiempo a sedimentos de mayor profundidad (terrígenos en el N y carbonáticos en el S), hasta un momento determinado en que paulatinamente adquieren características regresivas (facies terrígenas de transición), y finaliza con el establecimiento de condiciones de sedimentación continentales. Esta polaridad vertical es reflejo del tránsito de facies W-E y N-S, desde medios netamente marinos a medios de transición e incluso continentales. No obstante, esta distribución de facies es variante en el tiempo en función de una mayor o menor incidencia de los materiales continentales, procedentes del macizo del Ebro, en los marinos.

En la zona más interna (límite con la zona axial pirenaica) además, la distribución local de las facies queda alterada por una fuerte tectónica sinsedimentaria que se inicia en el Santoniense, alcanza la máxima intensidad en el Campaniense y finalmente se atenúa, hasta desaparecer, en el Maastrichtiense.

4.2.2.1. Área septentrional

La mayor parte de las unidades que en ella se han diferenciado fueron definidas en el trabajo de MEY *et al.*, 1968. Los otros nombres que aquí se utilizan proceden de trabajos en los que se emplean con carácter informal. Estas unidades, con rango de Formación, son: «Calizas de Santa Fe», «Margas y calizas margosas de Reguard», «Calizas del Congost d'Erinyà», «Margas y margo calizas nodulosas del barranco de Anserola», «Calizas de Bacierno», «Turbiditas de Vallcarga», «Formación Perles», «Areniscas de Areny» y «Formación Tremp».

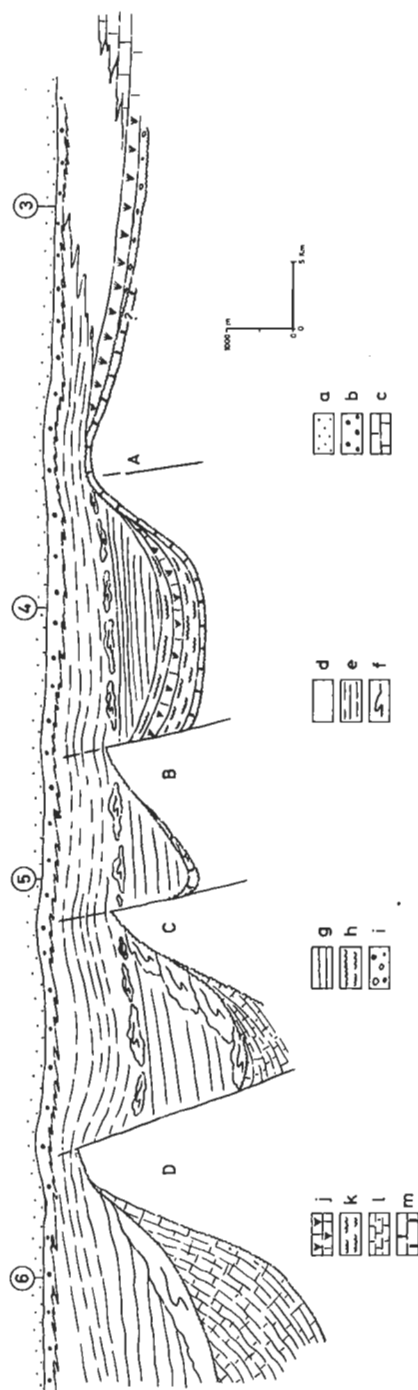


FIG. 4.7.—Corte estratigráfico esquematizado del Cretácico superior del Prepirineo oriental y central (área septentrional).—3. Valle del río Segre.—4. Valles de los ríos Noguera Pallaresa y Flamicell.—5. Valle del río Noguera Ribagorzana.—6. Valle del río Esera.—A. Estructura de St. Corneli.—B. Estructura de Pinyana.—C. Estructura del barranco del Riú (en los olistolitos hay materiales del Keuper).—D. Estructura del Turbón (en las brechas hay materiales del Keuper).—a. Formación Trempt (Maastrichtiense-Paleoceno).—b. Areniscas de Areny (Maastrichtiense).—c. Calizas de Bona (Santoniese-Campaniese).—d. Formación Perles (Santoniese-Campaniese).—e. Turbiditas de Vallcarga (Mb. Salàs) (Campaniese).—f. Turbiditas de Vallcarga (Mb. Puigmanyons) (Campaniese).—g. Turbiditas de Vallcarga (Mb. Mascarrell) (Santoniese).—h. Margas y margo calizas nodulosas del barranco de Anserola (Santoniese).—i. Areniscas y conglomerados de Adraén (Santoniese).—j. Calizas del Congost d'Erinya (Coniaciense).—k. Margas y calizas margosas de Reguard (Coniaciense-Turoniese).—l. Calizas de Baciero (Cenomaniense superior-Coniaciense).—m. Calizas de Santa Fe (Cenomaniense superior).

En la figura 4.7 se muestra un corte estratigráfico de la cuenca en la zona más interna aflorante.

Calizas de Santa Fe (MEY et al., 1968)

El nombre procede de la ermita de Santa Fe, situada en la cumbre de la sierra de la misma denominación, al W del pueblo de Organyà, en el valle del río Segre.

La serie tipo se ha realizado siguiendo el camino de acceso a la ermita cuando remonta el escarpe modelado sobre las calizas de esta unidad (base: 5° 00' 00" - 42° 12' 50"; techo: 4° 59' 20" - 42° 12' 40").

Han sido estudiadas por ROSELL (1962 y 1967), SOUQUET (1967), GARRIDO (1973) y SOLÉ SUGRAÑES (1970).

En la localidad tipo la forman un centenar de metros de calizas distribuidas en dos niveles: el inferior, de calizas grises dominante-mente micríticas con Prealveolinas y Miliólidos y, el superior, de calizas micríticas grises con pátina amarillenta o rojiza, con fragmentos de conchas a veces silicificados. Esta unidad con las características del área tipo sólo puede seguirse en el sinclinal de Santa Fe, en la sierra del Boumort y en el anticlinal de Abella (valles del Segre y del Noguera Pallaresa). Se consideran además como pertenecientes a esta Formación, por su litología, contenido faunístico e idéntica posición estratigráfica que el nivel superior de la serie tipo: a) las calizas sobre las que se halla construido el pueblo de Reguard en el valle del río Flamicell (tramo masivo de 35 m de biomicritas con Prealveolinas, que hacia el techo se vuelven margosas); b) los 140 m de calizas aflorantes en Collegats (valle del Noguera Pallaresa) cubiertas por conglomerados terciarios, discordantes; c) las calizas masivas (60 m de espesor) del S de la Font de Les Bagasses en la sierra del Montsec, donde, asimismo, poseen margas en la base y techo; d) los 75 m basales del tramo superior de la serie de la Formación Calizas de Baciero; y, e) las calizas con Prealveolinas y margas con Corales (*Aspidiscus*) del macizo de Montgrí (nivel inferior del sinclinal de Mas Sec y nivel del Puig de la Reina). En el valle del Noguera Ribagorzana estas calizas han sido reconocidas en los cantos de las brechas del nivel caótico (facies de talud, SCHROEDER, 1973) existente en el techo de las «margas de Sopeira» (parte alta de la Formación margas de Lluçà).

El contacto superior es transicional, pasando generalmente a margo calizas y margas.

El contacto con la Formación infrayacente es discordante o disconforme, existiendo entre ambos una laguna estratigráfica que abarca parcial o totalmente el Albiense superior y el Cenomaniense inferior.

Han sido datadas como del Cenomaniense superior por la fauna

que incluyen, principalmente Prealveolinas en la parte inferior (ROSELL, 1962 y 1967; SOUQUET, 1967; GARRIDO, 1973; LLOMPART & PALLI, 1982).

En el área tipo las calizas detríticas que forman el nivel superior, podrían corresponder al Turoniense (ROSELL, 1962) y constituir el equivalente lateral, en el valle del Flamicell, de las margas de Reguard.

Margas y calizas margosas de Reguard (MEY et al., 1968)

Recibe el nombre del pequeño pueblo de Reguard situado en la margen izquierda del río Flamicell, al S de Senterada.

La serie tipo se ha realizado siguiendo la carretera de La Pobla de Segur a Pont de Suert, entre el Km 33,8 y el Km 34,3 (base: 4° 37' 20" - 42° 17' 50"; techo: 4° 37' 30" - 42° 17' 25").

Ha sido estudiada por ROSELL (1967 y 1970), SOUQUET (1967), GARRIDO (1973) y GÓMEZ GARRIDO (1981).

Está formada por 240 m de una alternancia de margas y de calizas margosas con Equínidos.

El contacto inferior es gradual pasando a la Formación calizas de Santa Fe. El superior es, asimismo, transicional, pasando a las calizas del Congost d'Erinyà. Ambos límites se establecen cuando las calizas empiezan a dominar sobre las margas.

Esta Formación tiene carácter local, es decir, aflora tan sólo en el valle del río Flamicell y en la margen izquierda del Noguera Ribagorçana (S de la sierra de Sant Gervàs). Hacia el E, como se ha dicho en el apartado anterior, su equivalente temporal lo constituye el nivel de calizas detríticas de la Formación Santa Fe. Hacia el S puede correlacionarse con la parte alta de las calizas masivas con Prealveolinas en la base, de la sierra del Montsec. Y, hacia el W, con la parte inferior de las calizas de la Formación Baciero. En la margen derecha del río Noguera Ribagorçana e inmediaciones del cauce, cabe la posibilidad de que su equivalente lateral lo constituyan los niveles caóticos calizos, sobre los que se asienta la presa del contraembalse, de edad postceno-maniense.

La datación de esta unidad margocaliza se ha efectuado en los trabajos de ROSELL (1967 y 1970), teniendo en cuenta sus relaciones laterales y verticales, y en los de SOUQUET (1967), GARRIDO (1973) y GÓMEZ GARRIDO (1981) con las microfaunas que presenta.

Calizas del Congost d'Erinyà (MEY et al., 1968)

El nombre procede del congosto de Erinyà excavado por el río Flamicell en esta unidad caliza. La serie tipo puede efectuarse siguiendo

la carretera de La Pobla de Segur a Pont de Suert, entre los kilómetros 34,3 y 35, que transcurre paralelamente al río Flamicell (base: 4° 37' 30" - 42° 17' 25"; techo: 4° 37' 30" - 42° 17' 20").

Ha sido objeto de estudio por parte de diferentes autores (ROSELL, 1967 y 1970; SOUQUET, 1967; PONS, 1977; y de forma muy especial por NAGTEGAAL, 1972).

Está formada por 160 m de calizas arrecifales limitadas en la base y en el techo por dos formaciones margosas (Formación Reguard y Formación Anserola). En la localidad tipo ambos contactos son graduales y el límite entre ellas se establece cuando uno de los componentes principales domina sobre el otro.

Por su carácter arrecifal es una formación muy discontinua, pasando lateralmente a las margas de la Formación Anserola. Son equivalentes, en cuanto a composición y posición estratigráfica, a las calizas de La Cova de la sierra del Montsec (PONS, 1977), a las formaciones calizas arrecifales y margosas de Collades de Bastús y su equivalente lateral de Aramunt Vell en el anticlinal de St. Corneli (ROSELL, 1970; PONS, 1977; LLOMPART, 1979), entre el Segre y el Llobregat a las calizas de la «formación Alinyà» de SOLE SUGRAÑES (1970), y, a las calizas de Montgrí (LLOMPART & PALLI, 1982). Hacia el W, en el valle del Noguera Ribagorzana, no afloran (posiblemente no se depositaron), y, más al W aún, en el macizo del Turbón, son equivalentes a la parte alta de la Formación Baciero.

Ha sido datada como del Coniaciense superior y del Santoniense inferior, tanto por microfósiles (SOUQUET, 1967; ROSELL, 1970), como por macrofósiles (DALLONI, 1930; ROSELL, 1962 y 1967; PONS, 1977).

Margas y margocalizas nodulosas del barranco de Anserola (MEX et al., 1968)

El nombre procede de un pequeño torrente afluente por la margen derecha del río Flamicell, cuya desembocadura se halla inmediatamente al S del Congost d'Erinyà.

En la literatura geológica a esta unidad se la conoce también como «margas con Micraster».

La serie tipo puede realizarse siguiendo el cauce del río Flamicell entre el «pontet» d'Erinyà, en el N, y las inmediaciones de la pequeña casa de guarda de la FECSA junto al cauce del río, en el S (base: 4° 37' 30" - 42° 17' 20"; techo: 4° 17' 00" - 4° 37' 30").

Es una de las formaciones que, debido en gran parte a la abundancia de fósiles que presenta, ha sido motivo de reiterados estudios. Cabe citar, entre otros, los de VIDAL (1875), DALLONI (1930), HOTTINGER (1966), ROSELL (1967 y 1970), SOUQUET (1967), VAN HOORN (1970), NAGTEGAAL (1972), GARRIDO & RÍOS (1972), GARRIDO (1973 y 1975),

HOTTINGER & ROSELL (1973), MAÑAS (1977), CORNELLA (1977), CAUS *et al.* (1978), CONESA (1979) y LLOMPAR (1979).

Está formada por una alternancia de margas y calizas margo nodulosas con glauconita. En los niveles inferiores predominan las capas calizas y en los superiores las margosas. Presentan una gran abundancia de equínidos (*Micraster*), esponjas, Inocerámidos, y raros *Ammonites*. En ellas son frecuentes, especialmente en la parte alta, discordancias intraformacionales interpretadas como *slump scars* y niveles de *slumping* y de coladas fangosas (*debris flow*).

El contacto inferior es muy irregular, a veces neto, a veces transicional. Tanto hacia la base como lateralmente, ya de forma gradual ya brusca, pasan a calizas. Hacia el techo su límite es muy neto y se establece en el momento en que aparecen las primeras turbiditas en la cuenca.

En la localidad tipo tienen unos 200 m de espesor. Esta potencia es muy variable a causa de que el contacto con la Formación Congost, infrayacente, es muy irregular.

Esta unidad hacia el E pasa a la Formación calizas del Congost d'Erinyà (Formación Alinyà de SOLE SUGRAÑES, 1970). Hacia el S, se conserva con características análogas a las del área tipo con dos diferencias (LLOMPART, 1979): la fauna y la presencia de lentejones de areniscas versicolores intercalados. Hacia el W, en el valle del Esera, pasan lateralmente asimismo a calizas (parte más alta de la Formación Baciero).

Los estudios de datación realizados tanto con macrofauna (DALLONI, 1930; ROSELL, 1967; PONS, 1977) como con microfauna (SOUQUET, 1967; GARRIDO, 1970; HOTTINGER & ROSELL, 1973; MAÑAS, 1977; CORNELLA, 1977; CONESA, 1979) coinciden en atribuir a esta formación margosa una edad Santoniense.

Calizas de Baciero (MEY et al., 1968)

El nombre procede de la sierra de Baciero, situada en la margen izquierda del río Esera, inmediatamente al N del Turbón.

Esta unidad se ha denominado en la literatura, al S del área tipo, «Calizas de Aguas Salenz» (MISCH, 1934). Posee un carácter local, pues únicamente aflora al W del valle del río Isábena y en el valle del Esera. El corte tipo puede realizarse siguiendo la carretera que transcurre por el valle del río Esera, entre los kilómetros 70,7 y 67,7 (base: 4° 04' 45" - 42° 27' 20"; techo: 4° 04' 25" - 42° 26' 10"). Ha sido estudiado por SOUQUET (1967), PAPON (1969) y GARRIDO (1975).

Está formada por una potente serie de más de 1.000 m de calizas, de coloración gris oscuro. La parte inferior la componen un nivel de calizas algo margosas, grises y localmente rojizas, arenosas y bio-

clásicas, con Orbitolinas (equivalente lateral de la parte superior de la Formación Aulet) y otro de calizas algo nodulosas (paralelizable con la parte superior de las margas de Lluçà, o sea, de las margas de Sopeira, en el valle del Noguera Ribagorzana). La parte superior de la serie está formada por calizas bioclásticas grises, algo margosas y localmente arenosas, con nódulos arrifionados, negruzcos, de sílex (equivalente lateral de las Formaciones Santa Fe, Reguard, Congost y gran parte de la Anserola).

El contacto con la Formación infrayacente «areniscas y conglomerados de San Martín», raras veces visible, es discordante. Y el superior, con las denominadas «brechas de Campo» por MISH (1934), es asimismo discordante.

En esta unidad caliza se ha reconocido parte del Albiense, el Cenomaniense superior, Turoniense, Coniaciense y Santoniense (SOUQUET, 1967; PAPON, 1969; GARRIDO, 1973). Este último piso es el que se halla representado por un mayor espesor de sedimentos.

Turbiditas de Vallcarga (MEY et al., 1968).

El nombre procede del pequeño barranco de Vallcarga, donde aflora magníficamente parte de esta serie. Es afluente del barranco de Montsor, el cual, a su vez, lo es del río Noguera Pallaresa, al N de La Poble de Segur.

Puede dividirse en dos subunidades: la inferior, formada por una serie turbidítica con algunos niveles olistostrómicos intercalados (*debris flow* o coladas fangosas) y la superior, predominantemente arcillosa, con olistostromas, algunos *slumping* y raras capas de turbiditas.

Unidad inferior

Se la ha denominado Miembro Mascarell por VAN HOORN (1970) y NAGTEGAAL (1972), «Flysch de Pobla de Segur» por MUTTI & ROSELL (1969) y «Turbiditas del barranco de Montsor y río Flamicell» por ROSELL et al. (1972).

La serie tipo puede ser estudiada a lo largo del barranco de Montsor, donde afloran desde las margas de la Formación Anserola, fosilizadas en gran parte por los conglomerados terciarios, hasta la base del «nivel caótico de Torallola», en la «Cámara d'Aigües» de la Central de FECSA de La Poble de Segur (base: 4° 39' 50" - 42° 16' 40"; techo: 4° 39' 50" - 42° 15' 10"). Esta misma serie puede realizarse a lo largo del río Flamicell y continuarse por el flanco S del barranco de Mascarell, afluente del mismo al W de La Poble de Segur.

El nivel inferior o «Flysch de Pobla de Segur» ha sido estudiado por MUTTI & ROSELL (1968 y 1969), VAN HOORN (1970) y NAGTEGAAL

(1972). Está compuesto por unos 800 m de una alternancia de capas de calcarenitas y de arcillas con estratificación de mediana a fina depositadas a partir de suspensiones turbulentas diluidas. A ellas se les intercalan niveles originados por coladas fangosas derivadas en gran parte de las margo-calizas de la Formación Anserola y, en menor proporción, capas lenticulares de areniscas groseras a microconglomeráticas con estructuras tractivas.

Esta unidad, en el valle del río Noguera Ribagorzana, es decir, hacia el W, presenta, referente al área tipo, una menor frecuencia de capas turbidíticas y un aumento de las caóticas. Hacia el S, en la sierra del Montsec, pasa a parte de la Formación Anserola. Y más al S y al E (valle del río Segre) su equivalente lateral lo constituye la Formación Adraén, que es, por lo menos en parte, el área fuente del material terrígeno que forma las turbiditas.

Estas turbiditas posiblemente fueron depositadas en un lapso de tiempo corto que abarcaría el final del Santoniense y el comienzo del Campaniense. ROSELL (1972), GARRIDO & RÍOS (1972), GARRIDO (1973) les asignan esta edad apoyándose para ello en la datación de su base y techo.

Unidad superior

Es predominantemente arcillosa, y en ella, a su vez, pueden distinguirse dos subunidades: la inferior caótica, espacialmente muy discontinua, y la superior arcillosa.

La subunidad caótica puede ser estudiada en las inmediaciones del pueblo de Torallola (42° 14' 20" - 4° 37' 30") y en el Sensui (barranco de Vilanova (42° 14' 00" - 4° 36' 50")). VAN HOORN (1970) y NAGTEGAAL (1972) la denominan, con rango de Miembro, «Margas de Pumanous» (deformación toponímica del pueblo de Puigmanyons), y ROSELL *et al.* (1972), «Arcillas con olistostromas» y «Conglomerados con Corales de Torallola y Sensui». Está formada por arcillas y margas con intercalaciones de niveles de coladas fangosas derivadas principalmente de las «Margas con *Micraster*» infrayacentes, coladas fangosas con cantos y fósiles entre los que dominan los Corales y olistolitos de fragmentos de parches arrecifales de Rudistas (ROSELL *et al.*, 1972). La edad de esta unidad es intracampaniense (GARRIDO, 1970).

Posiblemente coetáneo con el emplazamiento de este tramo caótico o ligeramente anterior se hallan los niveles olistolíticos del barranco del Riu, en la margen derecha del río Noguera Ribagorzana y, en el valle del Esera, las «Brechas de Campo». A este nivel de brechas, con un espesor de 370 m, VAN HOORN (1970) les atribuye rango de Miembro (base: 4° 04' 25" y 42° 26' 10"; techo: 4° 04' 20" y 42° 25' 45").

La subunidad arcillosa puede estudiarse desde el pequeño pueblo de Sensui hasta la sierra de Sant Cebrià, situada inmediatamente al

S del pueblo de Salàs de Pallars (base: 4° 37' 40" - 42° 12' 30").

Es en dicha sierra donde esta serie margosa presenta las primeras intercalaciones de niveles depositados en un medio costero (*nearshore*). Ha sido denominada «Miembro Salàs» por VAN HOORN (1970) y NAGTEGAAL (1972) y «Arcillas de Salàs» por ROSELL *et al.* (1972).

Está compuesta por una monótona serie margo arcillosa con intercalaciones de capas delgadas de turbiditas y raros niveles eslampizados derivados de las mismas arcillas.

En la localidad tipo poseen un espesor de unos 500 m. No obstante, dado el carácter irregular de su yacente, esta potencia es muy variable. El límite superior se establece cuando, intercalados en las arcillas, aparecen las primeras capas que manifiestan una sedimentación costera.

Posee una gran extensión horizontal, pues puede seguirse ininterrumpidamente desde las inmediaciones del valle del Segre, donde pasa lateralmente a los materiales margo nodulosos de la Formación Perles, hasta el valle del Esera. Hacia el S pasa a la serie carbonatada de la Formación Bona, sobre la que se ha modelado el escarpe más alto de la sierra del Montsec.

La edad de estos materiales es Campaniense (SOUQUET, 1963; ROSELL, 1972; GARRIDO & RÍOS, 1972; GARRIDO, 1975; SORNAY & BILOTTE, 1978; CAUS *et al.*, 1981). Cabe, no obstante, la posibilidad de que en algunos puntos, especialmente hacia el W, la parte superior pertenezca a la base del Maastrichtiense. Ello viene apoyado en que la regresión cretácica tuvo lugar de E a W, es decir, que el techo de esta unidad arcillosa corta a las líneas de isocronía, siendo progresivamente más moderna en esta misma dirección.

Con esta serie margosa se inicia la regresión del ciclo del Cretácico superior.

Formación Perles (SOLE SUGRAÑES, 1970, inédito)

El nombre procede del caserío de Perles (5° 04' 50" - 42° 10' 40"), situado en el valle del río Perles, afluente del Segre por la margen izquierda, al W del pueblo de Alinyà.

La serie tipo se ha realizado siguiendo la carretera que desde las inmediaciones de Coll de Nargó, en el valle del Segre (Pont d'Espia), conduce al pueblo de Alinyà, entre los kilómetros 7 y 4.

Está formada por unos 800 m de una alternancia de calizas margo nodulosas grises con margas gris oscuro. Hacia la parte inferior van predominando las capas calizas sobre las margosas. Por el contrario, hacia el techo poco a poco la serie se va haciendo margosa. Hacia la base, transicionalmente pasan a las calizas de la Formación Congost d'Erinyà (formación Alinyà de SOLE SUGRAÑES, 1970). El contacto supe-

rior es neto, pasando a los materiales rojizos de la Formación Tremp. Aunque no se haya observado en el campo, en la localidad tipo los materiales garumnienses posiblemente descansan sobre esta unidad en clara discordancia, faltando parcial o totalmente la unidad areniscosa con que finaliza la serie marina cretácica pirenaica (Formación Areny).

Pasan lateralmente hacia el S y SW del área tipo a calizas. Esta transición se inicia ya en el valle del Segre, donde a la serie margo caliza se le intercala una cuña de calizas que va engrosando hacia el SW. Hacia el W pasan a la parte superior de la Formación Vallcarga (Arcillas de Salàs) y posiblemente a la base de la Formación Areny.

Esta unidad, por lo tanto, constituye un término medio o de transición entre la serie predominantemente arcillosa que caracteriza el Miembro Salàs y las calizas de la Formación Bona o calizas de la sierra del Montsec.

La edad de estos materiales, según SOLE SUGRAÑES (1970 y 1971) y SOUQUET (1967), es comprensiva del Campaniense y del Maastrichtiense. No obstante, dada la evolución general de la zona, parece ser que debe abarcar el Campaniense y, a lo sumo, los inicios del Maastrichtiense.

Arenisca de Areny (MEY et al., 1968)

El nombre procede del pueblo de Areny, situado en la margen derecha del Noguera Ribagorzana. La sección tipo puede realizarse siguiendo el valle del río por la margen izquierda, desde el barranco del Solá hasta el «Pontet d'Orrit» (base: 4° 25' 40" - 42° 15' 40"; techo: 4° 25' 30" - 42° 15' 10").

Constituye el término final marino que marca los últimos compases de la regresión cretácica. Por ello ha sido estudiada de forma general por varios autores (ROSELL, 1967 y 1972; SOUQUET, 1967; MUTTI & ROSSELL, 1969; VAN HOORN, 1970; NAGTEGAAL, 1972; ROSELL *et al.*, 1972; GARRIDO & RÍOS, 1972; GARRIDO, 1973, y GALLEMI, 1977 y 1979). Particularmente cabe citar el trabajo de GHIBAUDO *et al.* (1974), en el que se analizan detalladamente los diferentes tipos de facies que componen esta unidad en las inmediaciones de la localidad tipo.

Desde el punto de vista litológico deben distinguirse dos subunidades claramente diferenciadas (NAGTEGAAL, 1972; GHIBAUDO *et al.*, 1974). La unidad inferior está compuesta por una masa arcillosa o margosa a la que se intercalan tramos bioclásticos o terrígenos de características costeras. La superior, o arenisca de Areny s. s., está formada por un nivel de areniscas cuarzosas de medianas a groseras. En la localidad tipo la unidad inferior posee un espesor de unos 150 m, y la superior de unos 100 m. El contacto inferior es transicional, mientras que el superior es generalmente neto, pasando a las facies rojas de la Formación Tremp.

La unidad inferior es sincrónica con las fallas sensiblemente N-S que habrían iniciado su acción en el Campaniense y que se amortiguan en las Areniscas de Areny s.s. Estas fracturas que afectan a la unidad inferior son las causantes de la disposición sedimentológica de sus materiales. Al actuar, estas fracturas originan un fuerte basculamiento de la unidad inferior que trae como consecuencia la sedimentación en el fondo de la cuenca de grandes masas eslampizadas provenientes de la propia plataforma e incluso la sedimentación de verdaderas turbiditas (GHI BAUDO *et al.*, 1974).

Esta unidad areniscosa se conserva desde el valle del Segre hasta prácticamente el límite del área estudiada, con las características descritas para el área tipo. Hacia el S la individualización de esta unidad es, hoy por hoy, bastante compleja, por desconocer si el equivalente de la Arenisca de Areny, al S de la sierra del Montsec, corresponde a la parte alta de la serie caliza del Montsec a partir del momento en que aparece el material terrígeno, o bien corresponde a un nivel arenisco intercalado en la serie garumniense (LLOMPART & KRAUSS, 1982, en prensa).

La Arenisca de Areny corresponde a un aparato regresivo que va evolucionando de E a W, es decir, que mientras hacia el E pasa lateralmente a materiales continentales, hacia el W, sobre una misma isócrona, va atravesando cada vez sedimentos depositados a una mayor profundidad.

En la Conca de Tremp pertenecen al Maastrichtiense inferior y son de edad progresivamente más moderna a medida que se alcanzan áreas más occidentales (GHI BAUDO *et al.*, 1974).

Formación Tremp (MEY et al., 1968)

Esta Formación, denominada también «facies garum» o Garumniense, abarca todos aquellos materiales que marcan el final del ciclo del Cretácico superior y el comienzo del ciclo paleogénico, es decir, depositados durante la transición entre las eras Secundaria y Terciaria.

Recibe el nombre de la ciudad de Tremp, situada en el valle del Noguera Pallaresa, construida sobre estos materiales rojizos.

La serie tipo puede realizarse entre el pueblo de Orcau (base: 4° 40' 00" - 42° 09' 50") y las inmediaciones del de Aransis (techo: 4° 39' 20" - 42° 05' 30"); es decir, en el flanco N del sinclinal que da lugar a la Conca de Tremp. Su espesor en el área tipo puede evaluarse en un milenar de metros.

Ha sido estudiada por diversos autores (BATALLER *et al.*, 1953; ROSELL, 1967; SOUQUET, 1967; SOLE SUGRAÑES, 1970; ROSELL, 1972; NAGTEGAAL, 1972; LIEBAU, 1973; GARRIDO, 1973; LLOMPART, 1979; MASRIERA & ULLASTRE, 1981; PLAZIAT, 1981; LLOMPART & KRAUSS, 1982, en prensa).

En la mayor parte de los afloramientos situados entre los valles del Noguera Ribagorzana y Llobregat, la componen predominantemente arcillas y areniscas rojizas con algunas intercalaciones calcáreas. Son excepción el área cercana a Isona, donde la base de esta unidad está formada por niveles arcillosos grises, lignitos, bancos de *Lamelibranchios*, de *Hipurítidos* y *Corales* y calizas con *Carofitas* (LIEBAU, 1973), y el valle del Alto Llobregat, asimismo arcillo carbonoso gris.

En esta serie pueden diferenciarse tres tramos: uno inferior arcilloso y arenoso, con lignitos y estromatolitos intercalados. Uno intermedio formado por calizas grises recristalizadas con grandes nódulos de sílex, *Carofitas* y *Microcodium*. Y una superior, predominantemente arcilloso, con algunos niveles estromatolíticos y de yeso.

En el tramo basal se intercalan frecuentemente niveles conglomeráticos y arenosos canalizados que denotan una sedimentación de tipo torrencial o fluvial, ya en régimen trezado (abanicos de Tarn al N de la localidad tipo, de Coll de Nargó en el valle del Segre y de Sant Cerni en el valle del Llobregat), ya en meandriforme (Trem y Figuerola d'Orcau). Además, intercalado en este tramo basal de la serie roja, existe al S de la sierra del Montsec un nivel de areniscas muy continuo depositado posiblemente en un medio de transición.

El contacto inferior es ya neto y discordante (sinclinal de Coll de Nargó), ya transicional, pasando a las areniscas de la Formación Areny (área septentrional) o a las calizas de la Formación Bona (área meridional).

El contacto superior es transicional marcado por intercalaciones de capas calizas cada vez más abundantes y con características más marinas hacia el techo.

Hacia el W, esta unidad se acuña, pasando a materiales marinos.

En el tramo inferior presenta abundantes restos de Dinosaurios que permiten atribuirlo al final del Cretácico (LAPPARENT & AGUIRRE, 1956 a y 1956 b; LAPPARENT, 1958; LIEBAU, 1973; LLOMPART, 1979; LLOMPART & KRAUSS, 1982, en prensa). La base de esta unidad de N a S posee cada vez una edad más antigua, por lo que nada tendría de extraño que perteneciera a la base del Maastrichtense o al techo del Campaniense.

A partir del nivel calizo intermedio inclusive, se atribuye al Paleoceno (LLOMPART & KRAUSS, 1982, en prensa).

4.2.2.2. Área Meridional

Corresponde a las series situadas desde el borde de la Depresión del Ebro hasta el flanco S inclusive del sinclinal de Aragón-Conca de Trem (Fig. 4.6).

Esta área es muy difícil de diferenciar correctamente al E del valle del Segre, donde el apilamiento de unidades dificulta realizar

con exactitud una restitución paleogeográfica. A pesar de ello, las dos únicas unidades que no afloran en el área septentrional poseen una localidad tipo en este sector del Prepirineo oriental. Estas unidades con rango de formación son: las «Areniscas y conglomerados de Adraén» y las «Calizas de Bona».

Areniscas y conglomerados de Adraén (MEY et al., 1968).

La poca potencia de esta unidad, el carácter discontinuo de sus afloramientos y la transición de la misma en forma de cuñas intercaladas en otras unidades, son el motivo por el cual ha sido considerada por algunos autores (SOLE SUGRAÑES, 1970 y 1971) como de rango inferior al de su definición original. No obstante, por su individualización litológica y por el enorme interés que presenta desde el punto de vista sedimentológico y paleogeográfico debe mantenerse el rango de Formación con el cual MEY et al., 1968, la definieron.

El nombre procede del caserío de Adraén, situado al SE de la Seo d'Urgell (5° 11' 10" - 42° 16' 30").

Ha sido estudiada especialmente por SOLE SUGRAÑES (1970 y 1971), MOERI (1977), POCOVÍ (1978) y LLOMPART (1979). Este último autor, aunque no le asigne expresamente una denominación, la considera como derivada de una verdadera facies Utrillas que constituiría su área fuente.

Está formada por un centenar de metros como máximo de areniscas y conglomerados cuarzosos, poco cementados, de coloraciones diversas aunque dominando los tonos blanquecinos, con intercalaciones poco importantes de arcillas y con frecuentes restos vegetales ferrificados. Estas características le infieren un cierto parecido a la Formación arenas de Utrillas de la Cordillera Ibérica con la que a veces se ha confundido.

El contacto inferior en la localidad tipo, así como en la mayoría de las series situadas al S de la sierra del Montsec, es discordante, generalmente sobre materiales precretácicos. El contacto superior es bastante brusco y se establece en el momento en que aparecen las primeras capas de calizas de la formación suprayacente.

Se extiende, con mayor o menor potencia, por todo el flanco S del sinclinal de Aragón, es decir, desde Navarra hasta la parte occidental de la provincia de Gerona.

Ha sido interpretado ambientalmente por LLOMPART (1979) como formando parte de un sistema de deltas torrenciales (*fan deltas*) provenientes del S. En la sierra del Montsec las cuñas deltaicas que alcanzaron las áreas más distales en el mar indentaban con las margas y margo calizas nodulosas con bancos de Rudístidos y Corales de la Formación Anserola. Dado que esta última Formación tiene una

edad santoniense, a la unidad Adraén se le debe atribuir la misma edad. Asimismo nada tiene de extrañar que el mecanismo sedimentológico que aportó la arena a la cuenca turbidítica de la Formación Vallcarga fueran estos deltas torrenciales.

Hay que hacer notar que al E del Montsec en la base de esta Formación existen yacimientos de bauxitas. Según COMBES (1969), estos yacimientos poseen una edad Aptiense superior Albiense.

Calizas de Bona (MEY et al., 1968)

El nombre procede del torrente de Bona, afluente del río Lavansa por su margen derecha y éste a su vez afluente del río Segre por la margen izquierda (base: 5° 12' 20" - 42° 17' 00", y techo: 5° 11' 30" - 42° 16' 25").

En la sierra del Montsec han recibido la denominación informal de formación Terradets por PONS (1977).

Esta unidad ha sido motivo de estudios por parte de RÍOS (1951), SOUQUET (1967), SOLE SARABIS (1970), SOLE SUGRAÑES (1970 y 1971), GARRIDO & RÍOS (1972), GARRIDO (1973), HOTTINGER & ROSELL (1973), DEL VALLE *et al.* (1973), MOERI (1977).

Está formada por calizas bioclásticas, muy fosilíferas, dominando los restos de Rudístidos, localmente margosas y, en especial hacia la base, arenosas. Poseen una estratificación de gruesa a masiva en la que se adivina frecuentemente la morfología de los cuerpos rocosos (barras) y la estructura interna de los mismos (un solo grupo de láminas planares de bajo ángulo).

Su potencia varía desde un centenar a un milenar de metros.

El contacto inferior con la Formación terrígena de Adraén en la localidad tipo es bruscamente transicional. En el Montsec y áreas con una posición paleogeográfica similar, estas calizas pasan hacia la base, gradualmente, a la Formación margas de Anserola. El contacto superior es asimismo transicional, marcado por una disminución en la proporción de los niveles de calizas y un aumento en los de margas y arcillas que en un principio son grises y que van adquiriendo las coloraciones rojizas características de la Formación Tremp.

La edad de esta Formación es Campaniense (SOUQUET, 1967; SOLE SUGRAÑES, 1970; HOTTINGER & ROSELL, 1973; GARRIDO, 1973; MOERI, 1977), aunque ciertos autores consideran que la parte superior puede ser atribuida al Maastrichtiense.

Esta unidad caliza constituye una cuña que se inicia en el borde de la Depresión del Ebro y alcanza su máximo espesor en el flanco S del sinclinal de Aragón-Conca de Tremp, extendiéndose en toda el área estudiada, paralelamente al surco cretácico pirenaico.

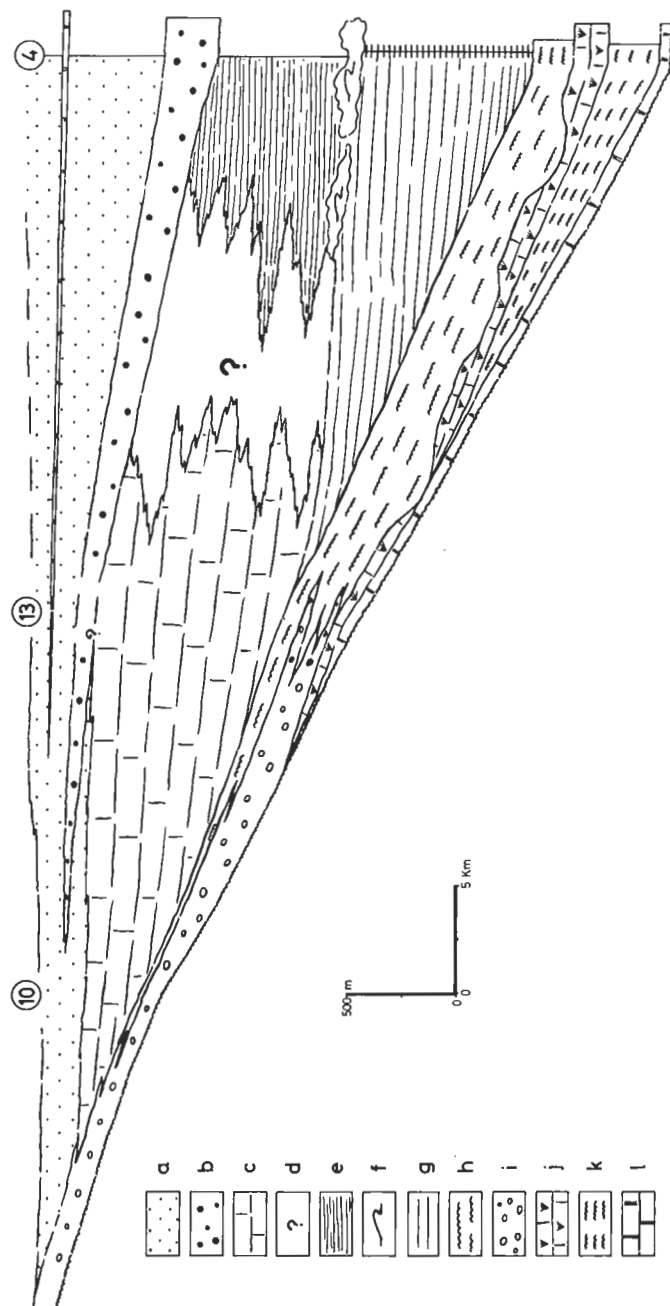


Fig. 4.8.—Corte estratigráfico N-S del Cretácico superior del Prepirineo Central.—a. Formación Tremp.—b. Areniscas de Areny.—c. Calizas de Bona.—d. Formación Perles.—e. Turbiditas de Vallcarga (Mb. Salàs)—f. Turbiditas de Vallcarga (Mb. Puigmanons)—g. Turbiditas de Vallcarga (Mb. Mascarrell)—h. Margas y margo-calizas nodulosas del barranco de Anserola.—i. Areniscas y conglomerados de Adraén.—j. Calizas del Congost d'Erinya.—k. Margas y calizas margosas de Reguard.—l. Calizas de Santa Fe.

4.2.2.3. *Evolución N-S de las series del Cretácico superior*

Los trazos generales sobre la evolución N-S de las facies durante el período Cretácico en el Prepirineo fueron ya establecidos por SOUQUET (1967), VAN HOORN (1970), GARRIDO (1973), PONS (1977) y LLOMPART (1979). Los rasgos más importantes sobre la evolución de las facies desde el área septentrional (parte central del surco cretácico) hasta el borde S («Macizo del Ebro») pueden resumirse como sigue (Fig. 4.8):

a) Las calizas con Prealveolinas de la Formación Santa Fe se prolongan hacia el S hasta la sierra del Montsec. A partir de este punto se acuñan rápidamente hasta desaparecer en el sinclinal de Ager. En el Prepirineo central, el límite de esta unidad caliza se alinea paralelamente a las estructuras tectónicas. En el oriental el límite de esta unidad es difícil de situar correctamente, debido al apilamiento de unidades tectónicas. Aflora tan sólo en las escamas del Pedraforca y del macizo de Montgrí, junto al Mediterráneo.

b) La Formación calizas margosas y margas de Reguard tiene un carácter muy local, limitándose al flanco N del sinclinal de Tremp.

c) Las «Calizas del Congost» se prolongan hasta la sierra del Montsec. Al igual que la Formación Santa Fe, al S de esta sierra se acuñan rápidamente. Por su carácter arrecifal (Corales y Rudístidos) forman masas irregulares, a veces discontinuas, que pasan localmente a calizas bioclásticas o a calizas arenosas.

d) Las margas y margo calizas con *slump scars* de la Formación Anserola, se prolongan hacia el S, con análoga litología, hasta el flanco S del sinclinal de Tremp. No obstante, en lugar de Equínidos, Esponjas, Inocerámidos y Ammonites incluyen (LLOMPART, 1979) Corales y Rudístidos. A ellas se les intercalan, además, sobre todo al E y W de la sierra del Montsec, niveles lenticulares de areniscas, a veces conglomeráticas, similares a las que caracterizan a la Formación Adraén. Hacia el S estos lentejones van adquiriendo mayor desarrollo en detrimento de los niveles margosos, llegando éstos a desaparecer por acuñamiento.

e) La Formación Vallcarga (flanco N del sinclinal de Tremp), cuya parte inferior está caracterizada por turbiditas y masas olistotrómicas y la superior por arcillas, se depositó, por lo menos en parte, al mismo tiempo que las calizas de la Formación Bona (flanco S del sinclinal de Tremp). Este cambio de facies, realizado en unos 25 km, no se conoce con detalle.

El tramo inferior de la Formación Vallcarga (turbiditas y niveles caóticos de los Miembros Mascarell y Puigmanyons, respectivamente), en el Montsec, corresponde a parte de la serie margosa y margo ca-

liza de la Formación Anserola. A esta serie se le intercalan cuñas de material terrígeno (Formación Adraén) que constituyen, en último término, el área fuente de las turbiditas.

El tramo superior de la Formación Vallcarga (arcillas del Miembro Salàs) se correlaciona con las calizas que forman el escarpe principal del Montsec. La transición lateral entre la serie arcillosa (N) y la caliza (S) puede realizarse por medio de facies margosas (Formación Perles) que ocuparían, aproximadamente, la zona donde se sitúa el eje del sinclinal de Tremp. Estas calizas forman una verdadera plataforma en forma de cuña con un espesor máximo en el Montsec y mínimo en el borde del Pirineo limítrofe con la Depresión del Ebro.

f) Las areniscas de Areny, en el flanco S del sinclinal de Tremp, no se hallan bien diferenciadas. Equivalen a la parte alta de la serie caliza del Montsec (Formación Bona) donde progresivamente van pasando a areniscas. Más hacia el S esta unidad, según LLOMPART & KRAUSS (1982, en prensa), correspondería a un nivel areniscoso intercalado en la serie de facies garumniense. Esta unidad de capas rojas, o Formación Tremp, salvo pequeñas variaciones litológicas locales y de potencias, se continúa de N a S.

4.3. Evolución, sedimentología y paleogeografía de la cuenca Cretácica en el Prepirineo meridional

Los materiales del sistema cretácico que forman el Prepirineo N y S pertenecían a una única cuenca de sedimentación. Por ello, para realizar un verdadero análisis de cuenca es imprescindible abarcar todo el Pirineo, lo cual está muy lejos de la finalidad de este trabajo. Un resumen del mismo puede hallarse en SOUQUET *et al.* (1977).

La evolución de la cuenca en el Prepirineo meridional, entre la falla de Pamplona y el Mediterráneo, durante el Cretácico, ha sido parcialmente estudiada por SOUQUET (1967), MEY *et al.* (1968), GARRIDO (1973) y PEYBERNES (1976). Del estudio de estos trabajos se desprende que a lo largo de la zona estudiada existen dos áreas con un máximo de sedimentación, situadas en los valles del Segre y del Esera. En la primera los sedimentos del Cretácico inferior alcanzan la máxima potencia de todo el Prepirineo y, en la segunda, por el contrario, son los del Cretácico superior. El primer hecho es debido a que la estructura de St. Corneli es ya activa en el Cretácico inferior y origina un área fuertemente subsidente en el valle del Segre. El segundo está en relación con movimientos tectónicos sinsedimentarios, que limitan áreas con una fuerte subsidencia de otras que funcionan como umbrales (entre ellos el producido por la estructura de St. Corneli), que son causantes de la distribución de las facies y de los espesores.

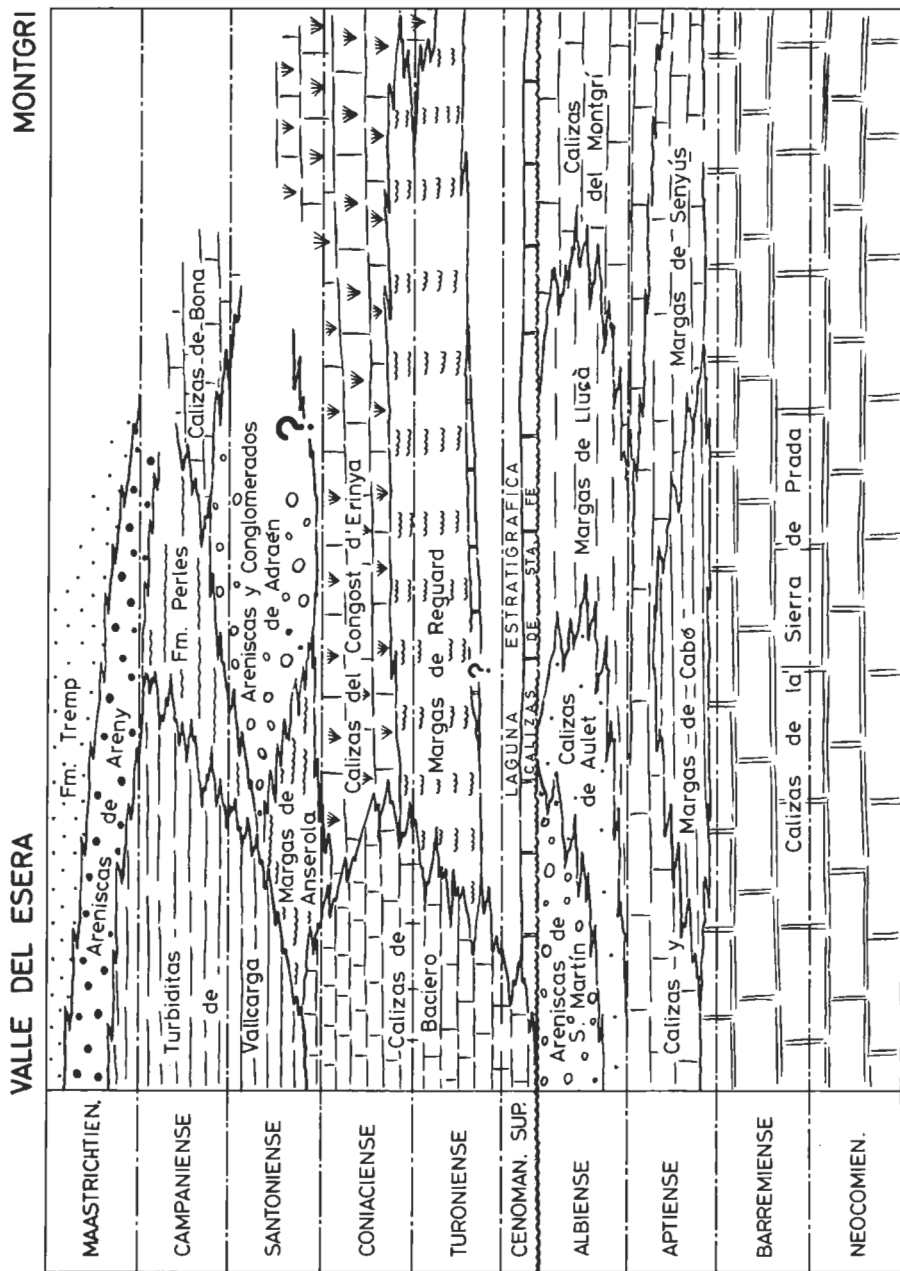


Fig. 4.9.—Cuadro de equivalencias laterales y temporales de las formaciones del Cretácico en el Prepirineo central y oriental.

La descripción de la evolución histórica de este sector de la cuenca se efectuará en dos etapas (Fig. 4.9): *a*) desde el comienzo de este período hasta la discordancia y laguna albo-cenomaniense, es decir, el ciclo del Cretácico inferior, y *b*) desde el Cenomaniense superior hasta el final del período cretácico, o sea, el ciclo del Cretácico superior.

4.3.1. *Cretácico inferior*

El Cretácico inferior se caracteriza por una sedimentación carbonática somera que va alternando con otra más profunda de composición margosa. La cuenca durante el Cretácico inferior, en el Prepirineo meridional, pasó por los siguientes estadios de sedimentación:

1) Los inicios del Cretácico tan solo han quedado registrados con sedimentos en el valle del Segre. En la base de la Formación calizas de la Sierra de Prada se localiza la transición entre el Jurásico y el Cretácico. Esta unidad caliza, depositada en una parte de la cuenca poco profunda y muy subsidente, es comprensiva del Neocomiense, Barremiense y Aptiense inferior. Esta cuenca se extendía hacia el N, y moderadamente hacia el E (Macizo de Montgrí); hacia el S y W, a juzgar por el acuñaamiento rápido de las series, se situaba uno de sus márgenes.

2) Es durante el Aptiense en que quizá la sedimentación alcanza un área y potencia mayores. En sus comienzos, en el valle del Segre, la cuenca se hace más profunda y se depositan las Margas de La Vall de Cabó con Ammonites. En el resto y hasta el final del Aptiense la cuenca adquiere características netamente marinas, produciéndose una sedimentación de tipo arrecifal con Orbitolinas, Rudistas y Corales (facies urgoniana, en sentido amplio, de la Formación calizas y margas de Senyús).

3) La sedimentación de facies urgoniana se ve interrumpida, a excepción del extremo oriental de la cuenca, por la aparición de material terrígeno (equivalente en cuanto a edad a las facies Utrillas). La entrada de este material se efectúa por las inmediaciones del actual valle del Esera mediante un sistema deltaico que posiblemente procedía del S. En la llanura deltaica se depositaron los materiales que constituyen la Formación San Martín. Y en el frente deltaico las Calizas con Orbitolinas de la sierra de Aulet. Esta cuña deltaica se intercala en los materiales margo nodulosos de plataforma que forman la unidad Margas de Lluçà. En el extremo oriental del Pirineo, al mismo tiempo, se depositan las Calizas del Macizo de Montgrí en una vasta plataforma mareal.

La sedimentación de este conjunto de Formaciones tuvo lugar en un intervalo de tiempo que va desde el Aptiense superior hasta el Cenomaniense inferior.

4) Finalmente, en gran parte del Prepirineo, el proceso sedimentario sufre un paro, posiblemente ligado a una emersión de gran parte de la cuenca, momento en el cual se sitúa el fin del ciclo inferior del Cretácico y el comienzo del ciclo superior. Este hecho es muy claro desde el valle del Flamicell hasta el valle del Segre y es muchísimo menos evidente en los extremos oriental (Macizo de Montgrí) y occidental (valle del Ribagorzana-valle del Esera).

4.3.2. *Cretácico superior*

Dos son los autores que se han dedicado exhaustivamente al estudio de este ciclo: SOUQUET y GARRIDO. Este último autor (1975) publica una primera síntesis sobre el análisis de la cuenca del Cretácico superior en el Prepirineo central.

Durante este tiempo la cuenca sedimentaria sudpirenaica evoluciona a través de los siguientes estadios:

1) El inicio del ciclo del Cretácico superior se caracteriza, en gran parte del área estudiada, por el establecimiento de una sedimentación carbonatada somera, que origina la parte inferior de la Formación calizas de Santa Fe, atribuida al Cenomaniense superior. Esta plataforma carbonatada, sin apenas variar de facies, se extiende desde Navarra hasta el Mediterráneo, alcanzando hacia el S la sierra del Montsec y áreas paleogeográficamente equivalentes.

Si la datación de estas calizas es correcta, en todo el Prepirineo tiene lugar un paro en la sedimentación que abarca parcial o totalmente el Turoniense.

2) En las inmediaciones del río Flamicell y en la margen izquierda del Noguera Ribagorzana afloran las margos calizas de la Formación Reguard, datadas como turonienses. Esta unidad margosa sería un equivalente distal de la parte alta de la Formación Santa Fe en su localidad tipo.

En áreas más occidentales se produce la sedimentación de las calizas de la Formación Baciero; una pequeña parte de la misma, posiblemente coincide con un nivel algo margoso que yace sobre las calizas con Prealveolinas, representa la Formación Reguard.

3) En el Coniaciense la cuenca tiene una extensión análoga a la que poseía en el Cenomaniense superior. Es decir, sus sedimentos

forman una franja al N del Montsec que se extiende desde Pamplona al Mediterráneo. Se establecen condiciones arrecifales de sedimentación bajo las cuales se depositan en casi toda la cuenca las Calizas del Congost d'Erinyà. El carácter arrecifal es consecuencia de su discontinuidad en el espacio y en el tiempo. En ellos se han reconocido, aunque parcialmente, el Coniaciense y el Santoniense inferior.

La caracterización del Coniaciense por fauna es siempre local y fragmentaria. Por ello nada tendría de extrañar que al igual que en el Turoniense existiera también, para parte de este piso, una laguna estratigráfica.

Posiblemente en este momento se inicia en las zonas marginales de la cuenca, sobre todo en el área que limita con el Macizo del Ebro, el aporte de material terrígeno procedente del mismo, a través de un sistema de abanicos aluviales que indentan con las facies marinas (Formación Adraén).

4) En los comienzos del Santoniense se inician movimientos tectónicos que originan localmente deslizamientos de masas de materiales, deducidos por la existencia de niveles es slumpizados y discordancias intraformacionales (*slump scars*).

En este momento también, al S del área pirenaica, se alza el Macizo del Ebro. De él parten cursos torrenciales que, al desembocar en el mar, constituyen abanicos deltaicos formados por arenas y gravas cuarzosas (Formación Adraén). El área fuente de las mismas, posiblemente, la constituían verdaderas facies «Utrillas». Estos deltas torrenciales se construyen sobre una plataforma en la que se depositaban margas y margo calizas (Formación Anserola). Las arenas y gravas cuarzosas indentan, pues, con las margas y margo calizas. En los momentos en que estos torrentes son inactivos, en la parte frontal de sus deltas y en áreas de plataforma protegidas de los influjos de material terrígeno se desarrollan parches arrecifales de Corales y Rudístidos.

Al E de la cuenca, fuera del influjo del Macizo del Ebro, la sedimentación es carbonatada (Calizas de Bona).

5) La actividad tectónica se acentúa dando lugar a un surco fuertemente subsidente cortado por umbrales activos originados por estructuras de dirección N-S. Momento en el cual se depositan dos tipos de sedimentos: a) unos autóctonos, producto de los deslizamientos gravitativos submarinos de masas poco consolidadas procedentes de zonas en vías de levantamiento (olistolitos, coladas fangosas y capas turbidíticas), y b) unos alóctonos procedentes de los deltas torrenciales y transportados a la zona axial de la cuenca por medio de suspensiones turbulentas. Los primeros son predominantemente margosos y los segundos arenosos y conglomeráticos. La frecuencia con que

se encuentran unos respecto de los otros está en función de los aportes terrígenos en la zona y de la intensidad del levantamiento de las estructuras sinsedimentarias. En conjunto estos sedimentos caóticos y turbidíticos constituyen la Formación Vallcarga.

Ya entrado el Campaniense empieza a atenuarse la fase tectónica iniciándose una sedimentación arcillosa, con la que da comienzo la fase regresiva del ciclo del Cretácico superior. En las áreas marginales se depositan sucesivamente margas (Formación Perles) y calizas (Formación Bona).

6) Al final del Campaniense o comienzos del Maastrichtiense hacen aparición en la cuenca, intercalados en las arcillas, niveles bioclásticos y terrígenos groseros en los que se hace patente la acción del oleaje y de las mareas. Da comienzo la sedimentación de los materiales de la Formación Areny.

Esta unidad puede considerarse como un complejo mecanismo regresivo con una polaridad de E a W, sentido en el que, lógicamente, varían las facies y la edad. Sobre una misma línea de isocronía las facies son continentales o de transición hacia el E, marinas francas e, incluso, en áreas aún tectónicamente activas y moderadamente profundas, turbidíticas. La edad en conjunto varía desde Maastrichtiense inferior, en la Conca de Tremp, a Maastrichtiense superior, en el valle del Esera.

Los aportes terrígenos se realizan mediante cursos torrenciales y fluviales a los que el mar retrabaja e imprime su sello. En un dominio continental limítrofe con el marino se depositan las capas rojas que caracterizan la Formación Tremp. En las áreas con un mayor influjo continental se construyen, en las bocas de los torrentes, abanicos aluviales, cuya área fuente se sitúa al N de la zona de depósito. Las áreas más cercanas a la costa corresponden a llanuras supramarales con *lagoons*, paleosuelos, pequeñas cuencas lacustres efímeras, etcétera, cortado todo ello por canales fluviales y estuarinos procedentes del S y SE.

En este contexto paleogeográfico pululan los últimos dinosaurios que pueblan el Prepirineo. Su extinción, es decir, la desaparición de sus restos fósiles en la serie, marca el fin de la sedimentación cretácica.

5. *Catalánides*

5.1. **Introducción**

5.1.1. *Situación y enfoque del trabajo*

La situación del área a la que se refiere este capítulo se indica en la figura 5.1. Se ha elegido un límite arbitrario entre la cuenca de los Catalánides y la cuenca Ibérica norte-Maestrazgo, ya que no existe solución de continuidad entre ambas zonas desde el punto de vista de la estratigrafía del Cretácico. De manera también un tanto arbitraria, ANADON *et al.* (1979) establecen el límite suroccidental de los Catalánides aproximadamente en la transversal de Fondespatla-Penaroja, donde ocurre una importante inflexión de las direcciones estructurales.

El estudio está enfocado esencialmente en base a la bibliografía, pero en lo referente a las características del Cretácico, se incorporan también los nuevos datos obtenidos en las investigaciones hechas por el autor de este capítulo para la realización del trabajo. Para que el lector no familiarizado con la geología de los Catalánides pueda situar los caracteres del Cretácico de esta zona dentro de un marco regional, se expondrán a continuación los rasgos generales de las cadenas, haciendo más hincapié en aquellos aspectos, o etapas, de especial interés para el Cretácico. Igualmente se insistirá en la explicación de las unidades de los Catalánides, a las que se hace referencia al comentar la distribución de las unidades estratigráficas y la paleogeografía.

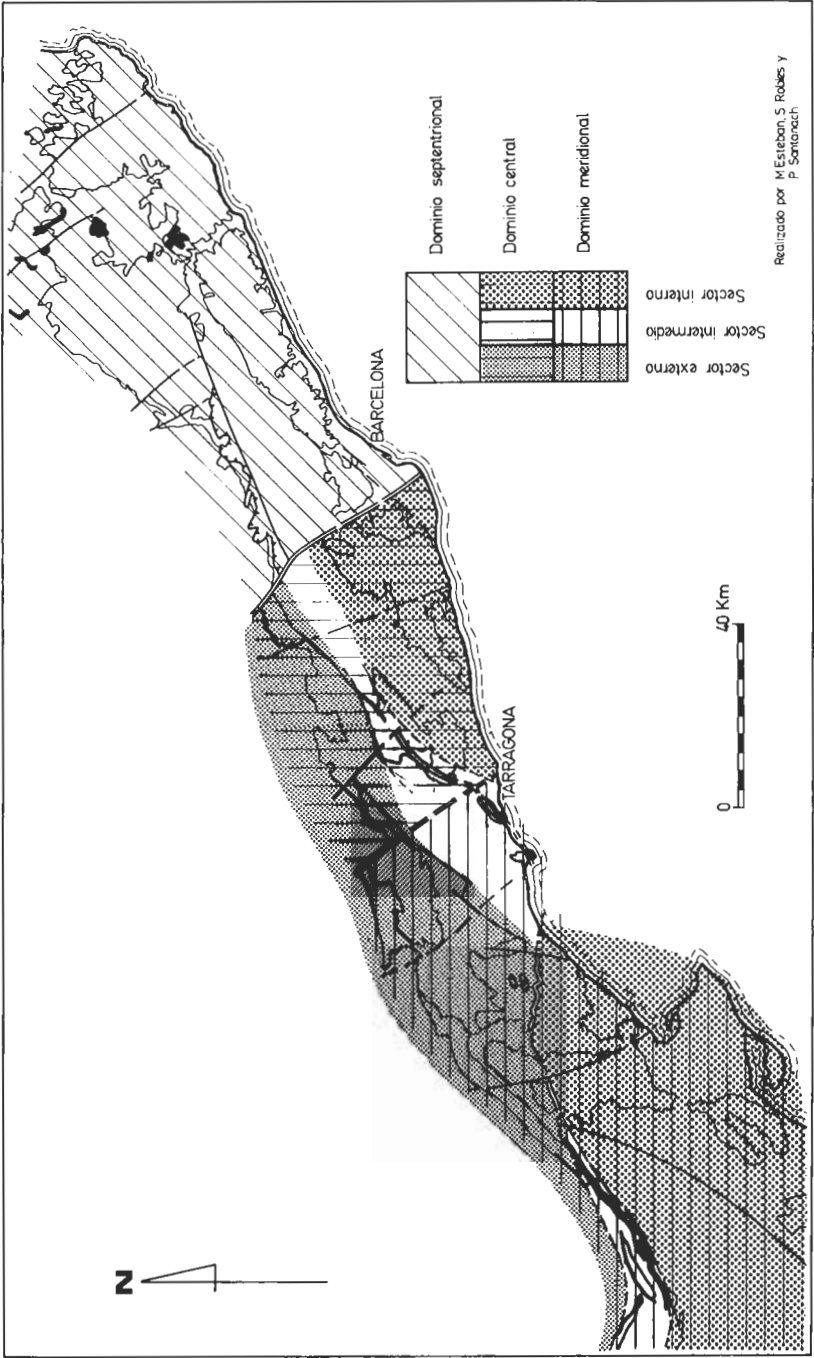


FIG. 5.1.—Dominios y sectores de los Catalánides (según ESTEBAN, ROBLES y SANTANACH, en ANADON *et al.*, 1979). Véase explicación en el texto.

5.1.2. Rasgos generales de los Catalánides

De acuerdo con ANADON *et al.* (1979), en la evolución alpídica de los Catalánides pueden diferenciarse tres etapas fundamentales. La primera es la etapa preorogénica, que se extiende desde el comienzo de la sedimentación del ciclo alpino en el Triásico inferior hasta el inicio de los impulsos compresivos principales en el tránsito Cretácico-Paleoceno. La segunda es la etapa orogénica compresiva de edad esencialmente paleógena. La última etapa, postorogénica o distensiva, principalmente se desarrolla durante el Neógeno y continúa hasta la actualidad.

5.1.2.1. Unidades de los Catalánides

En los Catalánides ocurre una variación de las características estratigráficas del Mesozoico y de las características tectónicas compresivas, que se aprecia tanto en sentido transversal como longitudinalmente a la cadena. Estas variaciones han sido usadas por ROBLES y ESTEBAN (en ANADON *et al.*, 1979) como criterios para dividir los Catalánides en una serie de unidades. Durante la etapa preorogénica estas unidades han tenido distinto comportamiento paleogeográfico, por lo que presentan diferencias en la estratigrafía del Mesozoico. Además, durante la etapa orogénica compresiva han tenido un comportamiento tectónico relativamente diferente que se manifiesta en su estructura interna y de conjunto.

Estas unidades reflejan la relación existente entre la tectónica y la sedimentación durante las etapas preorogénica y compresiva.

Están delimitadas por dos sistemas de fracturas aproximadamente ortogonales entre sí; uno de ellos es transversal a la orientación catalánide (LLOPIS, 1947; FONTBOTE, 1954; GUIGON, 1973; ESTEBAN, 1973, y ROBLES, 1974 y 1977) y el otro es aproximadamente longitudinal con relación a la orientación general de la cadena. Ambos sistemas de fracturas tienen una historia larga y compleja (SOLE SUGRAÑES, 1978; ANADON *et al.*, 1979); durante la etapa preorogénica funcionaron en un régimen esencialmente distensivo, produciendo una marcada subsidencia diferencial entre los bloques que delimitaban. La subsidencia diferencial, tan acentuada entre algunos bloques, es la responsable de las diferencias paleogeográficas y estratigráficas que se pueden observar en el Jurásico y Cretácico de las distintas unidades (ESTEBAN, 1973; ROBLES, 1974; ESTEBAN y ROBLES, 1976). A su vez, el acúñamiento rápido de potentes cuerpos estratigráficos que ocurre entre áreas paleogeográficas adyacentes, ha influido fuertemente en la ubicación de los principales accidentes tectónicos durante la etapa compresiva. También el diferente espesor de la serie mesozoica ha

influido en el tipo de estructura de conjunto y en la estructura interna que ha adquirido la cobertera de cada unidad durante el período orogénico compresivo.

En ANADON *et al.* (1979) se distinguen dos tipos de unidades: dominios, transversales a la orientación de la cadena, y sectores, paralelos a dicha alineación (Fig. 5.1).

Los dominios quedan limitados por el sistema de fallas transversales y se distinguen entre sí por las características estratigráficas del mesozoico, aunque dentro de cada uno de ellos existe un margen de variabilidad amplio. Los criterios usados para su diferenciación mutua son: *a)* potencia de la serie estratigráfica; *b)* características litoestratigráficas, tales como magnitud de la dolomitización, proporción de facies más y menos marinas, existencia e importancia de las facies pelágicas y hemipelágicas, y *c)* magnitud temporal de las lagunas estratigráficas.

Los sectores representan unidades paleogeográficas dispuestas paralelamente al borde de la cuenca cretácica (ESTEBAN y ROBLES, 1976) y su individualización ocurrió por el funcionamiento de fracturas longitudinales (ROBLES, 1974). Los sectores se diferencian entre sí por las características estratigráficas del Mesozoico, especialmente por: *a)* potencia de la serie estratigráfica, y *b)* número de discontinuidades estratigráficas principales y magnitud temporal total de las lagunas estratigráficas. Además también se diferencian entre sí por las características estructurales de la cobertera originadas en la etapa compresiva.

Dominios

Según ANADON *et al.* (1979) se diferencian tres dominios (Fig. 5.1): *a)* dominio septentrional, que ocupa la parte noroccidental de la cadena y se extiende desde el Empordà hasta el valle del Llobregat; *b)* dominio central, que ocupa el tercio central de los Catalánides y se extiende desde el Llobregat hasta el río Francolí; *c)* dominio meridional, que constituye la parte suroccidental de la cadena y se extiende hasta la transversal de Fondespatla-Penaroja. A continuación se indican las características estratigráficas de los materiales mesozoicos que definen a cada dominio. Se recuerda que estas características tienen un margen de variabilidad amplio dentro de un mismo dominio, especialmente en sentido transversal. Por lo tanto, las comparaciones entre diferentes dominios deben realizarse entre los sectores equivalentes en cada uno de ellos (Fig. 5.1).

Dominio septentrional. En él aflora extensamente el Paleozoico, mientras que los materiales preorogénicos del ciclo alpino están muy

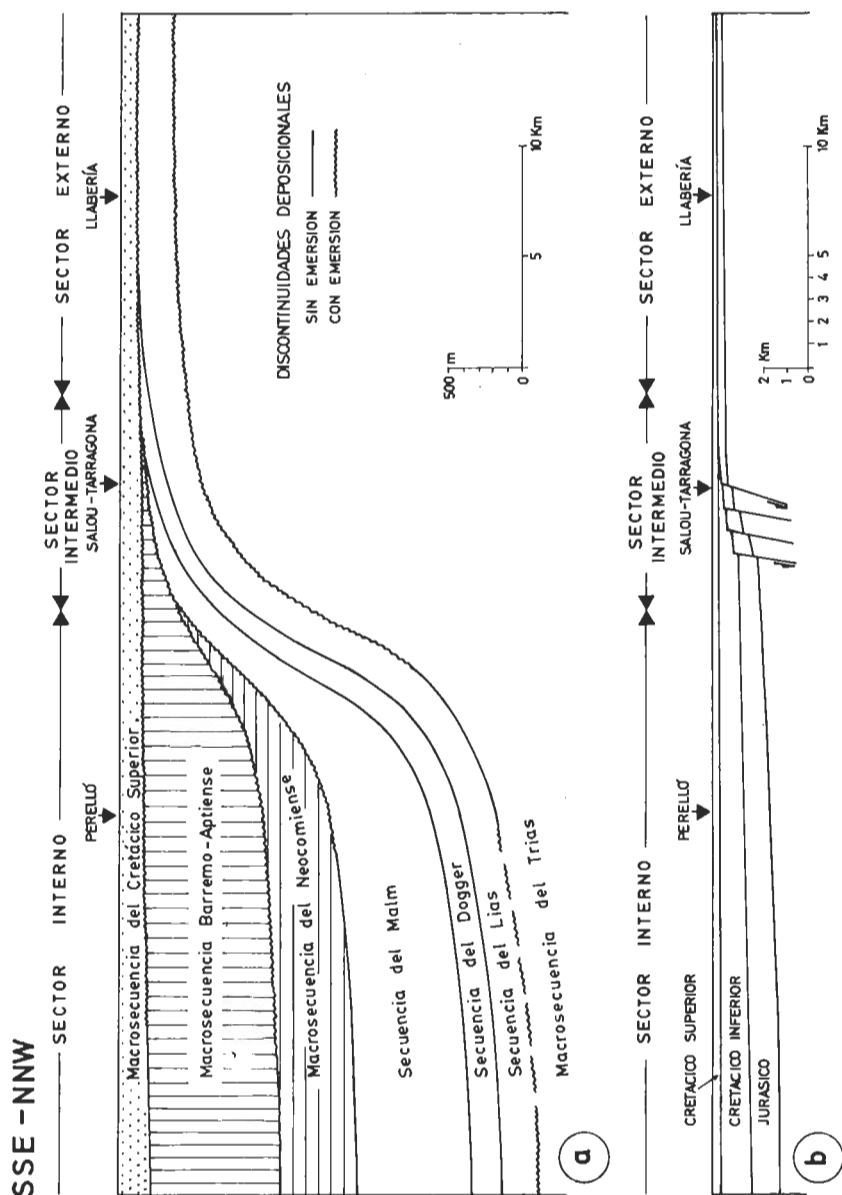


FIG. 5.2.—Relaciones geométricas y acunamiento de las macrosecuencias deposicionales del Cretácico en un perfil transversal de la cuenca en el dominio meridional de los Catalánides (según ROBLES y ESTEBAN en ANADON *et al.*, 1979). Se muestran también las diferencias en el desarrollo de las unidades cretácicas en cada sector y su relación con el sustrato jurásico.—a. Perfil con la escala vertical exagerada.—b. Sección con igual escala vertical y horizontal.

poco representados. El Triásico aflora regularmente en el borde noroccidental, pero no existen sedimentos del Jurásico ni del Cretácico, posiblemente debido en gran parte a no deposición (Fig. 5.6).

Dominio central. En él afloran extensamente los materiales mesozoicos. El Jurásico es esencialmente dolomítico y no presenta indicios de las facies hemipelágicas existentes en el dominio meridional. El Cretácico es fundamentalmente calizo con predominio de facies salobres, mientras que las facies hemipelágicas están muy localizadas (BATALLER, 1958 y 1962; ESTEBAN, 1973).

Dominio meridional. Presenta los afloramientos más extensos de Mesozoico y el Jurásico y Cretácico son más potentes y completos que en los sectores equivalentes del dominio central (Fig. 5.6).

El Jurásico tiene facies calcáreas, margosas y dolomíticas e incluye varias unidades de facies pelágicas y hemipelágicas con cefalópodos (BATALLER, 1922, 1926 y 1947; ROBLES, 1974). El Cretácico es esencialmente calcáreo margoso, y aunque predominan las facies marinas someras y salobres, aparecen niveles de facies pelágicas bien desarrolladas tanto en el Cretácico inferior como en el superior (MORENO DE CASTRO, 1969 y 1970; ESTEBAN, 1973; ROBLES, 1974).

Sectores

ANADON *et al.* (1979) definen tres sectores: interno, intermedio y externo. Su nombre alude a la posición relativa que tendrían en la cuenca sedimentaria del Jurásico y Cretácico. El sector interno ocuparía zonas más interiores de la cuenca, en general más subsidentes y más profundas. El sector externo se extendería paralelamente al borde de la cuenca del Cretácico, cerca del margen de la misma, y quedaría emergido durante amplios períodos. El sector intermedio es el más estrecho y estaría situado entre los otros dos.

Desde el punto de vista estratigráfico, los sectores sólo se pueden definir en los dominios central y meridional, que es donde afloran materiales del Jurásico y Cretácico.

Geográficamente, el sector externo ocupa una franja de diferente amplitud que limita con la depresión del Ebro y se extiende desde la transversal de Fondespata-Penaroja hasta el valle del Llobregat (figura 5.1). Las características estructurales de este sector se prolongan en el dominio septentrional. El sector interno es una franja más amplia pero discontinua, que ocupa la banda suroriental de los Catalánides y sus características se deben prolongar en la plataforma continental. Se extiende desde el valle del Llobregat hasta enlazar por el SW con las estructuras de dirección ibérica. El sector interme-

dio constituye la banda más estrecha, irregular y discontinua y queda cortado por las principales depresiones interiores de los Catalánides (Fig. 5.1).

Sector interno. Solamente se desarrolla en los dominios central y meridional. Los materiales paleozoicos sólo afloran en el extremo NE del sector, en su límite con el dominio septentrional.

Presenta las series mesozoicas más potentes y más completas y en él aparecen en mayor cantidad las facies marinas. Tanto en el Jurásico como en el Cretácico existen algunas discontinuidades estratigráficas relativamente importantes, pero son de una magnitud temporal mucho menor que en los otros sectores.

En el dominio central el Jurásico es dolomítico y probablemente incompleto. Por el contrario, en el dominio meridional presenta una gran variedad de litologías: dolomítica, calcárea y margosa, y se presenta bajo facies marinas diversas que van de ambiente mareal a hemipelágico y pelágico con abundante fauna de Ammonites. En el dominio central, el Cretácico inferior es calcáreo, está bien desarrollado y es bastante completo, mientras que el Cretácico superior apenas aflora debido a erosión reciente. En la parte del sector interno correspondiente al dominio meridional, la potencia del Cretácico inferior es mayor y las facies hemipelágicas y pelágicas son más potentes, aunque muy localizadas temporalmente. El Cretácico superior aflora muy localmente porque ha sido erosionado casi en su totalidad. En definitiva, esta porción del sector interno es la que presenta las facies más potentes, más completas y más marinas del mesozoico de los Catalánides.

La cobertera mesozoica está despegada a diversos niveles del Trías (especialmente Muschelkalk medio), y más o menos desplazada hacia el N o NW, pudiendo cabalgar a las unidades externas o intermedias. En el dominio meridional se desarrolla un corrimiento muy importante, cuyo desplazamiento mínimo es superior a 6 km (ROBLES, 1974 y 1975). Internamente la serie mesozoica aparece distintamente plegada según las unidades estructurales. Por el extremo SW las estructuras se relevan con las de orientación ibérica.

Sector externo. El sector externo forma la franja noroccidental de los Catalánides que limita con la cuenca del Ebro y se sitúa entre dicha cuenca y los sectores interno o intermedio. Es una zona de amplitud variable, aunque generalmente estrecha, cuyas características estratigráficas continúan más allá de la transversal de Penaraja, donde las estructuras adquieren dirección ibérica. En este sector hay amplios afloramientos de materiales del zócalo paleozoico, como por ejemplo el del Priorat.

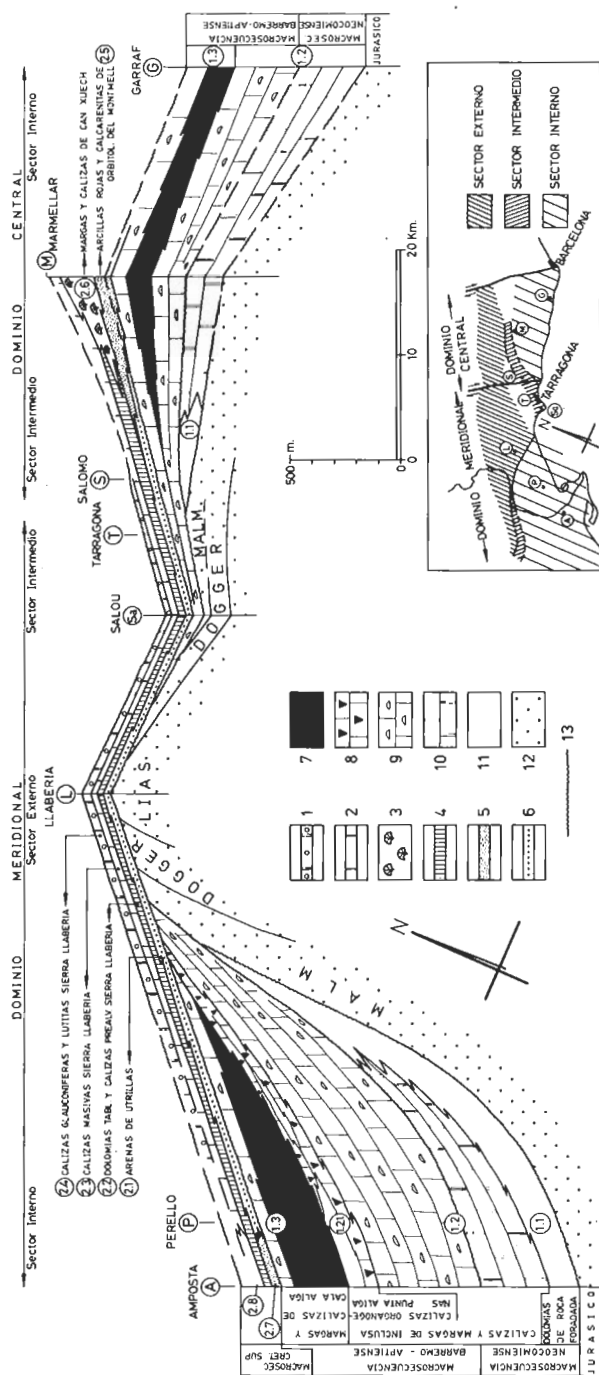
Estratigráficamente se caracteriza por tener las series del Jurásico y Cretácico más delgadas e incompletas y tener las lagunas estratigráficas de mayor magnitud temporal. En este sector se desarrolla una discordancia cartográfica muy importante entre el Jurásico y el Cretácico superior (Figs. 5.2 y 5.3).

En el dominio central el Jurásico es muy incompleto y el Cretácico falta. En el dominio meridional el Jurásico presenta facies similares a las del sector interno pero sufre una decapitación erosiva intensa (previa al Cretácico superior) que alcanza niveles cada vez más antiguos hacia el N o NW, llegando hasta el Toarciense y Pliensbachense en algunas áreas (Sierra de Llaberia, ROBLES, 1974). En el extremo suroccidental (Zona de Beseit) puede conservarse hasta la base del Malm. El Cretácico inferior falta casi completamente por no deposición y por erosión previa al Cenomaniense, sólo existe una delgada formación de facies Utrillas. El Cretácico superior aflora bien y aunque es muy poco potente hay representación de la mayoría de los pisos.

El contacto con los materiales de la cuenca del Ebro es muy variado y está afectado por fallas transversales. A diferencia con el sector interno la cobertera no parece haber sufrido desplazamientos importantes y en general su estructura interna suele ser más simple.

Sector intermedio. De los tres sectores éste constituye la franja más estrecha, irregular y discontinua. Estas características están producidas por sus rasgos estratigráficos y estructurales fundamentales. Así, estratigráficamente se caracteriza por el fuerte acuñaamiento de unidades (Figs. 5.2 y 5.3) y por los cambios de facies. Estructuralmente se trata de un haz de pliegues vergentes hacia el sector externo. En él se localizan los principales frentes de cabalgamiento y corri-

FIG. 5.3.—Distribución de las facies y unidades litoestratigráficas del Cretácico de los Catalánides (basado en ROBLES y ESTEBAN, en ANADON *et al.*, 1979, modificado).—1. Calizas de Algas, calizas glauconíferas, margas con Rudistas y lutitas, de facies lacustre y facies marina somera y proximal. Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llaberia (2.4).—2. Calizas de facies pelágica con Foraminíferos planctónicos. Formación Calizas masivas de la Sierra de Llaberia (2.3).—3. Margas y calizas con núcleos arrecifales coralinos. Formación Margas y Calizas de Can Xuech (2.6).—4. Dolomías y calizas con Praealveolinas de facies mareal y facies litorales. Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llaberia (2.2).—5. Areniscas y arcillas de facies litorales. Formación Areniscas del Maestrazgo (2.7) y Formación Arcillas rojas y Calcarenititas de Orbitolinas del Montmell (2.5).—6. Arenas y arcillas versicolores de facies continental. Formación Arenas de Utrillas (2.1).—7. Margas, margocalizas y calizas con Ammonites y Foraminíferos planctónicos, de facies pelágica y hemipelágica de plataforma externa. Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga (1.3).—8. Calizas de Rudistas y Orbitolinas y calcarenitas bioclásticas de facies arrecifal y facies submareal somera. Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga (1.2.1).—9. Calizas y margas con Orbitolinidos de facies de plataforma interna. Formación Calizas y Margas de Inclusa (1.2).—10. Calizas y margas de Algas, facies de plataforma restringida. Formación Calizas y Margas de Inclusa (1.2).—11. Dolomías secundarias. Formación Dolomías de Roca Foradada (1.1), Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga (1.2.1) y Formación Dolomías del Barranco de los Degollados (2.8).—12. Sustrato jurásico.—13. Discontinuidad estratigráfica con emersión y erosión.



miento, condicionados en gran parte por el acuñaamiento de las unidades estratigráficas.

En conjunto las series del Jurásico y Cretácico tienen características intermedias entre las de los sectores interno y externo. Existe Jurásico, Cretácico inferior y Cretácico superior, pero están incompletos y limitados por discontinuidades importantes (Figs. 5.2 y 5.3). En el dominio central el Jurásico es dolomítico e incompleto y el Cretácico inferior es poco potente e incompleto y presenta fuertes cambios laterales de facies y espesor. Del Cretácico superior sólo aflora el Cenomaniense, con facies más potentes y marinas que en el sector externo. En el dominio meridional, en el área de Salou y Tarragona, el Jurásico se conserva hasta quizá la base del Malm, está parcialmente dolomitizado e incluye algún nivel hemipelágico (ESTEBAN, 1973). El Cretácico inferior es muy incompleto y muy delgado. El Cretácico superior es parecido al del sector externo, pero algo menos desarrollado. En el extremo SW del sector las características estratigráficas son similares, pero tanto el Jurásico como el Cretácico inferior son más potentes o más completos.

5.1.2.2. Aspectos principales de las etapas diferenciadas en la evolución alpídica de los Catalánides

Etapas preorogénica

Abarca de una manera general al Mesozoico y de acuerdo con ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979) los materiales de esta etapa se pueden dividir en una serie de secuencias y macrosecuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades estratigráficas más o menos importantes. Según dichos autores puede establecerse una división del Mesozoico en cinco macrosecuencias deposicionales, que han denominado: macrosecuencia triásica, macrosecuencia jurásica, macrosecuencia neocomiense, macrosecuencia barremo aptiense y macrosecuencia del Cretácico superior. A su vez, estas macrosecuencias son subdivisibles en un total de once secuencias deposicionales. Las macrosecuencias están limitadas por discordancias angulares o cartográficas, o por superficies de no deposición o condensación importantes y bien conocidas en los Catalánides. Cada una de ellas agrupa un número determinado de secuencias simples, que son más difíciles de establecer con precisión a la escala de la cordillera. Las macrosecuencias triásica y jurásica agrupan cada una a tres secuencias simples, separadas entre sí por discontinuidades de menor importancia, o menos identidad a la escala de los Catalánides que las que enmarcan a las macrosecuencias. En las macrosecuencias del Cretácico, ESTEBAN y ROBLES, tan sólo diferencian tres posibles secuencias simples en el Cretácico superior. Las macrosecuencias cretácicas se describen en el apartado 5.3.

Las secuencias y macrosecuencias deposicionales se desarrollan diferentemente en los distintos dominios y especialmente en los distintos sectores (Fig. 5.2), lo que permite analizar el comportamiento dinámico de los mismos.

Durante la etapa preorogénica, la evolución temporal y espacial de la cuenca sedimentaria de los Catalánides está controlada por la individualización y funcionamiento (subsistencia diferencial) de los dominios y los sectores. Esta evolución, según ANADON et al. (1979), es como sigue. Durante el Triás el área de los Catalánides tiene las características de un borde de cratón, produciéndose alternancias de facies detríticas continentales y facies carbonatadas de ambiente marino, en general somero. Al final del Triásico se instaura una plataforma carbonática muy somera, sobre la que, tras un período de fracturación, se acumulan facies calcáreas brechoides, posiblemente durante los inicios del Jurásico. Durante el Lías y previamente al Pliensbachiense inferior se instaura nuevamente una plataforma carbonática somera muy homogénea. A partir del Pliensbachiense inferior, también incluido, se desarrollan facies y subsidencias muy distintas en las diferentes unidades de los Catalánides. Posiblemente el cese de la homogeneidad en la plataforma liásica pueda correlacionarse con la ruptura de la plataforma carbonática del Tethys. A partir de este momento la evolución estratigráfica y tectónica de las distintas zonas de los Catalánides es diferente. En el sector interno del dominio meridional (Fig. 5.1) se desarrollarán las series más potentes y más continuas y con facies de carácter más marino, comportándose dicho sector como una zona externa de un margen continental estable. Por el contrario en el sector externo, que es el margen de la cuenca en el Cretácico inferior, se desarrollan las facies más incompletas. Las series de facies menos marinas se dan en el dominio central.

Con la transgresión del Cenomaniense y durante el resto del Cretácico superior se atenúa la subsidencia diferencial y se desarrollan facies expansivas.

En los materiales mesozoicos predominan las facies carbonatadas marinas someras y salobres, pero existen también algunas intercalaciones de facies detríticas continentales (esencialmente en el Trias y en el Albiense) y cuatro intercalaciones principales de facies pelágicas y hemipelágicas (en el Pliensbachiense, Dogger y Malm inferior, Aptiense y Turoniense).

Etapas orogénica compresiva

En el período sinorogénico se invierte la disposición de cuencas sedimentarias y áreas emergidas que existía durante la etapa prece-

dente. La zona subsidente se desplaza a la Cuenca del Ebro, mientras que lo que constituye actualmente los Catalánides, que era el área de cuenca durante el Mesozoico, se comporta esencialmente como un área emergida. En el borde oriental de la cuenca, que es un margen sinorogénico, predomina la sedimentación continental, con desarrollo de importantes acúmulos conglomeráticos de abanicos aluviales y abanicos deltaicos. En las facies predominantemente continentales se intercalan dos episodios marinos de diferente alcance espacial, de edad Ilerdiense inferior y Eoceno medio respectivamente (ANADON *et al.*, 1979).

Las estructuras de compresión se formaron en distintas etapas durante el Paleógeno (ANADON *et al.*, 1979) iniciándose probablemente en el Paleoceno.

Durante esta etapa los sectores externo, intermedio e interno adquieren una estructuración tectónica comprensiva diferente para cada uno de ellos y cuyas características esenciales se han indicado en el apartado 5.1.2.1.

Etapas distensiva

Durante el Neógeno existió un régimen tectónico esencialmente distensivo que favorece la formación de depresiones tectónicas. Estas depresiones se producen a favor de fallas longitudinales, generadas en parte en las etapas precedentes y que ahora actúan como normales. Las depresiones se rellenan esencialmente por materiales mioceños y pliocenos y se comunican con el mar principalmente por el Sur. Relacionada con la distensión hay actividad volcánica desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, especialmente en el extremo nor-oriental de los Catalánides.

Esta tectónica distensiva de edad neógena es la responsable de la distribución general de los relieves en la cadena y la que ha dado lugar a la diferenciación de las unidades clásicas de los Catalánides (LLOPIS, 1947): Cordillera Litoral, Depresión Prelitoral y Cordillera Prelitoral. Estas unidades, sin embargo, no tienen significado paleogeográfico ni estratigráfico previo al Neógeno y no guardan una relación estrecha con la tectónica compresiva (ANADON *et al.*, 1979).

5.2. Antecedentes

Los estudios realizados sobre el Cretácico de los Catalánides de acuerdo con su temática pueden dividirse de una forma general en dos grandes grupos. El primero de estos grupos hace referencia esencialmente a aspectos paleontológicos y cronoestratigráficos. El segundo grupo engloba los estudios más completos, en los que se tratan

aspectos estratigráficos, sedimentológicos, cronoestratigráficos, paleogeográficos y regionales, o al menos varios de ellos.

En general, los trabajos del primer grupo son los más antiguos, siendo anteriores a 1970, y forman el conjunto más numeroso. Estos trabajos por lo común son de carácter bastante local y ofrecen las primeras referencias cronoestratigráficas y paleontológicas sobre el Cretácico de los Catalánides; entre ellos cabe citar los de: LANDERER (1872), MALLADA (1889), ALMERA (1895, 1900), KILIAN (1898), ANGELIS (1905), VILASECA (1920), LAMBERT (1927), BATALLER (1935, 1937, 1947, 1948, 1950, 1958 y 1962), ALMELA (1956), FERRER (1966) y CALZADA (1972 y 1973).

Dentro de este grupo de trabajos anteriores a la década de los setenta, también cabe reseñar otros estudios que además hacen referencia a aspectos estratigráficos y regionales, entre ellos los de: ASHAUER y TEICHMULLER (1935), ALMELA (1956), ROSSELL (1956) y especialmente LLOPIS (1974), quien establece una primera síntesis regional sobre los Catalánides.

El segundo grupo de trabajos, los más modernos, son los que ofrecen una visión más amplia del Cretácico de los Catalánides y en general son posteriores a la década de los sesenta. Estos trabajos son poco numerosos y la mayoría de ellos tienen un carácter local, más o menos amplio, o bien no atienden a todo el Cretácico. En estos estudios se establecen unas ideas avanzadas sobre la estratigrafía, sedimentología, paleogeografía y cronoestratigrafía del Cretácico de áreas más o menos extensas de los Catalánides y zonas adyacentes del Maestrazgo; entre ellos cabe citar los de: COMBES (1969), CANEROT (1968, 1971, 1973, 1974 y 1979), ESTEBAN (1969, 1973), RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), ROBLES (1974, 1975 y 1980), ESTEBAN y ROBLES (1979), LEFEVRE (1976), CADILLAC y CANEROT (1978, 1979), COLOMBO (1980) y los mapas Geológicos de España a escalas 1:200.000 y 1:50.000.

En este grupo de trabajos recientes también cabe señalar otros de carácter paleontológico y cronoestratigráfico, como pueden ser los de COLOMBO y REGUANT (1973) y MORENO DE CASTRO (1969, 1970).

Por último, ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979) hacen una síntesis sobre la evolución tectosedimentaria del Jurásico y Cretácico en los Catalánides, en la que se ofrecen nuevas ideas sobre la distribución secuencial y de facies en el Cretácico de los Catalánides y su relación con la evolución tectónica de esta cuenca durante el Mesozoico.

Prácticamente no existen trabajos en los que se establezcan de manera formal unidades estratigráficas dentro del Cretácico de los Catalánides, al menos con carácter general. Bajo este aspecto cabe señalar quizá los trabajos de ESTEBAN (1969), COLOMBO (1980), Ro-

BLES (1974) y CANEROT (1979), que describen algunas unidades de carácter más o menos local.

En los apartados siguientes se citan los trabajos más importantes sobre cada uno de los aspectos que se tratan, además de la bibliografía general que acompaña a este trabajo.

5.3. Macrosecuencias deposicionales del Cretácico

Como se indica en el apartado 5.1.2.2., el Cretácico de los Catalánides ha sido dividido por ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979) en tres macrosecuencias deposicionales. La macrosecuencia deposicional, en el concepto de dichos autores, es una unidad estratigráfica que agrupa a varias secuencias deposicionales (término definido por MITCHUM *et al.*, 1977). Se trata, por tanto, de un conjunto rocoso, relacionado genéticamente, limitado en su base y en su techo por discordancias, disconformidades o sus conformidades correlativas, de clara identificación a la escala de los Catalánides. Dentro de estas macrosecuencias pueden existir disconformidades de menor importancia, o que sólo se pueden evidenciar claramente a una escala mayor que la de los Catalánides, algunas de las cuales se han usado para delimitar posibles secuencias deposicionales.

Tanto las secuencias como las macrosecuencias deposicionales son unidades de gran utilidad en el establecimiento de la estratigrafía regional de amplias áreas y permiten visualizar, rápida y claramente, la evolución tectoestratigráfica de una cuenca sedimentaria durante amplios períodos de tiempo geológico. Estas unidades no dependen de cambios litológicos, biológicos o cronológicos, si bien sus límites suelen tener cierta isocronía. Dentro de cada macrosecuencia deposicional pueden ocurrir cambios litológicos, paleoambientales o de otros tipos; ejemplos de ello existen en el Cretácico de los Catalánides.

Las secuencias y macrosecuencias deposicionales son unidades estratigráficas muy útiles para establecer las líneas maestras de la estratigrafía regional del Cretácico y para esquematizar la evolución tectoestratigráfica de la cuenca cretácica catalánide. Sin embargo, la interpretación detallada de la evolución paleoambiental tanto lateral como vertical necesita, además, del establecimiento de las variaciones litológicas. Por ello, para una exposición que dé a entender no sólo las ideas generales de la evolución de la cuenca cretácica, sino también los aspectos estratigráficos detallados, es necesario considerar y describir tanto las macrosecuencias deposicionales como las unidades litoestratigráficas de tipo clásico.

Las tres macrosecuencias deposicionales definidas en el Cretácico de los Catalánides son: macrosecuencia neocomiense, macrosecuencia barremo-aptiense y macrosecuencia del Cretácico superior (Figs. 5.2

y 5.4). La macrosecuencia neocomiense está formada esencialmente por Neocomiense y Barremiense inferior. La macrosecuencia barremoaptiense la constituye el Barremiense superior, Aptiense y quizá parte del Albiense. Por último, la macrosecuencia del Cretácico superior está constituida por materiales que abarcan desde parte del Albiense hasta el Campaniense-Maastrichtiense. En esta macrosecuencia existen algunos criterios de discontinuidad que pueden inducir a dividirla en tres o cuatro secuencias (Figs. 5.2 y 5.4).

5.3.1. *Macrosecuencia neocomiense*

Como se indica en las figuras 5.2 y 5.3, esta macrosecuencia existe en todo el sector interno y en la parte del sector intermedio correspondiente al dominio central.

El límite inferior lo constituye una superficie de discontinuidad, bien marcada en la parte más externa del sector interno del dominio meridional, en donde presenta pruebas de emersión, erosión y alteración edáfica (ROBLES, 1974). Estos criterios de discontinuidad no son tan patentes en las zonas más internas de la cuenca.

El límite superior está marcado por una nueva superficie de discontinuidad que implica emersión y alteración subaérea extensa y prolongada, con desarrollo local de depósitos lateríticos incipientes, de hasta dos metros de espesor. En las inmediaciones de Tarragona en esta superficie de discontinuidad se desarrolla un delgado nivel de areniscas rojas cuarcíferas interpretadas por ESTEBAN (1973) como facies «weald».

La geometría de esta macrosecuencia (Figs. 5.2 y 5.3) es de cuña. El acúñamiento se produce en las inmediaciones del sector intermedio, que constituye precisamente la franja de articulación entre las zonas fuertemente subsidentes del sector interno y las de comportamiento opuesto, que se corresponden con el sector externo. También se produce un acúñamiento más pausado hacia el dominio central.

Su potencia oscila entre cero metros en los sectores externo y parte del intermedio y 450 a 300 metros, como mínimo, en el sector interno de los dominios meridional y central, respectivamente (ESTEBAN, 1973; ROBLES, 1974). En el sector intermedio del dominio central llega a alcanzar una potencia de 30 m en el área de Salomó.

La macrosecuencia neocomiense presenta una disposición de solapamiento retractivo («offlap») con relación a la secuencia jurásica infrayacente (Fig. 5.2) y yace sobre ella en débil discordancia cartográfica. Esta discordancia sólo se aprecia con claridad en la zona marginal del sector interno del dominio meridional (ROBLES, 1974) que se sitúa en la sierra de la Batalla, al norte de Perelló (Tarragona).

En esta macrosecuencia predominan los materiales calcáreos y dolomíticos. En el dominio central está constituida fundamentalmente

por facies calcáreas salobres y de agua dulce, en las que se intercalan esporádicamente capas de Ostreidos y de calcarenitas oolíticas con Foraminíferos del Valanginiense (CANEROT y CALZADA, 1973; GUIGÓN, 1973; RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN, 1973). Las facies lacustres pueden abarcar el Hauteriviense (CALZADA, 1972) y quizá algo del Barremiense inferior (ESTEBAN, 1973).

En el dominio meridional el tercio inferior de la macrosecuencia está dolomitizado. La dolomitización puede ser sedimentaria en parte, pero también existe dolomitización postectónica controlada por las fracturas (ROBLES, 1974). La altura alcanzada en la serie por la dolomitización es variable e irregular, apareciendo cuñas dolomíticas en la base de la unidad calcárea suprayacente. El resto de la macrosecuencia está formado predominantemente por calizas que presentan algunos cambios laterales a intercalaciones calcáreo margosas importantes. En estos materiales calcáreos superiores del dominio meridional predominan las facies de plataforma interna con Dasycladáceas, Miliólidos y otros Foraminíferos. Ocasionalmente incluyen intercalaciones de bancos de Ostreidos o Rudistas. Estas facies presentan algunos cambios laterales a niveles de calizas y margas ricas en Carofitas, o a niveles de margas con huellas de raíces, que representan facies lacustres o palustres (por ejemplo, en el Berriasiense superior-Valanginiense inferior). En las facies calcáreas o calcáreo margosas de plataforma interna aparecen localmente niveles con pruebas de emersión (grietas de desecación, raíces) e incluso alteración y erosión subaérea (brechificación).

La parte superior de la macrosecuencia jurásica infrayacente presenta facies relativamente similares a éstas, aunque generalmente dolomitizadas. Por tanto, el límite entre el Jurásico y el Cretácico es difícil de establecer con precisión, puesto que el tránsito ocurre en unas facies de carácter general más o menos salobre, con organismos de difícil caracterización cronoestratigráfica, y además, en el dominio meridional, dentro de facies dolomitizadas.

Se trata de un esquema ambiental y temporal algo similar al existente en el Prebético interno. De forma general puede decirse que esta macrosecuencia comprende el tránsito Jurásico-Cretácico, el Neocomiense y una parte del Barremiense, posiblemente el Barremiense inferior.

En esta macrosecuencia hay representadas dos formaciones principales, una dolomítica y otra calcárea. La formación calcárea superior se continúa en la macrosecuencia barremo-aptiense.

5.3.2. *Macrosecuencia barremo-aptiense*

La macrosecuencia barremo-aptiense existe en los sectores interno e intermedio de los dominios central y meridional, si bien en el sec-

tor intermedio está muy incompleta y su potencia es reducida (Figs. 5.2 y 5.3).

Queda limitada por las dos principales discontinuidades existentes en el Cretácico de los Catalánides. La discontinuidad inferior, cuyas características se han descrito en el apartado anterior, la individualiza de la macrosecuencia neocomiense. La discontinuidad superior también implica emersión y tiene una magnitud temporal progresivamente mayor desde los sectores internos hacia los externos, es decir, hacia el borde de la cuenca del Cretácico inferior. Así, en el sector externo las pruebas de emersión muy prolongada y de erosión intensa son muy marcadas: falta de las macrosecuencias neocomiense y barremo-aptiense, decapitación de la macrosecuencia jurásica y desarrollo en la superficie de discontinuidad de importantes costrificaciones ferruginosas y depósitos residuales. Sobre la discontinuidad superior yacen los acúmulos terrígenos continentales de facies Utrillas, que se engloban en la macrosecuencia del Cretácico superior. De hecho, parte de estos procesos erosivos pueden corresponder a períodos precedentes, correlacionables con las otras discontinuidades identificadas en el Cretácico inferior de los sectores interno e intermedio.

Al igual que en la macrosecuencia neocomiense su geometría es de cuña. El acuñaamiento se produce en el sector intermedio, que es la zona que actúa como bisagra durante la sedimentación de los materiales de esta macrosecuencia. También existe acuñaamiento hacia el dominio central, o sea, en sentido longitudinal, pero el adelgazamiento es más pausado que en sentido transversal.

Su potencia oscila entre cero metros en el sector externo y los 400 a 900 metros del sector interno en los dominios central y meridional, respectivamente.

La macrosecuencia barremo-aptiense es transgresiva sobre la superficie de discontinuidad y emersión intrabarremiense, presentando un solapamiento expansivo («onlap»). A su vez esta macrosecuencia, con relación a la del Neocomiense, y más hacia el borde de la cuenca también con relación a la jurásica, presenta un fenómeno de recubrimiento («Overstep»), como puede observarse en las figuras 5.2 y 5.3.

Esta macrosecuencia constituye de forma general un ciclo sedimentario, con una fase transgresiva más potente y una fase regresiva poco desarrollada. El ciclo queda comprendido entre las lateritas intrabarremienses y los depósitos continentales de la formación Utrillas. Está constituido esencialmente por calizas, margocalizas y margas y en menor proporción dolomías secundarias.

Hacia los márgenes de la cuenca los materiales que constituyen el ciclo son similares a los que forman la parte inferior y superior del mismo hacia el interior de la cuenca. Se trata fundamentalmente

(figura 5.5) de facies calcáreas de Orbitolínidos, Miliólidos y algunas Dasycladáceas con inclusiones esporádicas de bancos fangosos de Rudistas u Orbitolinas, que representan ambientes de plataforma interna hasta algo externa. En estas facies aparecen intercalaciones calcáreo margosas con niveles ricos en Carofitas que representan facies salobres a lagunares. Estas facies pueden abarcar en la parte inferior del ciclo y hacia las zonas internas de la cuenca, al Barremiense superior y parte del Aptiense inferior.

En el sector interno aparecen facies de carácter más marino en la parte central del ciclo (Fig. 5.5). Se inician con barras de Orbitolinas y parches arrecifales de Rudistas y Corales y siguen con facies pelágicas y hemipelágicas de calizas y margas con Foraminíferos planctónicos y Ammonites. Estas facies corresponden a las zonas más internas y profundas de la cuenca del Cretácico inferior y están bastante mejor desarrolladas en el dominio meridional.

Las facies arrecifales y pelágicas se extienden desde el Bedouliense al Gargasiense inferior.

La etapa regresiva del ciclo se inicia con facies de calizas de Orbitolinas y Rudistas en el Aptiense superior y posiblemente prosigue durante el Albiense, apareciendo aún depósitos marinos del Albiense en algunos puntos del sector interno o intermedio (BATALLER, 1958; ESTEBAN, 1973; CANEROT, 1974). La regresión culmina con un período de emersión y erosión que se inicia mucho antes y es mucho más duradero en el sector intermedio y sobre todo en el sector externo. La regresión culmina en el Albiense, apareciendo la facies continental de la formación Utrillas con la que se inicia la macrosecuencia siguiente.

En esta macrosecuencia se han diferenciado dos formaciones, de las cuales la inferior es común a la macrosecuencia neocomiense.

5.3.3. *Macrosecuencia del Cretácico superior*

Los afloramientos de esta macrosecuencia son muy escasos (Fig. 5.6) y se encuentran principalmente en el sector externo del dominio meridional (Sierra de Llabería). Localmente también aflora en el sector intermedio (Tarragona y Salomó) y en el área del Montmell. Algunos afloramientos incompletos de esta macrosecuencia aparecen también en la zona de enlace del sector interno y el Maestrazgo (Amposta, Uldecona).

Esta macrosecuencia se depositaría en todo el dominio meridional y al menos algunas formaciones de la misma alcanzarían zonas más externas que las que afloran actualmente. También se depositaría en gran parte del dominio central, incluida toda el área de los sectores interno e intermedio.

Comprende desde los materiales de la formación Utrillas (probablemente Albiense) hasta el Senoniense superior, ambos inclusivos.

Queda limitada por la discontinuidad de la base de la formación Utrillas, descrita en el apartado anterior, y la discontinuidad de la base del Terciario. Esta última supone un período de emersión generalizada, e incluso definitiva para una gran parte del área de los Catalánides, con la que concluye prácticamente la etapa preorogénica de la cuenca catalánide. Al menos en parte del dominio meridional, sobre esta discontinuidad yacen materiales detríticos rojos del Paleoceno (posiblemente Thanetiense, COLOMBO, 1980) que se sitúan en discordancia cartográfica (COLOMBO, 1980) sobre las formaciones de la macrosecuencia del Cretácico superior.

A diferencia de las macrosecuencias del Cretácico inferior, a ésta puede suponerse una geometría eminentemente tabular (Figs. 5.2 y 5.3). Esta geometría está condicionada esencialmente por tres hechos. Primero, por la importante transgresión del Cenomaniense que amplía la cuenca cretácica con la inundación del sector externo, generalmente emergido durante el Cretácico inferior. Segundo, por la fuerte disminución de la subsidencia diferencial entre los sectores externo, intermedio e interno, lo que hace que los acúmulos sedimentarios sean bastante parecidos en todos ellos. Tercero, porque la subsidencia y en consecuencia el acúmulo sedimentario, disminuyen fuertemente con relación a los valores alcanzados en el sector interno durante el Cretácico inferior.

La potencia de la macrosecuencia oscila alrededor de los 70 a 80 m (ROBLES, 1974), si bien puede alcanzar entre 100 y 200 m en puntos del Maestrazgo oriental, equivalentes al sector interno de los Catalánides meridionales y 200 a 300 m en el área del Montmell (dominio central) aun estando incompleta. Por el contrario, puede ser muy reducida en las zonas más marginales del sector externo.

La macrosecuencia del Cretácico superior refleja una fuerte transgresión en lo referente a extensión de nuevas zonas cubiertas por el mar, y presenta un solapamiento expansivo mucho más acusado que el de la macrosecuencia barremo-aptiense (Figs. 5.2 y 5.3). Con ella se producen facies expansivas que van cubriendo hacia el NW a niveles cada vez más antiguos del sustrato jurásico del sector externo, en clara discordancia cartográfica con ellos (ROBLES, 1974).

Esta macrosecuencia constituye un ciclo sedimentario complejo, que abarca desde los materiales terrígenos de facies Utrillas hasta las primeras facies detríticas y evaporíticas rojas continentales del Senoniense superior o el tránsito al Paleoceno, llegando a alcanzar, en el Turoniense, condiciones pelágicas de plataforma externa.

Dentro de la macrosecuencia aparecen indicios de discontinuidades de mayor o menor importancia que podrían usarse para dividirla en secuencias deposicionales. ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*,

1979) la dividen, hipotéticamente, en tres secuencias deposicionales (figura 5.4): basal (Albiense-Cenomaniense), intermedia (Turoniense) y superior (Senoniense). También caben otras dos posibilidades. La primera es que exista una laguna estratigráfica que abarque parte del Coniaciense y Santoniense (posibilidad que contempla COLOMBO, 1980), con lo cual podrían ser cuatro secuencias deposicionales (Fig. 5.4): la del Albiense superior-Cenomaniense, la del Turoniense, la del Turoniense superior (?)-Coniaciense en parte y la secuencia del Campaniense-Maastrichtiense. Por último, según datos observados en algunas series del sector externo, también cabe la posibilidad de que la primera discontinuidad fuese intracenomaniense, o bien que hubiese una en este nivel. Para la demostración de estas hipótesis se necesitaría comprobar si los indicios de discontinuidad, establecidos hasta ahora con carácter muy local, pueden correlacionarse a nivel regional y además si son de suficiente importancia y cuál es su situación cronoestratigráfica precisa. El problema fundamental que presentan estas comprobaciones es la escasez de afloramientos que tiene la macrosecuencia y lo reducidos e incompletos que son la mayoría de ellos.

Exceptuando la formación detrítica basal y los materiales arcillosos rojos situados localmente en la parte superior de la macrosecuencia, el resto de la unidad está constituido esencialmente por materiales carbonatados tanto calcáreos como dolomíticos. Los materiales terrígenos de facies Utrillas, que constituyen el nivel basal de la macrosecuencia, reposan sobre una superficie erosiva e irregular generalmente costrificada y ferruginosa y esencialmente denotan carácter continental. Lateralmente pasan a facies detríticas en las que se observa una clara influencia marina en partes del sector intermedio o interno.

Durante el Cenomaniense ocurre una fuerte transgresión, originándose facies de calizas con Praealveolinas (Figs. 5.3 y 5.5). Estos materiales basales constituyen un típico ejemplo de facies expansivas que yacen sobre materiales progresivamente más antiguos hacia zonas cada vez más alejadas del borde de la cuenca del Cretácico inferior. Así, en los sectores intermedio y externo se sitúan, respectivamente, sobre materiales que van del Aptiense al Jurásico inferior (Pliensbachense) según ESTEBAN (1973) y ROBLES (1974).

Sobre las calizas con Praealveolinas aparecen facies calcáreas pelágicas con Foraminíferos planctónicos (Fig. 5.3) de edad probablemente Turoniense (MORENO DE CASTRO, 1970; ESTEBAN y RAMÍREZ DEL POZO, 1973, y datos actuales).

Cerca del contacto entre estas dos últimas facies es donde aparecen indicios locales de discontinuidad estratigráfica. Estos posibles criterios, tales como: pequeños paleocanales, «hard ground», etc., en unas localidades parecen situados sobre el nivel de Praealveolinas, mientras que en otras tienen un nivel de Praealveolinas por debajo y otro por encima de ellos.

E D A D	SECUENCIAS Y MACROSECUEN. DEPOSICIONALES	CICLOS SEDIMENTARIOS	EVOLUCION SEDIMENTARIA GENERAL					
			REGRES.			TRANSGR.		
			a	b	c	d	e	f
MAASTRICHTIENSE								
CAMPANIENSE	3 ₄	VII						
SANTONIENSE	3 ₃	VI						
CONIACIENSE	3 ₂	V						
TURONIENSE	3 ₁	IV						
CENOMANIENSE								
ALBIENSE								
APTIENSE	2	III						
BARREMIENSE								
HAUTERIVIENSE	1 ₂	II						
VALANGINIENSE	1	I						
BERRIASIENSE								

FIG. 5.4.—Macrosecuencias deposicionales, ciclos sedimentarios y tendencia en la evolución sedimentaria del Cretácico de los Catalánides.—1, 2 y 3. Macrosecuencias deposicionales (episodios tectosedimentarios de orden principal).—1. Macrosecuencia neocomienso.—2. Macrosecuencia barremo-aptiense.—3. Macrosecuencia del Cretácico superior.—1₁, 1₂, 3₁, etc. Secuencias deposicionales (episodios tectosedimentarios de orden menor).—a. Emergido con alteración o erosión.—b. Ambiente continental con sedimentación.—c. Ambiente costero a litoral.—d. Plataforma interna más o menos restringida.—e. Plataforma abierta.—f. Plataforma externa (condiciones pelágicas o hemipelágicas).

Sobre las facies pelágicas yace un nivel complejo que sufre importantes cambios laterales de facies, acuñamientos y variaciones de potencia. Está formado por calizas, margas y lutitas con Ostrácodos, Miliólidos, dientes de peces, Carofitas, etc., de facies esencialmente salobres y lacustres. En él pueden estar representados el Turoniense superior (?) y el Campaniense (COLOMBO, 1980). Hacia la parte superior hay calizas glauconíferas con Miliólidos y margocalizas y arcillas con Rudistas, etc., posiblemente pertenecientes al Maastrichtiense (ROBLES, 1974). La brusquedad del contacto entre este nivel complejo y los materiales pelágicos subyacentes induce a ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979) a suponer que este nivel superior constituye posiblemente otra secuencia deposicional (secuencia Senoniense), dentro de la Macrosecuencia del Cretácico superior. En ella no se han identificado con certeza materiales del Coniaciense y Santoniense.

En la parte superior de la macrosecuencia localmente hay materiales calcáreos y arcillas rojas con intercalaciones de yeso que pueden representar posiblemente el tránsito al Paleoceno.

En esta macrosecuencia se han diferenciado ocho formaciones (tabla 5.1) que se describen en el apartado de unidades litoestratigráficas.

5.4. Unidades litoestratigráficas

En el aparato precedente se han esbozado las relaciones generales que existen entre las macrosecuencias deposicionales y las unidades litoestratigráficas establecidas en los Catalánides. Se trata aquí de describir de manera sistemática cada una de las unidades definidas.

Las unidades litoestratigráficas se han diferenciado en función de criterios esencialmente litológicos, pero teniendo en cuenta también las características sedimentológicas más destacables y su contenido paleontológico como indicador paleoambiental. Cabría, por tanto, hablar, al menos en algunos casos, de unidades litoambientales o deposicionales. Siguiendo este criterio, en algunos casos se han incluido dentro de una misma unidad, facies litológicamente más o menos diferenciables, pero englobables dentro de una ciudad paleoambiental relativamente homogénea.

En trabajos sobre el Cretácico de los Catalánides, como los de COMBES (1968), ESTEBAN (1969, 1973), ROBLES (1974), ANADON *et al.* (1979), COLOMBO (1980) y otros, se han establecido una serie de unidades litoestratigráficas informales, de carácter más o menos local. Sin embargo, formalmente no se ha definido prácticamente ninguna unidad litoestratigráfica de alcance regional. Por esta razón, las unidades que a continuación se describen son de nueva creación y se han establecido a partir de la interpretación de los datos de la bibliografía reciente y con los estudios de campo y laboratorio efectuados para la

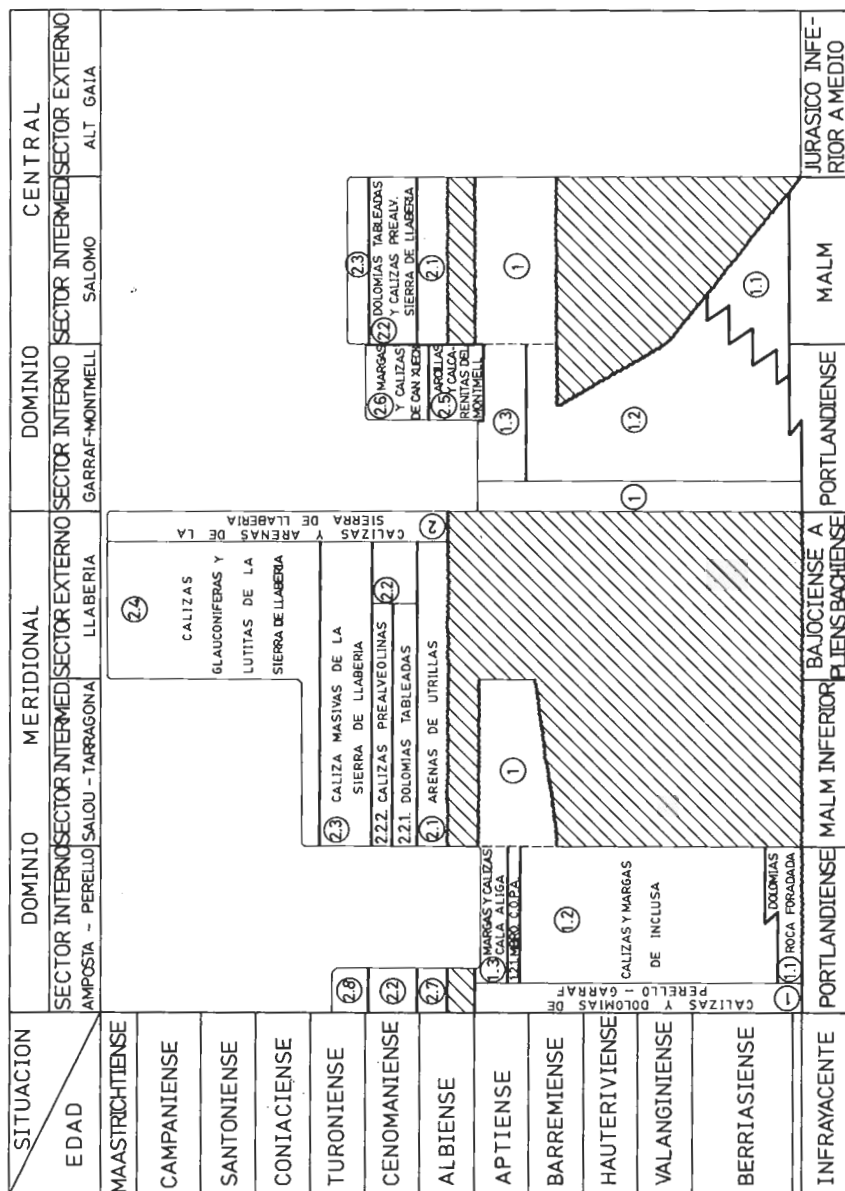


TABLA 5.1.—*Unidades litoestratigráficas del Cretácico de los Catalanes*.—1. Grupo Calizas, Margocalizas y Dolomías de Perello-Garrafa.—1.1. Formación Dolomías de Roca Foradada.—1.2. Formación Calizas y Margas de Inclusa.—1.2.1. Miembro Calizas orgánicas de la Punta de l'Aliga.—1.3. Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga.—2. Grupo Calizas y Arenas de la Sierra de Llaberia.—2.1. Formación Arenas de Utrillas.—2.2. Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llaberia.—2.2.1. Miembro Dolomías tableadas de la Sierra de Llaberia.—2.2.2. Miembro Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llaberia.—2.3. Formación Calizas masivas de la Sierra de Llaberia.—2.4. Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llaberia.—2.5. Formación Arcillas rojas y Calcarenitidas de Orbitolinas de l'Aliga.—2.6. Formación Margas y Calizas de Can Xuech.—2.7. Formación Areniscas del Maestrazgo.—2.8. Formación Dolomías del Barranco de los Degollados. (La posición cronológica de los límites de las unidades es aproximada.)

realización de este trabajo. Se es consciente de que estas unidades pueden y deben ser revisadas en próximos estudios más detallados.

Atendiendo al rango se han establecido tres tipos de unidades: grupos, formaciones y miembros (tabla 5.1).

De una manera general el Cretácico de los Catalánides se ha dividido en dos grupos: Grupo Calizas, Margocalizas y Dolomías de Perelló-Garraf y Grupo Calizas y Arenas de la Sierra de Llaberia.

Estos dos grupos tienen un significado litoestratigráfico y tectoestratigráfico muy bien definido y una distribución espacial diferente dentro de los Catalánides.

Cada grupo engloba un número determinado de formaciones, y en alguna de estas formaciones se han diferenciado uno o más miembros.

5.4.1. Descripción de las unidades litoestratigráficas

Grupo Calizas, Margocalizas y Dolomías de Perelló-Garraf (tabla 5.1)

Esta unidad engloba las macrosecuencias neocomiense y barremoaptiense de ANADON *et al.* (1979) y las unidades G₁, G₂, G₃, G₄ y parte superior de J_{3a} de ROBLES (1974).

Está constituido esencialmente por calizas, margas y margocalizas y dolomías secundarias. Las dolomías ocupan principalmente la base de la unidad (en el dominio meridional) y como cuñas dolomíticas menores aparecen esporádicamente, sobre todo en la mitad superior del grupo. Los materiales predominantes son las calizas y margocalizas con intercalaciones menores de margas. Estas litologías se presentan bajo dos facies diferentes, una con Algas, Miliólidos y otros Foraminíferos y otra con Orbitolínidos y Rudistas (facies Urgon). Otras facies de importancia local y relegadas a la parte superior de la unidad son las margas y margocalizas con Ammonites y las Calizas con Foraminíferos planctónicos (Figs. 5.3 y 5.5).

Esta unidad se desarrolla esencialmente en el sector interno. En el dominio meridional (área de Perelló-Tortosa) puede alcanzar los 1.300 m de espesor, y en el dominio central (área de Garraf-Montmell) es superior a los 700 m. Aflora también en el sector intermedio de ambos dominios, donde aparece muy incompleta y poco potente. El espesor puede llegar a ser de hasta sólo una decena de metros (figuras 5.3, 5.5 y 5.6).

Presenta una discontinuidad interna muy importante, que es la que limita las macrosecuencias neocomiense y barremoaptiense (Fig. 5.3).

Las variaciones principales a nivel regional son las producidas porque aparezca completo o más o menos incompleto, lo cual implica los cambios de potencia antes indicados. En el sector interno del dominio meridional las facies margosas y margo calcáreas son más

abundantes, y las facies pelágicas (con Ammonites y Foraminíferos planctónicos) están más desarrolladas.

Está constituido por dos ciclos sedimentarios que forman a su vez uno principal y complejo. El máximo de la transgresión se supone alcanzado en el Aptiense, donde se desarrollan las facies pelágicas. En la parte inferior y superior del ciclo se desarrollan ambientes de plataforma que oscila desde externa a interna muy restringida, con aparición de episodios lacustres o palustres. Incluye materiales que van desde el tránsito Jurásico-Cretácico hasta el Aptiense superior, inclusivos.

Está limitado en la base y en el techo por dos discontinuidades principales que implican emersión más o menos generalizada y discordancia cartográfica.

Su serie tipo es la de las formaciones que engloba y que se describirán a continuación.

Formación Dolomías de Roca Foradada

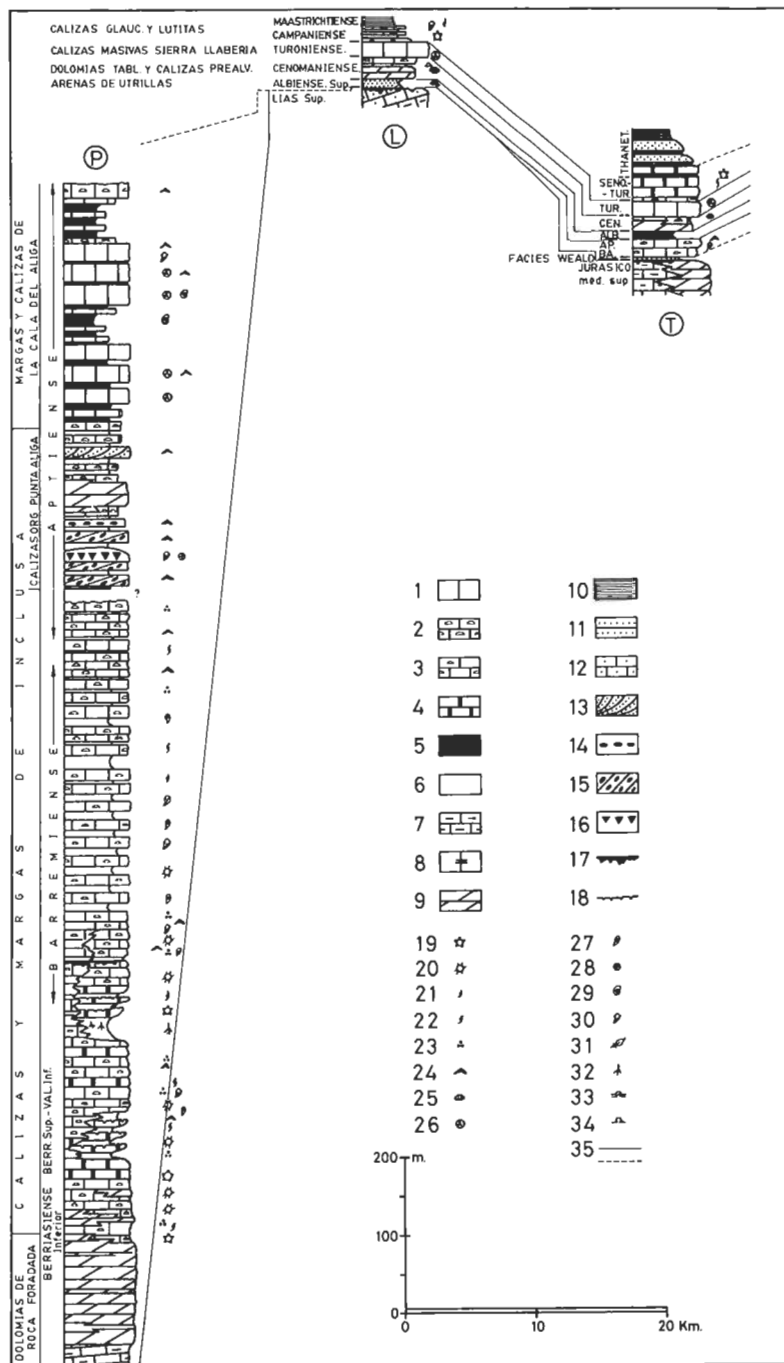
Antecedentes.—Equivale a la parte superior de la unidad J_{3a} de ROBLES (1974), es decir, a la porción de dicha unidad que se sitúa sobre la unidad J_{3b}.

Estratotipo y otros patrones de referencia.—Serie de la carretera local de Rasquera a Perelló (Tarragona), entre los kilómetros 3 y 4. Coordenadas: de lat. 40° 53' 5" - long. 4° 22' 25" a lat. 40° 53' 25" - longitud 4° 22' 0".

Descripción.—La potencia de esta unidad es de unos 130 m, y está constituida fundamentalmente por doloesparitas y dolomicritas grises, con estratificación variable de fina a masiva. Predominan las dolomías masivas, pero éstas pueden presentarse finamente laminadas o con textura brechoide (intraformacional o diagenética). En la parte basal existen algunas intercalaciones esporádicas de calizas micríticas y de margas dolomíticas laminadas, y aparecen algunas estructuras de grietas de desecación (ROBLES, 1974). No se han encontrado restos orgánicos determinables.

El límite inferior es un contacto generalmente nítido con facies calcáreo margosas finamente estratificadas. El límite superior es un contacto relativamente rápido con facies no dolomitizadas.

El carácter dolomítico y la ausencia de restos paleontológicos impiden la interpretación precisa del ambiente deposicional de esta unidad. Al menos en su parte superior procede de la dolomitización de facies similares a las de la base de la formación suprayacente, por lo que se puede suponer que, en general, son facies de plataforma carbonática interna y muy somera.



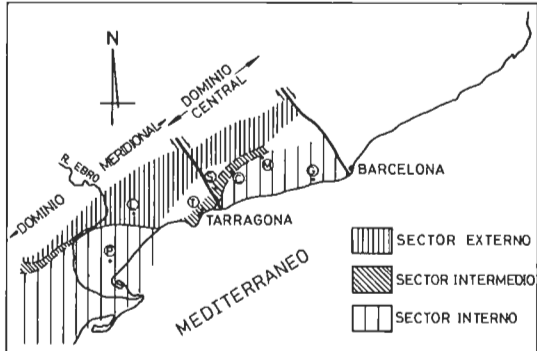


Fig. 55.—Series tipo del Cretácico en los sectores interno, intermedio y externo de los dominios central y meridional de los Catinos (basado en ROBLES, 1974; ESTEBAN, 1973, y datos actuales del autor del trabajo).—P. Perelló.—L. Llaberia.—T. Tarragona.—S. Salomó.—C. Santa Cristina.—M. Marmellar.—G. Garraf.—1. Calizas de facies pelagica.—2. Calizas de facies de plataforma externa en la somera.—3. Calizas de facies de plataforma interna.—4. Calizas de facies de plataforma interna restringida, facies palustre o facies lacustre.—5. Margas de facies hemipelagica.—6. Margas de facies marina somera, facies salobre y facies lacustre.—7. Calizas margosas.—8. Margocalizas de facies hemipelagica.—9. Dolomitas secundarias.—10. Arcillitas.—11. Arenas y areniscas.—12. Calcarenitas.—13. Calcarenitas de facies mareal.—14. Lumaquelas de Orbitolinas.—15. Barras calcareas de Orbitolinas.—16. Biostromas de Rudistas de facies arrecifal.—17. Construcciones ferruginosas y acúmulos lateríticos.—18. Superficies perforadas o con grietas de desecación.—19. Corafitas.—20. Dasycladaceas.—21. Ostrácosos.—22. Milolitos.—23. Foraminíferos en general.—24. Orbitolinos.—25. Praealveolinos.—26. Foraminíferos planctónicos.—27. Ostreidos.—28. Corales.—29. Ammonites.—30. Rudistas.—31. Restos vegetales.—32. Huellas de raíces.—33. «Algal mat».—34. Estromatolitos.—35. Correlaciones litoestratigráficas y cronoes- tratigráficas seguras o probables.

Aspectos regionales.—Esta formación existe esencialmente en el sector interno del dominio meridional (Figs. 5.3 y 5.5 y tabla 5.1). También aflora en el sector intermedio del dominio central(área de Salomó), aunque de forma más reducida.

En el dominio meridional su potencia se mantiene entre 100 y 150 m, el diferente espesor depende de la altura alcanzada por la dolomitización. A escala regional y dentro del dominio meridional, que es donde aflora, el límite inferior es una superficie de discontinuidad. Esta discontinuidad, hacia las zonas más externas del sector interno, presenta pruebas de emersión (restos lateríticos), erosión (desaparición del nivel subyacente) y discordancia cartográfica. El límite inferior coincide, por tanto, con la base de la macrosecuencia neocomiense y del Grupo calcáreo de Perelló-Garraf, del cual constituye la formación inferior dentro del dominio meridional. A escala regional el límite superior es irregular, puesto que depende de la posición alcanzada por la dolomitización.

Génesis.—Por sus características sedimentológicas observables y por correlación con la unidad adyacente y superior puede suponerse que esta formación se ha generado en condiciones marinas de plataforma interna, con algún período subaéreo, sufriendo sus facies una dolomitización sinsedimentaria más o menos intensa e irregular (bancos de fango emergentes). La dolomitización debería de ser más intensa hacia los márgenes de la cuenca (Fig. 5.3). Además, se observa en detalle que ha existido una dolomitización postectónica, controlada por las fracturas.

Correlación con otras unidades.—Esta unidad pasa lateral y verticalmente a la Formación Calizas y Margas de Inclusa (Fig. 5.3 y tabla 5.1), de la cual procede por dolomitización.

Edad.—La datación sólo puede establecerse de manera aproximada por correlación con la formación superior y adyacente no dolomitizada. Por estos criterios se supone que pertenece al tránsito Jurásico Cretácico, pudiendo estar representado en su techo el Berriasiense inferior.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—ROBLES (1974, 1975), ANADON *et al.* (1979).

Formación Calizas y Margas de Inclusa

Antecedentes.—Equivale a las unidades G₁, G₂, G₃ y parte de G₄ de ROBLES (1974) y en mayor o menor proporción a las unidades C₁ y C₂ de ESTEBAN (1973).

Estratotipo y otros patrones de referencia.—Esta formación no aflora de manera continua en ninguna de las áreas de los Catalánides, donde tiene un mejor desarrollo. En las zonas tipo de Perelló y Garraf está afectada por numerosas fallas, algunas de bastante importancia, especialmente en el área de Perelló (ROBLES, 1974), que producen desplazamientos muy difíciles de evaluar. En la zona de Montmell, que es otra posible localidad tipo, la serie es bastante más continua, pero la formación tiene aquí mucho menor desarrollo, ya que se sitúa en la zona de tránsito entre los sectores interno e intermedio.

Estos hechos implican que las características generales de la formación se han tenido que establecer a partir de series parciales, a veces muy difíciles de correlacionar. Por todo ello, las potencias obtenidas para las localidades tipo (en las que está mejor desarrollada la formación) son aproximadas, existiendo además porciones de la unidad que no han podido correlacionarse.

Para esta formación no se puede ofrecer, por tanto, un estratotipo ideal, y todos aquellos que se indican a continuación presentan la problemática explicada.

Dominio meridional.

— Serie del Coll de la Mola (Perelló), de ROBLES (1974). Esta serie cubre la parte inferior y media de la formación. Se inicia en el camino de la Balsa de las Collades, a la altura de la cota 330 (3 km al Oeste de Perelló) y se continúa hacia el SW en dirección N 240° E por la cota 364, senda del Plorador y camino del Coll de la Mola hasta la cota 486, situada al Oeste del Coll de la Mola. Coordenadas: base, lat. 40° 52' 55" y long. 4° 22' 0"; techo: lat. 40° 51' 20" y long. 4° 20' 20".

— Serie de la carretera local de Rasquera a Perelló, entre los kilómetros 4 y 5,6. Sirve para estudiar a pie de carretera la base de la formación.

— Serie de la Punta de l'Aliga (5 kilómetros al SW de L'Ametlla de Mar, Tarragona). Cubre la parte superior de la formación. No puede establecerse una correlación precisa entre esta serie y la del Coll de la Mola. Se realiza por la costa, de la Punta de l'Aliga. Coordenadas: base, lat. 40° 51' 10" y long. 4° 27' 10"; techo, lat. 40° 50' 50" y longitud 4° 26' 40".

Dominio central.

— Series parciales entre Castelldefels y Vallcarca (ESTEBAN, 1973).

— Series del Barranco de Sant Marc, a lo largo de la carretera de Sant Jaume dels Domenys a Plá de Manlleu, en la Sierra de Montmell (ESTEBAN, 1973). La situación precisa de ambas series se indica en ESTEBAN (1973).

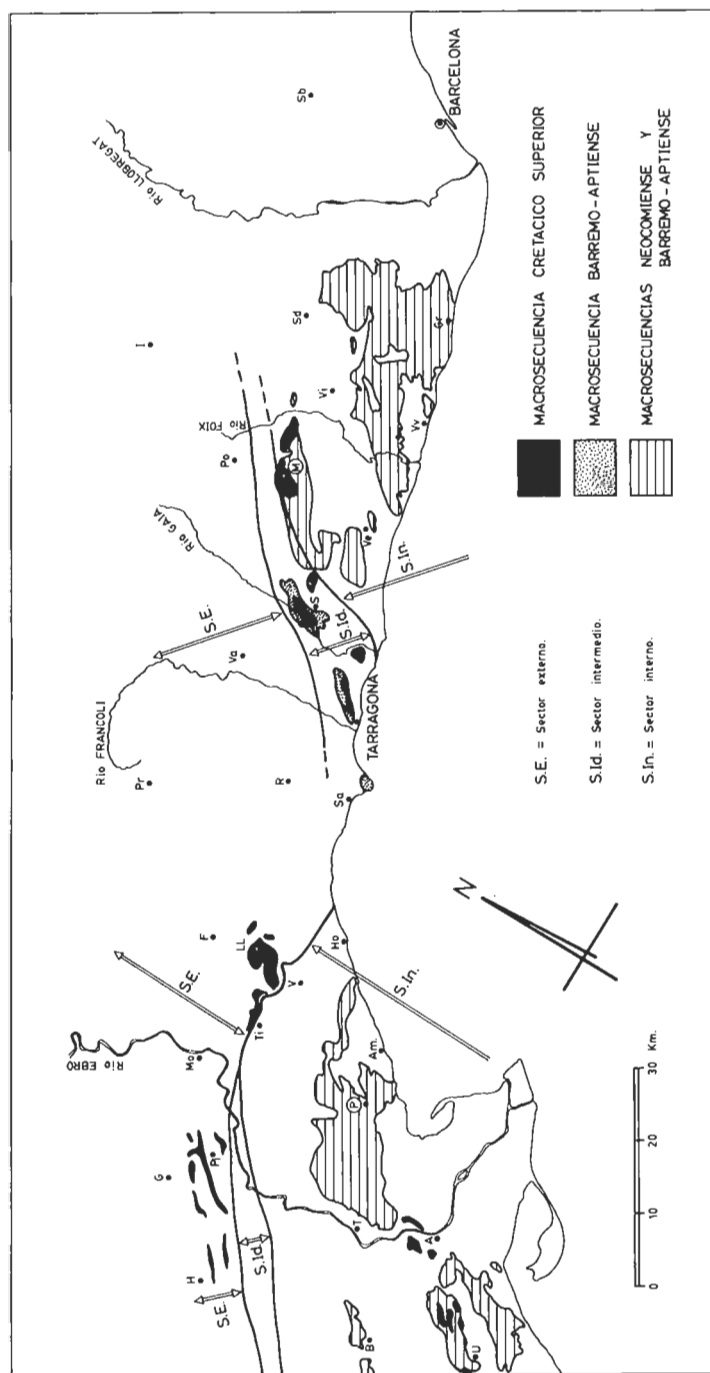


Fig. 5.6.—Afloramientos de Cretácico en los Catalánides. Distribución de las macrosecuencias neocomiense, barremo-aptiense y del Cretácico superior, en cada sector de los Catalánides. En el sector externo aflora exclusivamente la macrosecuencia del Cretácico superior, en el sector intermedio aparecen principalmente las macrosecuencias barremo-aptiense y del Cretácico superior, en el sector interno afloran las macrosecuencias neocomiense, barremo-aptiense y, muy localmente, la del Cretácico superior.—U. Ulldescona.—B. Mas de Barberans.—A. Amposta.—T. Tortosa.—P. Perelló.—Am. Ametlla de Mar.—Ho. Hospitalet de l'Infant.—V. Vandellós.—Ti. Tivissa.—H. Horta de Sant Joan.—G. Gandesa.—Pi. Pinell de Brai.—Mo. Mora d'Ebre.—Ll. Liabería.—F. Falset.—Sa. Salou.—R. Reus.—Pr. Prades.—Va. Valls.—S. Salomó.—Po. Ponstons.—I. Igualada.—Ve. Vendrell.—M. Marmellar.—Vi. Vilafra del Penedès.—Vv. Vilanova i la Geltrú.—Sd. Sant Sadurn d'Anoia.—Gr. Garraf.—Sb. Sabadell.

Descripción.—En el área tipo el espesor aproximado de la unidad es del orden de 900 a 1.000 m, y su composición litológica es relativamente variada. Fundamentalmente está formada por calizas con estratificación mediana de color gris y beige. En esta serie eminentemente calcárea se intercalan tramos margosos más o menos potentes o bien tramos de alternancias de capas margosas y margo calizas con capas calcáreas. Estos niveles margosos y margo calcáreos tienen un espesor y una distribución irregular, pasando lateralmente a los materiales calcáreos (ROBLES, 1974). En la parte superior de la formación predominan las calizas organógenas y aparecen cuñas dolomíticas (Fig. 5.5).

De acuerdo con ROBLES (1974) y con los datos actuales del mismo autor, de una manera general pueden diferenciarse en la serie tipo los siguientes grandes niveles y grupos de facies. En la parte basal de la formación, que puede alcanzar hasta cerca de 300 metros, aproximadamente, predominan las calizas micríticas y biomicríticas, con cuñas dolomíticas irregulares en la zona basal. Fundamentalmente son facies de calizas de tipo «mudstone», «wackestone», «packstone» y «grainstone» de Dasycladáceas con Miliólidos y otros Foraminíferos. Entre los organismos más abundantes están: *Clypeina* sp., *Clypeina jurassica* FAVRE, *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO, *Kopetdagardia iailensis* MASLOV, *Triploporella neocomiensis* RADOICIC, *Actinoporella* sp., *A. cf. durandelgai* FOURCADE y JAFFREZO, *Salpingoporella* sp., *S. muehlbergii* LORENZ, *Pianella dinarica* RADOICIC y localmente Caráceas, entre las Algas, y entre los Foraminíferos, *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Freixialina planispiralis* RAMALHO, *Choffatella* sp., *Ch. decipiens* SCHLUMBERGER, *Pseudocyclamina* sp., *Pseudotextulariella salevensis*, *Lenticulina* sp., *Orbitolinidos* (dispersos), Lituólidos, Textuláridos y, además, Gasterópodos. Entre la macrofauna destacan algunos bancos aislados con Rudistas u Ostreidos. De forma esporádica y hacia la parte media y superior de este nivel basal aparecen *Orbitolinopsis* sp., *Parakoskinolina* sp. y *Orbitolina* sp. En este tramo basal aparecen algunas intercalaciones de calizas o margocalizas con Carofitas muy abundantes. También es interesante destacar la presencia de algún nivel margoso con huellas de raíces muy abundantes.

De manera esporádica, en esta porción basal de la formación se intercalan niveles más o menos potentes, formados por varias secuencias de espesor métrico constituidas por margas y margocalizas en la base y por calizas en la parte superior. El techo suele presentar una costra ferruginosa y perforaciones, y en algunos casos en la parte superior de la secuencia se desarrolla un nivel de facies calcáreas laminadas con grietas de desecación y huellas de raíces. En conjunto, se pueden interpretar como secuencias de somerización.

En general, este tramo basal se originó en un ambiente de plataforma interna con condiciones variables desde las de una plataforma

muy restringida hasta zonas agitadas o próximas a la plataforma externa. Localmente se intercalan facies lacustres o palustres ricas en Carofitas, e incluso son frecuentes los períodos de emersión con desarrollo de estructuras subaéreas.

Sobre este tramo basal más rico en facies calcáreas existe un nivel de hasta 300 m de potencia, formado por alternancias de capas de margas o margocalizas y calizas, principalmente micríticas. El porcentaje y la distribución vertical y lateral de las margas es muy irregular, y las superficies de emersión o no deposicionales son frecuentes. En este nivel también son muy frecuentes las microfacies de Dasycladáceas, entre ellas: *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ, *S. melitae* RADOICIC, *Likanella danilovae* RADOICIC, *Pseudoactinoporella fragilis* CONRAD y *Acicularia clapei* JAFFREZO, a las que se asocian Miliólidos, *Devertina* sp., *Cuneolina* sp., *Cuneolina hensoni* DALBIEZ, *Chofatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Sabaudia minuta* HOFKER y *Orbitolinopsis* gr. *kiliani* PREVER. Son bastante frecuentes los Gasterópodos y los Lamelibranquios, y especialmente hacia la parte superior aparecen esporádicamente algunos bancos intercalados que contienen Ostreidos y Rudistas, entre ellos: *Matheronia* (*Matheronia*) *munieri* PAQUIER.

En general, se trata también de un nivel de plataforma interna. Localmente y en la parte inferior del tramo aparecen facies margocalcáreas palustres con Gasterópodos y Caráceas, que suelen estar asociadas a facies margosas con huellas de raíces y a margocalizas con Ostrácodos.

Sobre este nivel aparecen nuevamente facies con predominio de las calizas (micríticas, oolíticas y calcareníticas) que incluyen algunos bancos muy ricos en Ostreidos o en Rudistas y algunos niveles de Orbitolinas. Siguen siendo importantes las facies de Dasycladáceas y Miliólidos, aunque son menos representativas que en la mitad inferior de la formación y aparecen algunos niveles ricos en Carofitas. Las microfacies de Orbitolínidos se hacen más importantes. Incluyen: *Orbitolinopsis* sp., *O. cf. kiliani* SILVESTRI, *Dictyoconus* sp., *D. maynei* CHEVALIER; *D. elongatus* MOULLADE, *Charentia* sp., *Sabaudia minuta* HOFKER, *Nautiloculina* sp., *Cuneolina* sp., *Valvulina* sp., *Pseudotextulariella* sp., *Periloculina* sp. En conjunto, se trata de facies de plataforma con variaciones desde plataforma interna a plataforma relativamente abierta, observándose un aumento del carácter marino con relación a la parte inferior de la unidad.

La parte superior de la formación, con unos 180 m de potencia, está formada esencialmente por calizas organógenas (bancos de Rudistas y Orbitolinas) y alguna cuña de dolomías. Esta porción se ha individualizado como el Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga, que se describirá posteriormente.

Dentro de esta formación existe una discontinuidad estratigráfica de gran importancia, que es la que limita las secuencias neocomiense y barremo-aptiense; en ella se desarrollan lateritas incipientes que llegan a dar acúmulos de hasta dos metros de espesor.

El límite inferior es por dolomitización, y aparece relativamente brusco. El límite superior es transicional.

Aspectos regionales.—Esta unidad aflora principalmente en el sector interno de ambos dominios, áreas de Perelló-Tortosa y Garraf-Montmell. En el sector intermedio (áreas de Salou, Tarragona y Salomó) no se puede hablar estrictamente de esta formación, sino más bien del Grupo Calizas, Margocalizas y Dolomías de Perelló-Garraf, puesto que no se puede precisar si existen las dos formaciones que incluye dicho grupo y dónde está el límite entre ambas. En las zonas de Salou, Tarragona y Salomó, sus afloramientos son bastante reducidos, y sobre todo la unidad está muy incompleta y es muy poco potente. En este sector se suele conservar sólo la parte de la unidad que queda por encima de la discontinuidad intrabarremiense, correspondiente a la macrosecuencia barremo-aptiense. Esta parte superior también está bastante incompleta, y es muy reducida de espesor.

En el sector externo no aflora esta formación, y, de acuerdo con ESTEBAN y ROBLES (1976), la ausencia se supone debida en su mayor parte a no deposición, y si algo se depositó, fue erosionado previamente al desarrollo de la formación Utrillas. De acuerdo con lo indicado, las variaciones de potencia que sufre la formación son muy grandes. Desde probablemente algo más de 800 m en el área tipo, se pasa a 300 m, y quizá hasta 700 (?) m en las áreas de Montmell y Garraf, respectivamente, y a sólo 10 a 80 m en las distintas zonas del sector intermedio.

Los caracteres litoestratigráficos generales no sufren cambios muy significativos a escala regional, exceptuando aquellos que se derivan del acuñaamiento de niveles y subsiguiente disminución de la potencia. Los tramos que se conservan tienen unas facies semejantes. Cabe destacar quizá los siguientes aspectos: a) en el dominio central predominan las facies calcáreas compactas con escaso componente arcilloso, mientras que en el dominio meridional, existen algunos potentes tramos en los que predominan o tienen gran importancia las facies margosas y margocalcáreas (ESTEBAN y ROBLES, 1976); b) los niveles margosos del dominio meridional sufren cambios laterales frecuentes, por lo que su distribución es relativamente irregular a escala regional, si bien de manera general parece observarse un aumento de las facies margo calcáreas hacia el S o SE, o sea, hacia el interior de la cuenca (ROBLES, 1974), y c) en el dominio central predominan las calizas micríticas de facies de agua dulce y las facies calcáreas de «algal mat» en la parte inferior de la formación (ESTEBAN y ROBLES, 1976).

A escala regional el esquema evolutivo vertical es similar al existente en la serie tipo, observándose el paso de las facies inferiores, fundamentalmente de Algas, a las facies superiores, eminentemente de Orbitolínidos y Rudistas (facies Urgon en sentido amplio).

Los caracteres bioestratigráficos generales de la serie tipo también son relativamente extensibles a escala regional. Para el dominio central, ESTEBAN (1973) y RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), ofrecen una amplia descripción de los microorganismos existentes en esta formación.

La disposición estratigráfica regional de esta formación se indica en la figura 5.3.

En el dominio meridional la parte superior de la formación se ha individualizado como Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga.

Génesis.—Esta unidad se ha originado en conjunto en unas condiciones de plataforma marina restringida que adquiere caracteres de plataforma abierta hacia el techo de la formación. Exceptuando la parte superior de la unidad, el ambiente sedimentario de sus materiales corresponde, de acuerdo con ESTEBAN y ROBLES (1976) a unas amplias bahías semicerradas de aguas someras, con importantes aportes de agua dulce en sus márgenes. Dentro de ella, especialmente hacia los márgenes de la cuenca situados en las inmediaciones del sector intermedio, son frecuentes los períodos emersivos y el desarrollo de facies lacustres o palustres. Las entradas marinas claras se hacen más importantes hacia la parte superior de la formación, con el desarrollo de facies de Rudistas y Orbitolínidos (facies Urgon), que terminan dominando claramente la sedimentación al final de la unidad. En esta última fase se llega a desarrollar, al menos localmente, un ambiente arrecifal en el que los organismos constructores son esencialmente los Rudistas.

Durante la génesis de esta formación se alcanzan los mayores índices de subsidencia dentro del sector interno, subsidencia que generalmente siempre es compensada por la sedimentación, por lo que se originan facies muy someras y muy potentes.

Correlación con otras unidades.—Dentro de los Catalánides, en el dominio central la base de la formación es correlacionable con la Formación Dolomías de Roca Foradada, aflorante en el sector interno del dominio meridional.

Esta formación, en conjunto, debe ser correlacionable a su vez con las formaciones del Cretácico inferior, aproximadamente infraaptien-ses o incluso hasta con parte de las del Aptiense inferior, definidas en el Maestrazgo oriental.

Edad.—De acuerdo con los organismos característicos indicados en la descripción de la unidad y con los que se expondrán a continuación al describir el Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga, individualizado en el techo de esta formación, puede decirse que abarca desde el Berriasiense inferior hasta parte del Bedouliense, ambos inclusivos. En el dominio central (ESTEBAN, 1973) pudiera llegar a incluir en su base algo del Portlandiense o del tránsito Jurásico-Cretácico.

Precisando algo más sobre las diferentes partes que componen esta formación en el dominio meridional, puede señalarse que las facies de Algas que forman la parte inferior de la unidad pertenecen esencialmente al Berriasiense y Valanginiense, aunque con caracteres similares se extienden hasta el Barremiense inferior. En dicho dominio, los materiales situados por debajo de la discontinuidad que limita las secuencias neocomiense y barremo-aptiense, incluyen aproximadamente hasta parte del Barremiense, siendo en este conjunto donde aparecen las facies palustres o lacustres. En el resto de la formación, situada por encima de la discontinuidad, se engloban materiales que abarcan desde el Barremiense superior hasta el Bedouliense, inclusivos.

Dentro de toda la formación los materiales más desarrollados corresponden al Barremiense.

En el dominio central las primeras dataciones precisas corresponden al Valanginiense (CANEROT y CALZADA, 1973; GUIGON, 1973; RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN, 1973), y las calizas de agua dulce superiores a estos materiales pueden corresponder al Hauteriviense-Barremiense inferior (CALZADA, 1972, y ESTEBAN, 1973). Sobre estos materiales se desarrolla un Barremiense superior muy potente.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—CALZADA (1972), CANEROT y CALZADA (1973), GUIGON (1973), RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), ESTEBAN (1973), ROBLES (1974 y 1975), ESTEBAN y ROBLES (1976), ANADON *et al.* (1979).

Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga

Antecedentes.—Forma parte de la unidad G₁ de ROBLES (1974).

Estratotipo.—Serie de la Punta de l'Aliga (5 km al SW de l'Ametlla de Mar, Tarragona), se realiza por la costa de la Punta de l'Aliga. Coordenadas: base, lat. 40°51'10" y long. 4°27'10"; techo, lat. 40°50'50" y long. 4°26'40".

Descripción.—La base de esta unidad está cubierta por materiales recientes, su potencia visible aparente aparece superior a 150 m, pero no puede calcularse con precisión por estar afectada de algunas fallas y por quedar cubiertas algunas porciones de la misma.

En conjunto está formada por materiales calcáreos y calcáreo margosos, esencialmente organógenos, y por un nivel dolomítico principal. También se incluye dentro de esta formación un nivel o niveles de calcarenitas bioclásticas (Fig. 5.5).

De acuerdo con lo indicado dentro de esta unidad, se pueden diferenciar varios tipos de facies, entre los cuales destacan los siguientes: a) Barras de Orbitolinas que se presentan en niveles masivos de uno a varios metros de espesor. La matriz es calcáreo margosa y puede ser más o menos abundante hasta casi inexistente. Las barras unas veces presentan laminación cruzada difusa de gran escala y otras veces son masivas. b) Bancos de Rudistas a los que se asocian, en proporción minoritaria, otros tipos de organismos como Corales, Estromatopóridos, Gasterópodos, Equínidos, Braquiópodos y Lamelibranquios. Los bancos de Rudistas tapizan las barras de Orbitolinas y se organizan en pisos sucesivos, a menudo constituido cada uno de ellos por distintos géneros de Rudistas, los cuales se presentan en posición de vida.

Estos dos tipos de facies son los más significativos dentro del miembro. Se interpretan como parches arrecifales de Rudistas y organismos asociados, que forman construcciones de poca elevación y cuyo crecimiento queda cortado por los aportes de fangos margocalcáreos que forman la base de las barras de Orbitolinas. Las barras de Orbitolinas son acúmulos hidrodinámicos que cuando cesan pueden ser colonizados nuevamente por los Rudistas que forman los parches arrecifales.

Esta alternancia se repite numerosas veces en la base del miembro, predominando hacia arriba las facies margo calcáreas de Orbitolinas.

Otra facies característica que se incluye dentro de este miembro, aunque su posición precisa queda insegura por las numerosas fallas existentes, está formada por calcarenitas bioclásticas de color pardo, algo dolomitizadas y con abundantes nódulos ferruginosos pequeños que actúan como detríticos. Presentan laminación cruzada de tipo «festoon» de gran escala y se asocian en grandes grupos de láminas de forma sigmoidal. Esta facies se interpreta como barras mareales.

Además de estos tres tipos de facies más características, aparecen cuñas dolomíticas bastante importantes y facies margocalcáreas que representan el tránsito a la formación suprayacente.

El contenido paleontológico de este miembro es muy abundante. Las barras de Orbitolinas incluyen principalmente: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* ROEMER, *O. (Mesorbitolina) gr. texana* ROEMER, *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* ROEMER, Miliólidos y restos de Lamelibranquios. Los parches arrecifales de Rudistas incluyen principalmente: *Polyconites* sp., *P. verneuilli*? BAYLE, *Requienia ammonia*? GOLDFUSS y *Toucasia* sp., además de Corales solitarios y coloniales y Turritélidos. También aparecen en unos u otros de estos niveles: Pectínidos (*Neithea* sp., etc.), Ostreidos (*Ceratostreon*, etc.), Gasterópodos (*Nerita* sp., etc.), Equínidos (*Polyadema cantabrum* LAMBERT, *Toxater*

collegnoi SISMONDA, etc.) y Braquiópodos (*Terebratula* cf. *cortazari* MALLADA, *T. chloris* COQUAND, etc.).

El límite inferior de la unidad está cubierto, y el límite superior es transicional con las facies margocalcáreas que constituyen la Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga.

Aspectos regionales.—Esta unidad se ha diferenciado exclusivamente en las zonas más internas de la cuenca, correspondientes al sector interno del dominio meridional (zona de la Punta de l'Aliga, Perelló).

Este miembro forma la parte superior de la Formación Calizas y Margas de Inclusa en el dominio meridional y su límite superior es el límite de dicha formación (tabla 5.1).

Génesis.—Este miembro representa las facies Urgon más típicas de las aflorantes en el Cretácico inferior de los Catalánides. Se desarrolla esencialmente con la base de la transgresión del Aptiense y precede a las facies pelágicas y hemipelágicas de la formación que aparece sobre él. A escala regional se supone que también se situaría bordeando a estas facies.

Se trata esencialmente de facies marinas de plataforma relativamente abierta y energética, con desarrollo de facies arrecifales y de barras bioclásticas y localmente de facies calcareníticas mareales, probablemente submareales.

Correlación.—Lateralmente se supone que puede pasar por cambio de facies a la Formación Calizas y Margas de Inclusa y a la Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga.

Edad.—De acuerdo con los organismos descritos se deduce una edad Aptiense inferior (Bedouliense a Gargasense basal).

Referencias a lo publicado sobre este tema.—ROBLES (1974), ESTEBAN y ROBLES en ANADON *et al.* (1979).

Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga

Antecedentes.—Forma parte de la unidad Gi (correspondiente al Aptiense) de ROBLES (1974). Se corresponde también, aproximadamente, con gran parte de los materiales aptienses del dominio central de ESTEBAN (1973).

Estratotipo y otros patrones de referencia.

— Serie de la trinchera del ferrocarril de Valencia a Tarragona entre los kilómetros 219,5 y 221,4 (Perelló-L'Ametlla de Mar, Tarragona). Coordenadas aproximadas: base, lat. 40° 50' 55" y long. 4° 26' 35"; techo, lat. 40° 50' 5" y long. 4° 25' 45".

Otras series de referencia:

— Serie de la trinchera de la autopista de Tarragona a Castellón en el trayecto que discurre paralelo a la porción de la línea férrea antes indicada. Se pueden usar ambas series para soslayar las zonas cubiertas.

— Serie del Barranco de Sant Marc, carretera de St. Jaume del Domenys a Plá de Manlleu (Sierra de Montmell, Tarragona) en la zona de la Casa de les Ventoses (ESTEBAN, 1973). Coordenadas aproximadas: lat. 41° 20' 12" y long. 5° 13' 10".

— Parte superior de la serie de Garraf de ESTEBAN (1973).

Descripción.—Se trata de una formación fundamentalmente calcáreo margosa, en la que alternan niveles con predominio de las calizas y calizas margosas estratificadas con otros niveles predominantemente margosos. Su espesor visible total es superior a 300 m, aproximadamente (Fig. 5.5). Dentro de esta serie calcáreo margosa las facies más características son las siguientes. Calizas micríticas y biomicríticas de color gris claro o azulado, en bancos potentes de hasta 1,5 a 2 m de espesor que alternan con niveles margosos grises de 10 a 50 cm de potencia. En conjunto son calizas de tipo «wackestone» y menos frecuentemente «mudstone» o «packestone», de Foraminíferos planctónicos. De forma esporádica, y especialmente hacia la parte alta, incluyen Orbitolinas y restos de Rudistas aislados, llegando a aparecer algún nivel calcáreo de tipo «wackestone» de Orbitolinas. También en determinados tramos incluyen algunos Ammonites aislados. Estos tramos de calizas pelágicas y hemipelágicas en bancos potentes llegan a formar algún nivel de más de cien metros de espesor. Estos potentes niveles calcáreos alternan con otro tipo característico de facies constituido por margas azuladas y margocalizas que incluyen en ciertos tramos gran cantidad de Ammonites piritosos. También aparecen calizas micríticas, calizas margosas y margas de tonalidades amarillentas muy ricas en Foraminíferos planctónicos.

El contenido paleontológico tanto en microfauna como en macrofauna es abundante y muy interesante. Entre los Ammonites cabe destacar tres niveles. El inferior incluye: *Deshayesites* sp., *Dufrenoyia* sp., *Pseudosaynella* sp. y un dudoso *Pseudohaploceras* sp. El nivel intermedio incluye los tres primeros géneros anteriores y además *Parahoplites* sp. El nivel superior incluye algunos ejemplares de Acanthohoplites del Gargasiense y corresponde con el nivel principal de calizas en bancos potentes. La clasificación específica es difícil por tratarse en su mayoría de núcleos piritosos.

Entre la microfauna destacan los abundantes *Nannoconus*, entre los cuales se han identificado en este trabajo: *Nannoconus wassalli* BRONNIMAN, *N. bucheri* BRONNIMAN, *N. boneti* TREJO, *N. kamptneri* BRONNIMAN y *N. grandis* DERES y ACHERITEGUY. MORENO DE CASTRO (1969) cita también: *Nannoconus wassalli* BRONNIMAN y

Globigerinas pequeñas de paredes espesas y pentacameradas, además de *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Dictyoconus* sp., *Coskinolina sunnilandensis* MAYNC, *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH, *Trocholina* sp., *Neotrocholina* sp., *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Textulariella minuta* HOFKER, *Cuneolina* sp., *Nautiloculina* sp., Miliólidos, Dasycladáceas, Ostracodos, etc. Los Foraminíferos planctónicos no se distribuyen por igual a lo largo de toda la serie, sino fundamentalmente en las facies de mayor carácter pelágico.

Parte de las microfacies de esta formación denotan una alternancia de condiciones ambientales pelágicas y hemipelágicas y ciertas asociaciones de Foraminíferos planctónicos indican, según MORENO DE CASTRO (1969) condiciones de bastante profundidad. El carácter pelágico y la profundidad sufren cambios a lo largo de la formación, notándose un decrecimiento de ambos hacia el techo.

El límite inferior es transicional y puede estar algo afectado por fracturas. El límite superior queda marcado por depósitos discordantes recientes.

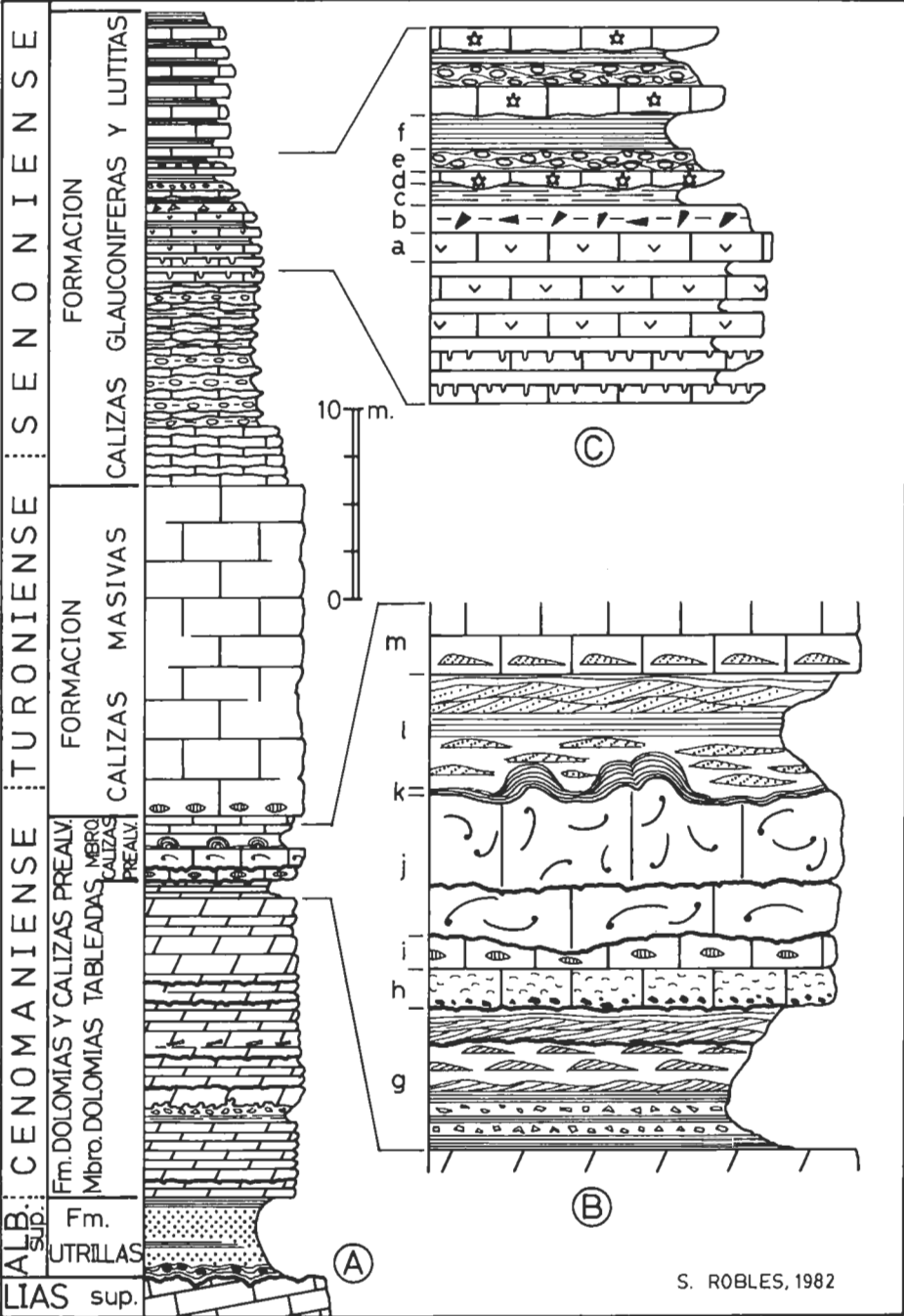
Aspectos regionales.—Con variaciones más o menos importantes esta formación aflora en el sector interno de los dominios meridional y central (áreas de Perelló-Tortosa, macizo de Garraf y macizo del Montmell). La potencia mayor corresponde al dominio meridional, en el dominio central las facies que pueden incluirse dentro de esta unidad alcanzan algo menos de 200 m de espesor, según datos de ESTEBAN (1973).

Fuera de la localidad tipo los caracteres litoestratigráficos, según datos de BATALLER (1962), ESTEBAN (1973) y ANADON *et al.* (1979), son parecidos a los de la serie tipo. Esencialmente son facies calcáreo margosas, en las que pueden diferenciarse niveles de alternancia de calizas margosas y margas y tramos de margas azuladas con cefalópodos (ALMERA, 1897 y 1900). En el dominio central tanto en la base como en el techo de la formación predominan las calizas, quedando las facies margosas concentradas en la zona central.

En general las facies pelágicas y hemipelágicas son bastante menos potentes y peor desarrolladas en el dominio central. Esto se observa especialmente en las facies calcáreas muy ricas en Foraminíferos planctónicos, que están muy bien desarrolladas en el área de Perelló-Tortosa.

A escala regional (ESTEBAN, 1973; ESTEBAN y ROBLES en ANADON *et al.*, 1979) se observa que las facies superiores de la formación pierden progresivamente su carácter pelágico y hemipelágico y pasan a ser calizas de facies neríticas con Orbitolinas y Rudistas.

Aparte de la disminución de Foraminíferos planctónicos, los cambios bioestratigráficos no son muy importantes a escala regional. BATALLER (1962) ofrece un estudio exhaustivo sobre los cefalópodos de



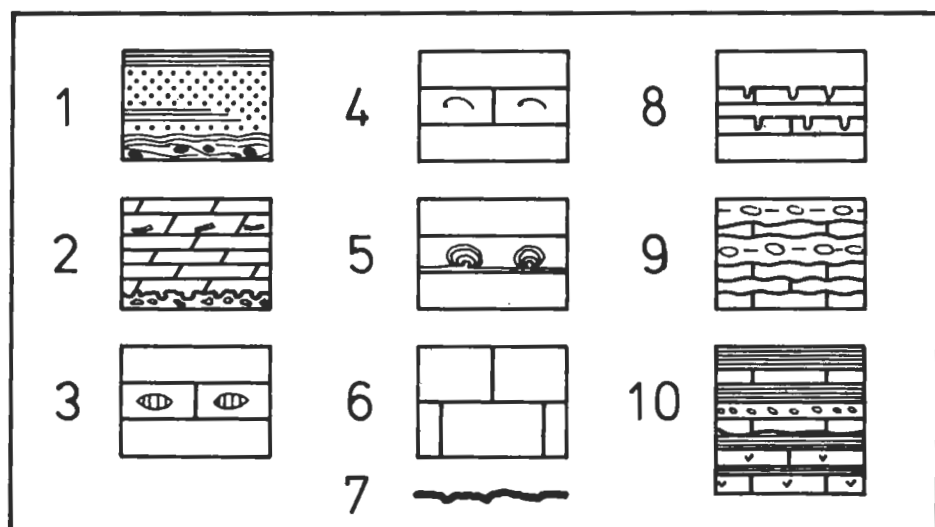


FIG. 5.7.—Serie tipo del Grupo Calizas y Arenas de la Sierra de Llaberia (Cretácico superior del sector externo de los Catalánides, Sierra de Llaberia, provincia de Tarragona).—A. Serie general.—1. Arenas, arcillas y costras limoníticas con nódulos ferruginosos (facies continentales).—2. Dolomías de facies litoral y mareal (presencia del colapso brechas y procesos de litificación precoz).—3. Calizas con Praealveolinas (facies litoral).—4. Calizas con Ostreidos (facies litoral).—5. Calizas laminadas y calizas estromatolíticas (facies mareal).—6. Calizas con Foraminíferos planctónicos (facies pelágica).—7. Superficies costrificadas y «hard grounds» (en algunos casos representan superficies de erosión).—8. Calizas con perforaciones de Moluscos y lutitas margosas (facies marina somera y litoral).—9. Calizas y margocalizas nodulosas.—10. Calizas, margas y arcillas (facies complejas marinas someras y lacustres).—C. Serie de detalle.—a. Calizas glauconíferas con Miliólidos.—b. Margocalizas con Rudistas.—c. Arcillas con Corales (a, b, c = facies marinas someras).—d. Calizas con Carofitas.—e. Margas conglomeráticas.—f. Arcillas con gasterópodos lacustres (d, e, f = facies palustres y lacustres).—B. Serie de detalle.—g. Dolomías laminadas y con huecos de disolución de evaporitas (facies mareal).—h. Biosparitas con intraclastos.—i. Calizas con Praealveolinas.—j. Micritas con Ostreidos (h, i, j = facies litorales con procesos de erosión).—k. Estromatolitos.—l. Calizas micríticas y oolíticas con estratificación lenticular y ondulada (k, l = facies mareal).—m. Calizas micríticas con «ripples» de oolitos.

esta formación en el macizo de Garraf (dominio central) citando veintiocho especies diferentes de Ammonites. Otros trabajos en los que figura el contenido paleontológico de la formación en el dominio central son los de BATALLER (1958) y ESTEBAN (1973).

En general y a escala regional el contacto inferior de la unidad es gradual y el contacto superior varía de brusco a gradual según las áreas. La formación queda incluida dentro de la macrosecuencia barranco-aptiense (Figs. 5.2 y 5.3) y su límite superior coincide con el límite superior de dicha macrosecuencia.

Génesis.—Esta formación se generó a favor de la transgresión del Aptiense, alcanzándose durante ella las condiciones de plataforma externa, abierta y profunda más acentuadas de todo el Cretácico en la cuenca catalánide. En consecuencia en esta formación se originan las facies pelágicas y hemipelágicas más claras y más potentes del Cretácico de los Catalánides. La parte superior de la formación se generó a favor de la regresión iniciada en el Aptiense y concluida en el Albiense, por lo que en su parte superior aparecen facies de ambientes neríticos y litorales.

Correlación con otras unidades.—La parte inferior de esta formación pasa lateralmente hacia los márgenes de la cuenca a la Formación Calizas y Margas de Inclusa.

Edad.—En la serie tipo de acuerdo con los organismos característicos antes indicados (Ammonites, Orbitolinas y Nannoconus) se deduce una edad Bedouliense a Gargasiense. Se recuerda que en dicha área la formación no aflora completa, pues su parte superior queda cubierta por materiales recientes. En el dominio central, según datos de BATALLER (1958, 1962) y ESTEBAN (1973), puede asignársele una edad Aptiense inferior y superior.

Referencias a lo publicado sobre el tema.—ALMERA (1897, 1900), KILIAN (1898), BATALLER (1958, 1962), MORENO DE CASTRO (1969), ESTEBAN (1973), ROBLES (1974, 1975), ESTEBAN y ROBLES (1976), ANADON *et al.* (1979).

Grupo Calizas y Arenas de la Sierra de Llaberia (tabla 5.1)

Este grupo se corresponde con la macrosecuencia del Cretácico superior de ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979), anteriormente comentada, y engloba a las unidades G₄, G₅, G₆ y G₇ de ROBLES (1974).

Como puede observarse en la tabla 5.1 está constituido por cuatro formaciones principales, que afloran esencialmente en la Sierra de Llaberia (sector externo del dominio meridional) y otras cuatro formaciones que son equivalentes laterales de las anteriores. Su serie

tipo es la de las cuatro formaciones fundamentales que lo constituyen en la Sierra de Llabería, las cuales se describirán a continuación (figura 5.7).

Es un grupo eminentemente calcáreo dolomítico, con menor proporción de lutitas y margas y con un tramo terrígeno basal.

En conjunto constituye un ciclo sedimentario complejo que engloba desde los materiales terrígenos continentales de la Formación Utrillas (Albiense superior) hasta las facies de transición marino-continentales del Senoniense superior, ambos inclusivos. Durante la fase transgresiva se originan depósitos calcáreo dolomíticos litorales (Cenomaniense), llegando a condiciones pelágicas en el Turoniense. A partir de entonces se inicia la etapa regresiva. Como se ha indicado el ciclo es complejo y existen criterios para suponer la existencia de dos o tres discontinuidades principales. Todos estos aspectos se detallarán al describir cada una de las formaciones que componen el grupo.

Este grupo aflora esencialmente en el sector externo del dominio meridional (Sierra de Llabería), de manera más local e incompleta lo hace en el sector intermedio de ambos dominios (Tarragona y Salomó) y de forma puntual en el tránsito del sector intermedio e interno del dominio central (Macizo del Montmell). Su potencia oscila entre 80 m en la Sierra de Llabería y 200 a 300 m en el Macizo del Montmell.

Las variaciones regionales más importantes están relacionadas con los cambios de espesor antes comentados y con variaciones litológicas y ambientales en el Albiense y Cenomaniense. Durante este tiempo se desarrollan facies más potentes y de carácter más marino en el sector interno (dominio central) que en el sector externo (dominio meridional). Las comparaciones durante el resto del Cretácico superior son difíciles o imposibles de realizar porque los afloramientos quedan reducidos a un área muy restringida.

El grupo Calizas y Arenas de la Sierra de Llabería, o ciclo del Cretácico superior, constituye una unidad estratigráfica de carácter expansivo. Sus límites inferior y superior son bruscos y suponen discordancia cartográfica más o menos acusada, especialmente más evidente para el límite inferior. Ambos límites coinciden con los de la macrosecuencia del Cretácico superior.

Formación Arenas de Utrillas

Esta unidad se considera aproximadamente equivalente con la formación Arenas de Utrillas definida en la Cordillera Ibérica, por lo que se ha creído oportuno mantenerle el nombre. Sin embargo, como no existe continuidad con aquella unidad y sus caracteres son algo diferentes, conviene explicar los aspectos principales de la misma en los Catalánides.

Antecedentes.—Equivale a las siguientes unidades: parte del Miembro Salut de ESTEBAN (1969), Facies Utrillas de ESTEBAN (1973), Unidad G₄ (facies Utrillas) de ROBLES (1974), Nivel detrítico rojo (facies Utrillas) de ROBLES (1975), facies Utrillas de ESTEBAN y ROBLES (1976) y facies Utrillas de ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979).

Estratotipo y otros patrones de referencia.

— Serie del camino de Llabería a Pratdip en el collado situado 500 m al Este del km 2 de la carretera de Coll Roig a Llabería (Sierra de Llabería, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 4' 35" y long. 4° 32' 20".

Otras series patrón de referencia:

— Serie del camino de Llabería a Colldejou, 1 km al NE de Llabería (Sierra de Llabería, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 5' 35" y long. 4° 32' 20".

— Serie de la cantera de Obras Públicas del Sanatorio Casablanca (inmediaciones de Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 7' 20" y longitud 4° 57' 10".

— Serie de la trinchera del km 17 de la línea férrea de Valls a Vilanova i la Geltrú (Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 14' 10" y longitud 5° 2' 10" y lat. 41° 13' 50" y long. 5° 2' 30".

Descripción.—La potencia, aún siendo bastante escasa, es relativamente variable. En la serie elegida como tipo es de unos cuatro metros.

Está formada fundamentalmente por arenas, areniscas y arcillas de coloración fuerte y muy variable entre blanco, amarillento, rojo y gris verdoso. En la base de la formación y en el techo del yacente de la misma aparecen: costras de limonita que engloban granos muy abundantes de cuarzo, masas limonítico arcillosas con nódulos ferruginosos y capas de areniscas limoníticas de grano medio con restos vegetales limonitizados (ROBLES, 1974). En las depresiones del sustrato hay una mayor acumulación de arcillas versicolores.

Las arenas son esencialmente de cuarzo. Las acumulaciones mayores de arena tienen granos de tamaño medio a fino y son bastante homométricas, sin matriz y sólo localmente algo cementadas por carbonato. Presentan estructuras tractivas de pequeña a gran escala. Son muy frecuentes los restos vegetales limonitizados.

Al menos en los sectores externo e intermedio el contacto inferior de la formación es erosional y en ellos se apoya en discordancia cartográfica (ROBLES, 1974 y 1975) sobre diferentes niveles de Lias o Dogger (sector externo) o del Cretácico (sector intermedio). El límite superior es nítido y brusco.

Se interpreta en conjunto como acúmulos residuales y depósitos continentales fluviales, estos últimos más o menos alterados por procesos edáficos sinsedimentarios.

Aspectos regionales.—Aflora esencialmente en el sector externo del dominio meridional y más localmente en el sector intermedio de los dominios central y meridional.

En los sectores externo e intermedio del dominio meridional las variaciones son escasas y se refieren esencialmente a la potencia, que puede alcanzar hasta 14 m (serie del camino de Llabería a Colldejou) y a la proporción de arenas y arcillas.

Por el contrario, en el sector intermedio del dominio central aparecen unas facies algo diferentes a las descritas, pero que podrían ser correlacionables con ellas y englobarse dentro de la misma formación. En el área de Salomó (Tarragona) son unos 25 m de alternancias irregulares de arcillas versicolores, margas y calizas arcillosas (ESTEBAN, 1973). Son frecuentes las superficies costrificadas y en la parte superior aparecen niveles con yeso. Contienen Ostreidos, Gasterópodos, Ostrácodos, Equinodermos, Miliólidos y algún otro Foraminífero. Estas facies indican la intercalación de episodios marinos someros.

Igualmente, en zonas del Maestrazgo oriental, más o menos equivalentes al sector interno del dominio meridional de los Catalánides, aparecen las Areniscas del Maestrazgo (CANEROT, 1974), que también registran la influencia marina con facies de Ostreidos y Orbitolinas.

Esta formación constituye la unidad basal de la macrosecuencia del Cretácico superior y su límite inferior lo es también de dicha macrosecuencia. Por lo tanto, es un límite fuertemente erosional en los sectores externo e intermedio, apoyándose sobre unidades progresivamente más antiguas en el sentido NW (Fig. 5.3).

En el sector externo llega a situarse sobre materiales del Lias superior.

Génesis.—En el sector externo y en parte del intermedio de los dominios meridional y central de los Catalánides, esta formación tiene carácter continental, esencialmente son depósitos residuales y facies fluviales. En el resto del sector intermedio son facies costeras litorales con intercalaciones continentales.

Esta formación refleja una etapa de emersión casi generalizada en el ámbito de los Catalánides, más prolongada y continua en el sector externo, mientras que al menos en algunas zonas del sector interno la sedimentación marina pudo ser prácticamente continua.

Correlación con otras unidades.—Lateralmente puede llegar a desaparecer por no deposición o quedar reducida a algún decímetro de

costra ferruginosa. Puede ser correlacionable con parte de la Formación de Areniscas del Maestrazgo y de la Formación Arcillas rojas y Calcarenitas de Orbitolinas del Montmell (tabla 5-1).

Edad.—En donde la formación tiene carácter continental, la carencia de restos paleontológicos impide precisar su edad. En este caso su datación sólo se puede establecer por su posición en la serie. Se sitúa sobre materiales que varían desde el Aptiense superior al Lias y por encima de ella los primeros niveles datados pertenecen al Cenomaniense medio y se sitúan a unos 17 m por encima del techo de la formación. Por ello su edad debe corresponder aproximadamente al Albiense y quizás algo de Cenomaniense basal.

Las facies con intercalaciones marinas del área del Salomó (sector intermedio del dominio central) se consideran probablemente como un cambio lateral dentro de la formación. Estas facies, de acuerdo con ESTEBAN (1973), se sitúan entre materiales del Aptiense y del Cenomaniense, respectivamente. Por su posición pueden representar al menos a parte del Albiense. El autor antes indicado también señala la posibilidad que al menos parte de ellas pertenezcan al Cenomaniense inferior.

Como hipótesis de trabajo cabría pensar que en algunos puntos del sector externo esta unidad llegue a incluir en su base depósitos residuales de edad muy inferior al resto de la formación (entre Neocomiense y Albiense?) y de significado diferente al del resto de la unidad, tal como ocurre, según PARDO y VILLENA (1981), en algunos puntos del borde septentrional de la rama castellana de la Cordillera Ibérica.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—ESTEBAN (1969, 1973), ROBLES (1974, 1975), ESTEBAN y ROBLES (1976) y ANADÓN *et al.* (1979).

Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llabería

Antecedentes.—Equivale a las siguientes unidades: Miembro Dolomías Salud y parte basal del Miembro Quatre Vents, de ESTEBAN (1969); Unidad G_s y parte basal de la Unidad G_s, de ROBLES (1974); Tramo uno de COLOMBO (1980).

Estratotipo y otros patrones de referencia.

— Serie de la carretera nueva a la Ermita del Loreto, 2 kms al NE 500 m al Este del km 2 de la carretera de Coll Roig a Llabería (Sierra de Llabería, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 4' 35" y long. 4° 32' 20".

Otras series patrón de referencia:

— Serie de la carretera nueva a la Ermita del Loreto, 2 kms al NE de la ciudad de Tarragona. Coordenadas: lat. 41° 8' 00" y long. 4° 57' 55".

— Serie de la margen oriental del río Gaià, 500 m al NE del cruce del río con el ferrocarril de Valls a Vilanova i la Geltrú (Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 14' 25" y long. 5° 2' 25".

Descripción.—En la serie tipo tiene un espesor de 20 m (ROBLES, 1974) y está constituida fundamentalmente por dolomías y dolomías calcáreas grises, con estratificación mediana a fina y por calizas estratificadas con Praealveolinas. En la serie tipo la formación se puede dividir en dos subunidades litoestratigráficas. La unidad inferior es el Miembro Dolomías tableadas de la Sierra de Llaberia con 17 m de potencia y la unidad superior es el Miembro Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llaberia, con sólo 3 m de espesor (Fig. 5.7).

El Miembro inferior está constituido en el tercio basal por dolomicritas amarillas con textura «fenestral» muy abundante, en parte procedente de la disolución de microfósiles. Presenta laminación «ripple» de corriente a mediana escala y algunos «hard grounds» ferruginosos, así como un nivel de carniolas y colapso-brechas. El resto del miembro son esencialmente dolomicritas grises con frecuente textura «fenestral» y porosidad móldica (en algunos casos de organismos y en otros posiblemente como pseudomorfos de evaporitas). Presenta nódulos piritosos dispersos y varios «hard grounds» ferruginosos, menos frecuentes en la parte superior del tramo, donde la sedimentación parece más continua. Presenta algunas estructuras indicadoras de procesos de litificación precoz con posterior erosión y reincorporación al sedimento. También presenta alguna superficie de emersión con desarrollo de microcarstificación. Incluye moldes escasos de Lamelibranquios y Gasterópodos.

En el techo del miembro las dolomías son laminadas, con posibles grietas de desecación, estratificación lenticular de «ripples» de corriente y con algunas facies oquerosas laminadas de disolución de evaporitas.

En la serie tipo el límite superior del Miembro dolomítico es nítido y está marcado por un nuevo «hard ground» ferruginoso además de por un cambio litológico y de las condiciones paleoambientales de detalle. A escala regional el límite superior del miembro es gradual y puede ocupar distinta posición de acuerdo con la altura alcanzada por la dolomitización. El límite inferior de este miembro es el mismo que el de la formación que lo engloba y es concordante y brusco.

El miembro superior, o Miembro Calizas con Praealveolinas, en la serie tipo de la formación que lo engloba, está formado (Fig. 5.7) aproximadamente por tres metros de calizas de color beige con estratificación mediana y con abundantes Praealveolinas en algunas de sus capas. A pesar de su escasa potencia está constituido por distintos tipos de litofacies y biofacies muy características. Se pueden diferenciar dentro de él cuatro tramos litológicos (Fig. 5.7).

El tramo inferior está formado por bioesparitas con intraclastos de 2 a 10 mm en la base. Contiene *Praealveolina ibérica*, REICHEL, Miliólidos, otros Foraminíferos y pequeños Lamelibranquios. El límite superior es una superficie erosiva ferruginizada.

El segundo tramo son calizas micríticas con grandes Ostreidos, Miliólidos y *Praealveolina* sp. Su techo es marcadamente irregular.

El tercer tramo está constituido por calizas laminadas. En la base son calizas estromatolíticas (estromatolitos tipo LLH-SH instaurados sobre las elevaciones del techo irregular del tramo subyacente) con textura «fenestral». En el resto del tramo alternan facies oolíticas con «ripples» y facies micríticas laminadas.

El tramo superior está formado por calizas micríticas grises con estratificación de fina a media. En la base presentan «ripples» aislados de oolitos calcáreos englobados en la micrita.

El límite superior de este miembro calcáreo lo es también de la formación Dolomías tableadas y Calizas con *Praealveolinas* que lo engloba. Queda marcado por el cambio de las calizas estratificadas que lo constituyen a la calizas masivas, de color blanquecino y distinta microfacies, de la formación superior. A escala regional estos tres criterios son también válidos, de forma general, para establecer el límite superior de la formación.

Las características textuales y estructurales de la formación descrita indican en conjunto unas condiciones de sedimentación de plataforma carbonática marina muy somera y proximal, con desarrollo abundante de facies mareales, con frecuentes períodos de interrupción sedimentaria e incluso alguna emersión.

En el miembro dolomítico inferior las condiciones energéticas son variables entre facies de una relativa energía (con estructuras tractivas y de erosión) y facies tranquilas, con posible precipitación localizada de evaporitas.

En el miembro calcáreo superior alternan igualmente facies de distinto significado y energía. Hay facies claramente mareales de calizas estromatolíticas, laminadas o con estratificación lenticular, de ambiente esencialmente intermareal y facies de intrabiosparitas con *Praealveolinas* de ambiente submareal relativamente somero. Son frecuentes las señales de interrupción sedimentaria y de erosión.

En conjunto, esta formación da un resalte morfológico muy característico sobre los materiales fácilmente erosionables de la formación subyacente.

Aspectos regionales.—Tiene prácticamente los mismos afloramientos que la formación subyacente, Arenas de Utrillas, en el área de los Catalánides. Aflora esencialmente en el dominio meridional y sobre todo en el sector externo del mismo; en el sector intermedio lo hace localmente (Tarragona). De manera puntual aflora en la zona de enlace

del sector interno de los Catalánides con el Maestrazgo. En el dominio central sólo aflora en alguna zona de parte del sector intermedio (Salomó) como se indica en la tabla 5.1.

Las variaciones absolutas de espesor de esta formación no son muy importantes a escala regional. La potencia es la que presenta en la serie tipo. El espesor varía entre 16 m en Tarragona, sector intermedio del dominio meridional (ESTEBAN, 1973) y 30 m en el área de Salomó, sector intermedio del dominio central (ESTEBAN, 1973).

Las variaciones litoestratigráficas regionales se refieren esencialmente a la proporción y situación de las dolomías. Los cambios bioestratigráficos tampoco son importantes y se refieren sobre todo a la cantidad de organismos y a la abundancia de fauna más marina. Así, en el sector intermedio del dominio meridional (área de Tarragona), los caracteres litológicos son similares a los de la serie tipo y el Miembro Calizas con Praealveolinas incluye una fauna similar, pero más abundante, constituida por *Praealveolina ibérica*, REICHEL; *P. cretacea brevis*, REICHEL; *P. simplex*, REICHEL; *Nummuloculina sp.*, *Tritaxia sp.*, *Marssonella sp.*, *Equinodermos*, *Lamelibranchios*, *Corales*, etc. (ESTEBAN y RAMÍREZ DEL POZO, 1973). En los puntos donde aflora del sector interno (zona de enlace con el Maestrazgo) predominan las calizas con Praealveolinas y *Chrysalidina sp.* (CANEROT, 1973). En el área de Salomó (parte del sector intermedio del dominio central) las dolomías ocupan aproximadamente la mitad superior de la formación. La mitad inferior de la formación son calizas estratificadas, arenosas en la base, con intercalaciones margosas y dolomíticas y presentan también frecuentes «hard grounds». La parte superior de la formación son dolomías pulverulentas y calizas en el techo. En conjunto la fauna es más abundante que en la serie tipo y con carácter algo más marino, incluye: *Praealveolina cretacea* REICHEL, *Praealveolina sp.*, *Orbitolina (M) texana aperta*, *O. gr. concava*, *Paratrocholina lenticularis*, *Quinqueloculina sp.*, *Glomospira sp.*, *Nummuloculina sp.*, *Cuneolina pavonia*, Miliólidos, Dasycladáceas, Equinodermos, Ostreidos, Rudistas, etc. (ESTEBAN, 1973).

Esta formación es transgresiva sobre la formación Arenas de Utrillas y como ella tiene un claro carácter expansivo (Fig. 5.3).

En los sectores externo e intermedio del dominio meridional esta formación se puede dividir en los dos Miembros antes descritos. El inferior, Dolomías tableadas de la Sierra de Llabería y el superior, Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llabería. Esta división no es válida para las demás zonas donde aflora la formación.

A nivel regional el límite inferior de la formación es nítido y relativamente brusco. El límite superior está marcado por los mismos criterios que en la serie tipo y puede variar de gradual rápido a brusco.

En el área de Tarragona (sector intermedio del dominio meridional) según ESTEBAN y ROBLES (en ANADÓN *et al.*, 1979), el contacto entre las

facies costeras de Praealveolinas de esta formación y las facies pelágicas de la formación superior parece muy brusco y coincidente con posibles indicios de discontinuidad sedimentaria. En dicho sector, el límite de ambas formaciones coincidiría, por tanto, con el límite entre las supuestas secuencias deposicionales del Cenomaniense y del Turoniense.

Génesis.—Esta formación constituye la base de la transgresión del Cretácico superior (Cenomaniense) bajo facies marinas litorales, con recurrencias entre facies someras a mareales y períodos de no depósito e incluso erosivos. Las facies parecen algo más marinas hacia los sectores interno del dominio meridional e intermedio del dominio central.

Correlación con otras unidades.—Puede ser correlacionable con la Formación Margas y Calizas de Can Xuech, del sector intermedio del dominio central (tabla 5.1) y con la Formación Margas y Calizas de Mosqueruela, del Maestrazgo.

Edad.—Por los organismos más significativos de los indicados anteriormente (Praealveolinas) su edad parece ser esencialmente Cenomaniense medio, pudiendo representar en mayor o menor proporción al Cenomaniense superior.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—ESTEBAN (1969, 1973), MORENO DE CASTRO (1970), RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), ROBLES (1974 y 1975), ESTEBAN y ROBLES (1976), ANADÓN *et al.* (1979) y COLOMBO (1980).

Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería

Antecedentes.—Equivale aproximadamente a las siguientes unidades: parte superior del Miembro Quatre Vents de ESTEBAN (1969); Unidad G₆ de calizas estratificadas y masivas (excepto la base) de ROBLES (1974); nivel litoestratigráfico 2 de COLOMBO (1980).

Estratotipo y otros patrones de referencia.

— Serie del camino de Llabería a Pratdip en el collado situado 500 m al Este del km 2 de la carretera de Coll Roig a Llabería (Sierra de Llabería, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 4' 35" y long. 4° 32' 20".

Otras series patrón de referencia:

— Serie de la carretera nueva a la Ermita del Loreto, 2 kms al NE de la ciudad de Tarragona. Coordenadas: lat. 41° 8' 00" y long. 4° 57' 55".

— Serie del camino de Llabería a Coldejou, 0,8 kms al NE de Llabería (Sierra de Llabería, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 5' 30" y long. 4° 32' 10".

Descripción.—En la serie tipo tiene un espesor aproximado de 18 m. Fundamentalmente son calizas micríticas y biomicríticas, masivas o con estratificación gruesa, de color beige claro y gris claro a blanquecino. Contienen pequeños nodulitos piritosos dispersos. En la parte superior de la unidad son algo margosas (ROBLES, 1974).

El metro basal está constituido por calizas «wackestone» de Praealveolinas (*Praealveolina cretacea* REICHEL), Miliólidos, otros Foraminíferos y alguna *Pithonella* sp.

En el resto de la formación las calizas son fundamentalmente del tipo «mudstones» y «wackestones» de Foraminíferos planctónicos muy abundantes. Principalmente contienen Calciferúlidos, entre ellos *Pithonella ovalis* y Hedbergelliformes.

Esta formación produce en el área tipo el segundo resalte morfológico que hay a partir de los niveles fácilmente erosionables de Arenas de Utrillas.

El tipo de litofacies y biofacies indica unas condiciones de sedimentación marina tranquila de características pelágicas.

En el área tipo el límite inferior de la formación es relativamente nítido y rápido; queda marcado por el paso de facies calcáreas estratificadas litorales a facies calcáreas masivas, que a partir del metro inferior, pasan a ser «wackestones» de Foraminíferos pelágicos. El límite superior es gradual (2-3 m de transición) y se establece por el cambio en la microfacies, estratificación, aparición de materiales margosos y por el color.

Aspectos regionales.—Esta formación aflora en los sectores externo e intermedio del dominio meridional. El área de afloramiento es bastante escasa, especialmente en el sector intermedio. Algo de ella aparece aflorar también (ESTEBAN, 1973; ANADÓN *et al.*, 1979) en parte del sector intermedio del dominio central (área de Salomó).

Las variaciones de espesor son escasas, oscilando generalmente la potencia alrededor de 15 a 20 m. Igualmente las variaciones litoestratigráficas y bioestratigráficas no son muy apreciables. En el sector externo del dominio meridional aparece localmente un nivel de calizas oolíticas en la base de la formación. En el sector intermedio de ese mismo dominio, área de Tarragona (ESTEBAN, 1973), presentan estilolitas abundantes y en la base de la formación existen pequeños paleocanales ramificados, de unos 15 cm de profundidad. En el resto de la formación, además de las biomicritas, existen biopelmicritas y contienen: *Haplophragmium* sp., *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* KAUF, *Hedbergella* cf. *paradubia* SIGAL, *Pseudoclavulina* cf. *brayi* COLOM,

resto de Equinodermos, Ostrácodos, etc. (MORENO DE CASTRO, 1970; ESTEBAN, 1973; RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN, 1973). En el techo de la formación estas calizas pasan gradualmente a algunos decímetros de calizas tableadas con Braquiópodos. Sobre ellas y en contacto brusco, hay un metro de calizas tableadas y laminadas de dudosa interpretación (estromatolitos, paleosuelos, condensaciones) según ESTEBAN y ROBLES, en ANADÓN *et al.*, 1979.

De esta misma zona del sector intermedio (inmediaciones de la ciudad de Tarragona) MORENO DE CASTRO (1970) suministra un estudio del contenido micropaleontológico de unos testigos de sondeo que parecen pertenecer en parte a la Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería. En el nivel del que puede formar parte el tramo basal de la formación cita: *Praealveolina cretacea tenuis* REICHEL, *Ovalveolina ovum* D'ORBIGNY y *Vidalina* sp., junto con Foraminíferos planctónicos. Los niveles superiores a éste están formados por biomicritas con abundantes Foraminíferos de tipo planctónico y los consideramos formando parte del resto de la formación. MORENO DE CASTRO cita en ellos: Heterohelícidos, Rotalipóridos, Globigerínidos, Globorotálidos, Ataxophragmiidos, Radiolarios, *Hedbergella* sp., dudosas Stomiosphaeras, etc.

Según ESTEBAN y ROBLES, en ANADÓN *et al.*, 1979, en el área de Tarragona (sector intermedio) los límites inferior y superior de esta formación son bastante bruscos (cambios paleoambientales muy bruscos, indicios de emersión o erosión, etc.) por lo que dichos autores suponen la posible existencia de discontinuidad estratigráfica en ellos. Ambas discontinuidades delimitarían la supuesta secuencia deposicional intermedia (o Turoniense) del Cretácico superior, constituida por esta formación (ESTEBAN y ROBLES en ANADÓN *et al.*, 1979).

Génesis.—Los escasos afloramientos de esta unidad no permiten hacer una interpretación completa y detallada. Sus características indican la acentuación de la transgresión del Cretácico superior, alcanzándose condiciones pelágicas en sectores como el intermedio y externo del dominio meridional, donde no habían existido previamente durante el Cretácico. Dado el contexto regional parece lógico que estas condiciones se alcanzaran más por una relativa lejanía del borde de la cuenca que por una excesiva profundidad de la misma.

Correlación con otras unidades.—Por su posición en la serie estratigráfica y por su edad, esta formación quizás pueda correlacionarse más o menos con la Formación Dolomías del Barranco de los Degollados, aflorante en el Maestrazgo y en algunos puntos de la zona límite entre éste y el sector interno del dominio meridional de los Catalánides (zona de Ulldecona). Desde luego, no existe continuidad cartográfica entre ellas y el área sin afloramientos de ambas es amplia.

Edad.—Del contenido micropaleontológico específico citado anteriormente y de acuerdo con los autores mencionados, el tramo basal con Praealveolinas debe pertenecer al Cenomaniense superior. La datación del resto de la unidad, que es la porción formada por las calizas pelágicas, presenta alguna inseguridad. Del estudio realizado hasta el momento en la serie tipo se puede indicar que es posible que pertenezca al Turoniense, e incluso al Turoniense inferior, pero también podría ser aún Cenomaniense o incluso más alto que el Turoniense, lo que parece más improbable. En el área de Tarragona, RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), con la fauna antes indicada y por comparación con la zona Cantábrica, le asignan una edad Turoniense en sentido amplio. Incluso se ha señalado que pueden representar posiblemente al Turoniense inferior.

Referencias a lo publicado.—ESTEBAN (1969), MORENO DE CASTRO (1970), ESTEBAN (1973), RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), ROBLES (1974 y 1975), ESTEBAN y ROBLES (1976), ANADON *et al* (1979) y COLOMBO (1980).

Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llaberia

Antecedentes.—Equivale a las siguientes unidades: G₇ (calizas y margas glauconíferas) de ROBLES (1974); niveles litoestratigráficos 3 y 4 de COLOMBO (1980). El Miembro Gurugú de ESTEBAN (1969) forma parte de esta unidad.

Estratotipo y otros patrones de referencia.

— Serie del camino del Llaberia a Pratdip en el collado situado 500 m al Este del km 2 de la carretera de Coll Roig a Llaberia (Sierra de Llaberia, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 4' 35" y long. 4° 32' 20".

Otras series patrón de referencia:

— Serie de Montredó (cota 862, Sierra de Llaberia, Tarragona). Coordenadas: lat. 41° 4' 45" y long. 4° 33' 20".

— La parte inferior de la formación aflora también en la serie del Barranco de la Maña, en las inmediaciones del Mas de la Maña, aproximadamente 3 km al NE de Tarragona. Coordenadas: lat. 41° 8' 35" y long. 4° 58' 20".

Descripción.—Los afloramientos de esta formación son muy reducidos y presentan un perfil incompleto de la misma. Este hecho, unido a las características peculiares de acúñamiento de niveles y cambios de facies, hace que el conocimiento de la unidad sea incompleto. En el

área tipo el espesor mínimo es superior a 20 m, pudiendo llegar quizás hasta 30 ó 40 metros. Esta unidad está constituida por distintos tipos de facies que sufren acunamientos y cambios relativamente rápidos, tanto en vertical como lateralmente. Está formada fundamentalmente por alternancias de capas de calizas de distinto tipo, margas nodulosas y arcillas, con frecuentes superficies ferruginizadas y de erosión.

En la serie tipo los 2 a 4 m basales están formados por calizas estratificadas de color blanquecino y con algunos pequeños Gasterópodos. Progresivamente pasan a unos 4 ó 5 metros de facies paraconglomeráticas, constituidas por nódulos calcáreos empastados en una matriz lutítico margosa blanquecina. Continúan otros cuantos metros de facies similares que alternan con capas calcáreo dolomíticas y con arcillas rojas, verdes y blancas; en el techo del nivel predominan las alternancias de lutitas margosas y capas de calizas con los techos fuertemente horadados por moluscos perforantes. En este nivel o en el siguiente, COLOMBO (1980) cita las siguientes Carofitas: *Dughiella pomeroli* GUT & LAU, *Amblyochara* sp. y *Retusochara* sp. Sigue un nivel complejo de 4 a 6 m de espesor, formado por alternancias de los siguientes tipos de facies: a) capas de calizas tipo «wackestone» y «pakestone» de Miliólidos, Gasterópodos, Foraminíferos, intraclastos y granos con envueltas algales y oolíticas, muy ricas en glauconita. b) Capas de margocalizas con restos muy abundantes de Rudistas (ROBLES, 1974), entre ellos: *Agriopleura? fumanyae* VIDAL, *A. moroi* VIDAL, *Praeradiolites* sp., y *Radiolitella pulchelus* VIDAL, Equínidos, Gasterópodos marinos, Lamelibranquios, etc. c) Capas de arcillas verdes con Lamelibranquios, Gasterópodos, Corales, etc. d) Capas de calizas dismicríticas blancas con textura «fenestral» y con Carofitas abundantes. Presentan pequeñas fracturas de desecación o de actividad de raíces. e) Capas de nódulos calcáreos empastados en matriz margosa. f) Capas de arcillas con Gasterópodos lacustres. Los tres primeros tipos de facies son esencialmente de ambiente marino somero y energético y el resto son facies salobres o lacustres. Es frecuente la existencia de sucesiones de capas tal como la expuesta.

El último tramo tiene más de una decena de metros de espesor y está formado por calizas micríticas con Algas y encima calizas, con Gasterópodos muy abundantes, alternando con lutitas margosas.

En esta formación son frecuentes los indicios de discontinuidad sedimentaria señalados por superficies ferruginizadas, superficies perforadas, etc.

Las condiciones de sedimentación son alternantes o mixtas entre ambientes marinos bastante someros y generalmente energéticos y ambientes salobres y lacustres, incluso con posibles períodos subaéreos. En conjunto suponen facies de transición marina a continental, con predominio de las facies salobres y lacustres.

El límite inferior de la unidad tiene las características explicadas para el límite superior de la formación subyacente.

El límite superior es tectónico. Está constituido en unos sitios por la superficie de corrimiento del Manto de Llabería (ROBLES, 1974 y 1975), apareciendo sobre esta formación los niveles del Muschelkalk medio y superior de la base del corrimiento. En otros puntos el límite está constituido por la base de una pequeña escama tectónica formada por materiales de la Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas y de la Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería (ROBLES, 1974 y 1975).

En el área tipo, esta formación, junto con las otras tres formaciones cretácicas subyacentes (Arenas de Utrillas, Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas y Calizas masivas) estructuralmente forman parte del autóctono del Manto de Llabería y quedan parcialmente cubiertas por los isleos tectónicos de Llabería, pertenecientes a dicho corrimiento (ROBLES, 1974 y 1975).

Aspectos regionales.—Esta unidad aflora muy localmente y de manera reducida. Lo hace sólo en los sectores externo e intermedio del dominio meridional. En el sector externo sus afloramientos se limitan a la parte oriental de la sierra de Llabería (ROBLES, 1974) y de forma más incompleta a algunos puntos de las elevaciones que separan las depresiones del Ebro y de Mora de Ebro. En el sector intermedio sus afloramientos son aún más escasos, apareciendo por ejemplo en las inmediaciones de Tarragona.

Presenta acúñamientos y cambios laterales y verticales importantes, aunque siempre dentro del mismo grupo de facies. Los cambios laterales de espesor también son importantes, llegando casi a desaparecer en las zonas más externas del sector externo. Estas variaciones en desarrollo de superficies costrificadas y de superficies con fuerte bio-ciertoos casos pueden estar ligadas a períodos de no deposición con turbación vertical por raíces (inmediaciones de Tarragona, COLOMBO, 1980) o por organismos litófagos (ROBLES, 1974). En otros casos pueden estar producidas por períodos erosivos sinsedimentarios o posteriores.

En el área de Tarragona la formación está constituida esencialmente por un nivel de unos 40 m de espesor (ESTEBAN, 1973) de calizas micríticas y biomicríticas de color gris oscuro, con estratificación gruesa y con niveles de brechas intraformacionales. Contienen Ostrácodos, Miliólidos, Gasterópodos, *Rotalia cayeusi*, *Spiroplectamina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudolituonella* cf. *reicheli*, *Spirophthalmidium* sp., etc., además de dientes de peces (*Pycnodus* cf. *cretaceous* AGASSIZ, *Pycnodus* cf. *scrobiculatus* REUSS) y Carofitas (*Atopochara multivolvris* PECK), según COLOMBO (1980). Estas facies si bien tienen caracteres algo parecidos a las de la base de la formación en la serie

tipo, no son iguales ni tienen allí tanta potencia. Además, en el área tipo aparecen otros materiales más modernos. Podría tratarse en parte de un cambio de facies y/o también como propone COLOMBO (1980) de que este nivel fuese inferior a los existentes en la Sierra de Llabería.

En una zona del área tipo aparecen 6 a 8 metros de arcillas rojas con intercalaciones de yeso en la parte superior de la formación.

A escala regional el límite superior de esta unidad puede ser tectónico (manto de Llabería u otra escama tectónica de menor importancia, en el área tipo), puede ser erosivo o bien puede ser un límite más o menos gradual, brusco e incluso discordante con formaciones paleocenas.

Esta formación constituye el techo de la macrosecuencia deposicional del Cretácico y forma precisamente la secuencia superior, o Senoniense, de dicha macrosecuencia.

Los niveles inmediatamente superiores a la formación calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llabería según COLOMBO (1980), ESTEBAN (1973) y ROBLES e INIESTA (1977), pueden ser los siguientes. Bien unos niveles calcáreos y lutíticos discontinuos con abundantes Gasterópodos (*Viviparus aspersus* VID, *V. dieulafaiti* ROULE, *V. beaumonti* MATH, *Limnaea* sp., *Stagnicola* (S) *aquensis*, etc.) considerados del Thanetiense por COLOMBO (1980); o bien pueden ser los «niveles del Pinell del Brai» (de COLOMBO, 1980), formados por lutitas caoliníticas, arenosas y lateríticas, con algunos Gasterópodos. Estos últimos niveles, según el mencionado autor, se sitúan en discordancia cartográfica sobre las formaciones del Cretácico superior y pueden pertenecer al Thanetiense.

Génesis.—Esta formación constituye el cierre del ciclo sedimentario del Cretácico superior. Está formada esencialmente por facies de ambientes salobres con algunas recurrencias a ambientes marinos someros y energéticos y con episodios lacustres y posiblemente subaéreos. Sobre ellas se desarrollan facies salobres y puramente continentales del Paleoceno.

Edad.—El contenido paleontológico de los materiales de la base de la formación es un tanto banal desde el punto de vista cronoestratigráfico, por lo que su datación es muy dudosa. En el área de Tarragona COLOMBO (1980) supone una edad posiblemente turoniense superior (basándose en las Carofitas) para unos niveles que pueden formar parte de la base de la formación.

El resto de la unidad pertenece esencialmente al Senoniense en sentido amplio. Más exactamente ha sido datada como Campaniense por COLOMBO (1980), basándose en las Carofitas y como posiblemente Maastrichtiense por ROBLES (1974) basándose en los Rudistas.

En conjunto esta formación podría abarcar por tanto desde posiblemente parte del Turoniense hasta el Senoniense (Campaniense-Maastrichtiense). Sin embargo, en ninguno de los trabajos realizados hasta el momento han sido identificados materiales del Coniaciense y Santoniense. Este tiempo podría representar una laguna o bien algún tipo de condensación de niveles.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—ESTEBAN (1973), ROBLES (1974 y 1975), ESTEBAN y ROBLES (1976), ROBLES e INIESTA (1977) y COLOMBO (1980).

Formación arcillas rojas y Calcarenitas de Orbitolinas del Montmell

Antecedentes.—Equivale a parte del Albiense del Macizo del Montmell, de BATALLER (1958); Albiense y Aptiense superior del área del Montmell, de ESTEBAN (1973).

Estratotipo.—Serie del baranco de Snt. Marc (ESTEBAN, 1973), kilómetros 14 al 18 de la carretera de St. Jaume del Domenys a Plá de Manlleu, área del Montmell, Tarragona. Coordenadas aproximadas: latitud 41° 19' 20" y long. 5° 13' 10" a lat. 41° 21' 5" y long. 5° 12' 10".

Descripción.—Según ESTEBAN (1973) son unos 80 ó 90 m de alternancias de arcillitas micáceas rojas con capas de calcarenitas de Orbitolinas de color ocre rojizo. Localmente hay intercalaciones de areniscas cuarcíferas y en la parte superior de la unidad de capas de dolomías arcillosas y de superficies costrificadas arenosas y ferruginosas. Esta serie presenta algunos accidentes tectónicos.

En los 20 m inferiores contiene Orbitolinas (*Orbitolina (M) texana*, *Simplorbitolina manasi*), otros Foraminíferos y fragmentos de Moluscos.

El resto del nivel contiene *Orbitolina (M) texana texana*, *Neorbitolinopsis connulus*, *Boueina* sp., *Neomeris* sp., *Acicularia* sp., *Aulotortus (P) lenticularis*, *Baccinella irregularis*, Miliólidos, Moluscos, Equinodermos, Rudistas, Corales, etc.

Se trata en general de facies marinas someras y litorales en las que pueden existir algunos episodios continentales.

El límite inferior es nítido y el superior gradual rápido.

Aspectos regionales.—Estas facies sólo afloran en el área del Montmell (sector interno del dominio central de los Catalánides). Constituyen la unidad basal de la macrosecuencia deposicional del Cretácico superior en esta parte del dominio central.

Facies similares a las de esta formación son las que puede suponerse que existirían en el sector interno de ambos dominios, si bien actualmente no afloran por erosión.

Génesis.—Al menos parte de esta unidad puede representar el equivalente lateral de la formación Arenas de Utrillas que aflora principalmente en los sectores externo e intermedio del dominio meridional. Es decir, se habría generado en áreas menos externas de la cuenca, donde los episodios marinos someros y litorales se generalizan o son más abundantes.

Correlación con otras unidades.—Como se indica anteriormente esta unidad puede ser correlacionable en parte con la Formación Arenas de Utrillas. Los afloramientos de esta última formación en el área de Salomó (sector intermedio del dominio central), tienen unos caracteres intermedios o mixtos entre los de la serie tipo de la Formación Arenas de Utrillas en los Catalánides y los de la Formación Arcillas rojas y Calcarenitas de Orbitolinas del Montmell.

También puede ser correlacionable con la Formación Areniscas del Maestrazgo (CANEROT, 1974) que aflora en la zona límite del sector interno del dominio meridional de los Catalánides y el Maestrazgo.

Edad.—Según los datos bioestratigráficos de ESTEBAN (1973), su edad puede ser Aptiense superior a Albiense en sentido amplio.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—BATALLER (1958) y ESTEBAN (1973).

Formación Margas y Calizas de Can Xuech

Antecedentes.—No hay individualización previa de esta unidad.

Estratotipo.—Inmediaciones de Can Xuech (Marmellar, Tarragona), en la carretera de Sant Jaume dels Domenys a Plá de Manlleu. Coordenadas: lat. 41° 20' 40" y long. 5° 13' 35".

Descripción.—Según datos de ESTEBAN (1973) la potencia de esta unidad es aparentemente de unos 200 metros y está constituida esencialmente por margas, margocalizas y calizas masivas. Destaca la existencia de facies arrecifales coralinas aparentemente bien desarrolladas (BATALLER, 1958; ESTEBAN, 1973; ESTEBAN y ROBLES en ANADON *et al.*, 1979).

Según ESTEBAN (1973), en la mitad inferior de la unidad son margas pardoazuladas con intercalaciones de calizas margosas y dolomías ferruginosas. Contienen: *Neoiraquia convexa*, *Orbitolina concava*, *Pseu-*

dotextulariella cretosa, Miliólidos, Ostreidos, Braquiópodos, Equinodermos, Corales, etc. En la parte media son calizas masivas con *Cuneolina pavonia parva*, *Charentia cuvillieri*, *Coskinolina* sp., *Pseudocyclamina rugosa*, *Clomospira* sp., *Praealveolina (simplalveolina) simplex*, *Pithonella sphaerica*, *Neoiraquia* sp., Rudistas, Corales, Ostreidos, etc. En la parte superior son margas azuladas con algunos bancos de calizas y contienen: *Daxia cenomana*, *Nummuloculina* sp., *Glomospira* sp., Miliólidos, Ostreidos, etc. BATALLER (1958) describe ampliamente el contenido paleontológico de estos materiales, incluidas las facies arrecifales coralinas.

Se trata en conjunto de facies marinas relativamente someras con desarrollo importante de facies arrecifales coralinas.

El límite inferior es gradual y el límite superior es tectónico.

Aspectos regionales.—Esta unidad, con las características descritas, aflora exclusivamente en el dominio central (zona del Macizo del Montmell, Tarragona). Forma parte de la macrosecuencia deposicional del Cretácico superior y se sitúa sobre la Formación Arcillas rojas y Calcarenitias de Orbitolinas del Montmell (tabla 5.1).

Génesis.—En conjunto, son facies marinas relativamente someras con las que se acentúa la transgresión del Cretácico superior en este sector de los Catalánides. Son relativamente comparables a las de la Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llaberia, pero de características algo más marinas. También presentan la peculiaridad del desarrollo de un ambiente arrecifal relativamente importante, hecho que sólo se observa durante este tiempo en esta zona de los Catalánides.

Correlación con otras unidades.—Se la supone aproximadamente correlacionable con la Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas, de la que se diferencia por su facies y mucha mayor potencia.

Edad.—Los materiales que forman parte de esta unidad, según BATALLER (1958), son de edad Vraconiense-Cenomaniense inferior; según ESTEBAN (1973) pertenecen al Cenomaniense.

Referencias a lo publicado sobre este tema.—BATALLER (1958), ESTEBAN (1973), ESTEBAN y ROBLES (1976) y ANADON *et al.* (1979).

Otras formaciones del Cretácico superior

Formación Areniscas del Maestrazgo, Formación Dolomías del Barranco de los Degollados, Formación Calizas del Organo de Monto-

ro (tabla 5.1). Estas formaciones son típicas del Maestrazgo y se describen en el capítulo 6. Dentro de lo que en este trabajo se ha delimitado como zona de los Catalánides (Fig. 5.1) sólo pueden aflorar, porciones más o menos incompletas de algunas de estas formaciones y de manera más o menos localizada en la zona de límite del sector interno del dominio meridional de los Catalánides con el Maestrazgo (inmediaciones de Alcanar, Amposta, Ulldecona, Godall, etc.). Nos remitimos por tanto a lo expuesto sobre dichas unidades en el capítulo 6.

5.5. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía

Los estudios realizados hasta el momento sobre el Cretácico de los Catalánides no permiten establecer unas unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas que tengan una precisión similar a la de las unidades litoestratigráficas anteriormente definidas, ni tampoco que sean válidas para una extensión geográfica equiparable a la de ellas.

CANEROT (1979) suministra una biozonación realizada principalmente sobre el Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica (Maestrazgo) que considera aplicable al área catalánide. Este autor presenta una biozonación por asociaciones de Algas y otra por asociaciones de Foraminíferos bentónicos. Ambos tipos los reproducimos a continuación.

Asociaciones de Algas

Biozona de *Clypeina jurassica* y *Macroporella embergeri*: Portlandiense-Berriasiense basal.

Biozona de *Kopetdagaria iailensis* y *Likanella campanensis*: Berriasiense no basal.

Biozona de *Salpingoporella katzeri* y *Clypeina marteli*: Valanginiense inferior-medio.

Biozona de *Dissocladella gr. hauteriviana* y *Hensonella cf. urladanasi*: Hauteriviense superior-Barremiense inferior.

Biozona de *Cylindroporella sugdeni* y *Cylindroporella benizarensis*: Barremiense medio-superior.

Biozona de *Agardhiellopsis cretacea* y *Kymalithon belgicum*: Albiense inferior-medio.

Asociaciones de Foraminíferos bentónicos

Biozona de *Feurtillia frequens* y *Trocholina gr. alpina-elongata*: Berriasiense.

Biozona de *Valdanchella miliani* y *Paracoskinolina pfenderae*: Valanginiense.

Biozona de *Choffatella pyrenaica* y *Ch. decipiens*, con *Torinosuella cf. peneropliformis*: Hauteriviense.

Biozona de *Paracoskinolina sunnilandensis* y *Palaeodictyoconus* gr. *cuvillieri-barremianus*, con *Torremiroella hispanica*: Barremiense.

Biozona de *Praeorbitolina* gr. *cormyi-wienandsi* y *Palorbitolina lenticularis*: Bedouliense inferior.

Biozona de *Orbitolinopsis praesimplex* y *Palorbitolina lenticularis*: Bedouliense superior.

Biozona de *Iraquia simplex* y *Mesorbitolina parva*: Gargasiense inferior.

Biozona de *Orbitolinopsis reticulata-carochi* y *Mesorbitolina texana* con *Pseudochoffatella cuvillieri*: Gargasiense superior.

Biozona de *Simplorbitolina manasi* y *Mesorbitolina minuta*: Albienense inferior.

Biozona de *Neorbitolinopsis conulus* y *Mesorbitolina aperta*: Albienense superior.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, personalmente nos limitaremos a exponer unas unidades informales, relativamente amplias y de límites más o menos precisos. Se pretende que estas unidades cumplan esencialmente dos objetivos: su identificación en campo relativamente fácil y su utilidad como indicadores paleoambientales. En algunos casos estas unidades pueden usarse también en el establecimiento de las unidades cronoestratigráficas.

La enumeración de los organismos se hará resumidamente, puesto que al explicar las unidades litoestratigráficas se ha ido detallando su contenido fósil, o en su caso se han indicado aquellos trabajos en los que hay unas referencias paleontológicas abundantes, para que el lector interesado pueda consultarlos.

Al describir las unidades litoestratigráficas hemos indicado su edad y los criterios generales en los que se basa su atribución. En este apartado nos limitaremos a señalar de manera resumida y ordenada las características cronoestratigráficas del Cretácico de los Catalánides, sin establecer unidades cronoestratigráficas formales, de límites precisos y con asociaciones concretas de organismos.

5.5.1. Principales unidades bioestratigráficas

Por su distribución geográfica, edad y características paleoambientales se pueden asociar en dos grandes conjuntos, relacionados con las macrosecuencias deposicionales definidas en el Cretácico. De estos dos grupos uno es el formado por las unidades englobables en las macrosecuencias neocomiense y barremo-aptiense, y otro es el formado por las unidades bioestratigráficas incluidas en la macrosecuencia del Cretácico superior.

5.5.1.1. Unidades bioestratigráficas generales de las macrosecuencias deposicionales neocomiense y barremo-aptiense

La descripción se hace de más antiguo a más moderno.

Unidad de algas Dasycladáceas

En esta unidad de carácter general se asocian: Dasycladáceas (*Clypeina jurassica* FAVRE, *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO, *Triploporella neocomiensis* RADOICIC, *Actinoporella cf. durandelgai* FOURCADE y JAFFREZO, *Pianella dinarica* RADOICIC, *Kopetdagardia iailensis* MASLOV, *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ, *Likanella danilovae* RADOICIC, etc.), Miliólidos y otros Foraminíferos (*Choffatella* sp., *Trocholina alpina* LEUPOL, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Freixialina planispiralis* RAMALHO, *Pseudotextulariella salevensis*, etc.

Esta unidad incluye subunidades con predominio de algas Carofitas y Ostrácodos, que son más importantes y desarrolladas en el dominio central.

Se corresponde con la parte inferior de la Formación Calizas y Margas de Inclusa y representa un ambiente sedimentario esencialmente de plataforma interna más o menos restringida, con episodios lacustres más desarrollados en el dominio central.

Esta unidad abarca especialmente al Berriasiense y Valanginiense, extendiéndose con características similares hasta parte del Barremiense e incluyendo posiblemente el tránsito Jurásico-Cretácico en el dominio central (Fig. 5.5).

Unidad de Orbitolínidos y Rudistas

En ella son típicos los Orbitolínidos, que se asocian a otros Foraminíferos no planctónicos, Miliólidos y secundariamente Dasycladáceas que adquieren un carácter cada vez más esporádico. Las Orbitolinas son progresivamente más abundantes hacia arriba de la unidad. Los Rudistas son el otro componente más característico, comienzan como bancos aislados y esporádicos que van siendo más potentes y abundantes hacia las partes altas. También son representativos los bancos de Ostreidos y Corales aislados. A esta unidad se la puede definir como un complejo de facies Urgon en sentido amplio. En la parte superior de la misma, y especialmente hacia las zonas más internas de la cuenca (dominio meridional), aparece alguna subunidad bioestratigráfica formada esencialmente por bancos de Rudistas, a los que se asocian secundariamente Corales, Gasterópodos, etc., que alternan con potentes bancos de Orbitolinas, y que constituyen ejemplos típicos de facies Urgon en sentido estricto.

El contenido paleontológico de esta unidad es muy abundante y variado, y el lector puede extraerlo de trabajos como los de BATALLER (1958), RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973), entre otros. Nos limitaremos aquí a citar solamente algunos de los organismos característicos. Entre la microfauna: *Orbitolinopsis kiliani* PREVER, *O. cuvillieri* PREVER, *O. flandrini*, *Dictyoconus maynei* CHEVALIER, *Dictyoconus* sp., *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* ROEMER, *O.* (*Mesorbitolina*) *parva* ROEMER, *Simplorbitolina manasi* CIRY & RAT, etc., junto con *Sabaudia minuta* HOFKER, *Cuneolina hensoni* DALBIEZ, *C. pavonia*, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Everticyclammina greigi*, *Coskinolina sunnilandesis*, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, etc. Entre la macrofauna: *Matheronia* (*Matheronia*) *munieri* PAQUIER, *Polyconites* sp., *P. verneuilli* BAYLE, *Requienia ammonia?* GOLDFUSS, *Toucasia* sp., etc.

Esta unidad representa un ambiente sedimentario de características marinas más acusadas que la anterior e infrayacente, correspondientes a una plataforma carbonática somera más o menos restringida, a veces relativamente abierta y con desarrollo de ambientes arrecifales especialmente localizados e importantes en su parte superior.

Cronológicamente abarca esencialmente el Barremiense superior y parte del Aptiense inferior (Bedouliense). Se corresponde esencialmente con la parte media y superior de la Formación Calizas y Margas de Inclusa y, en el dominio central, puede abarcar también la parte basal de la Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga. Se extiende principalmente en el sector interno de los dominios central y meridional y con menor desarrollo en el sector intermedio de ambos dominios (Fig. 5.5).

Unidad de Foraminíferos planctónicos y Ammonites

Esta unidad está caracterizada por la presencia de abundantes Foraminíferos planctónicos junto con Ammonites, principalmente piritosos en el dominio meridional. Entre los Foraminíferos planctónicos existen: *Nannoconus wassalli* BRONNIMANN y pequeñas Globigerinas pentacameradas (citados por MORENO DE CASTRO, 1969), y además se ha señalado en este trabajo la presencia de *Nannoconus bucheri* BRONNIMANN, *N. boneti* TREJO, *N. kamptneri* BRONNIMANN y *N. grandis* DERES y ACHERITEGUY. Entre los Ammonites: *Desayesites* sp., *Dufrenoyia* sp., *Pseudosaynella* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Parahoplites* sp., y Acanthohoplitinidos, además de las diferentes especies indicadas en BATALLER (1958 y 1962). MORENO DE CASTRO (1969) cita además la existencia más o menos abundante de otros Foraminíferos, principalmente Orbitolínidos, entre los cuales pueden citarse: *Simplorbitolina manasi* CIRY & RAT, *Dictyoconus* sp., *Coskinolina sunniland-*

densis MAYNC, *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH y otras Orbitolinas, además de un gran número de otros Foraminíferos (*Nautiloculina* sp., *Cuneolina laurenti* SARTONI y CRESCENTI, *Textulariella minuta* HOFKER, etc.).

Esta unidad representa un ambiente de plataforma marina abierta y bien desarrollada en la que llegan a alcanzarse condiciones pelágicas y de profundidad. En cuanto a su cronología, existen ciertas contradicciones de detalle entre los Nannoconus, los Ammonites y alguno de los Orbitolínidos, oscilando la datación entre Bedouliense y Gargasense inferior a medio.

Se corresponde aproximadamente con la zona inferior y media de la Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga en el dominio meridional y con la zona central de dicha formación en el dominio central. Aparece en el sector interno de ambos dominios (Fig. 5.5).

Unidad de Orbitolinas y Rudistas

Esta unidad se diferencia de la anterior, y a su vez se caracteriza: por el decrecimiento paulatino de los Foraminíferos planctónicos hasta su desaparición, por la ausencia de Ammonites y por la preponderancia progresiva de los Orbitolínidos y Orbitolinas, junto con la nueva aparición de algunos Rudistas y finalmente Ostreidos. Entre los organismos citados por ESTEBAN (1973) cabe señalar: episodios arrecifales de *Baccinella*, Corales y algunos Rudistas, *Orbitolina M. texana texana*, *Simplorbitolina manasi* CIRY & RAT, *Permocalculus* sp., *Quinqueloculina* sp., *Cuneolina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Everticyclammina* sp., *Nazzazzata* sp., *Idalina* sp., *Boueina* sp., *Acicularia* sp., etc. Dentro de esta unidad, y formando su parte superior, podría incluirse: *Orbitolina (M) texana texana*, *Neorbitolinopsis connulus*, *Neomeris* sp., *Spiroplectamina* sp., *Aulotortus (P). lenticularis*, Ostreidos, etc., citados por ESTEBAN (1973).

Desde el punto de vista paleoambiental esta unidad indica el cese rápido de las características pelágicas y hemipelágicas y la vuelta a las condiciones neríticas y litorales. En conjunto abarca aproximadamente del Aptiense superior (representado en la parte inferior de la unidad) al Albiense más o menos completo (representado en la parte superior de la unidad).

La parte inferior de esta unidad se corresponde con el tramo superior de la Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga, y aflora, de manera más o menos completa, en el sector interno de los dominios central y meridional. La parte superior se corresponde aproximadamente con la Formación Arcillas rojas y Calcarenititas de Orbitolinas del Montmell, y aflora esencialmente en el dominio central (Macizo del Montmell).

5.5.1.2. Unidades bioestratigráficas generales de la macrosecuencia del Cretácico superior

La descripción se realiza de la más antigua a la más moderna.

Unidad con restos vegetales

Los escasos restos paleontológicos que la constituyen son fundamentalmente trozos de ramas y troncos limonitizados (ROBLES, 1974). Se corresponde con la Formación Arenas de Utrillas, aflorante en el sector externo del dominio meridional, y su significado paleoambiental y edad son los explicados para dicha formación en ese sector. En el sector intermedio (zonas de Tarragona y Salomó) esta unidad sufre un cambio de biofacies e incluye Ostreidos, Gasterópodos, Ostrácodos, Miliólidos, Valvulínidos, *Sabaudia minuta*, *Lenticulina* sp. y *Nezzazzata* sp. (ESTEBAN, 1973), lo que supone la intercalación de episodios litorales. A esta parte de la unidad aflorante en el sector intermedio se la supone aproximadamente correlacionable lateralmente con la parte superior de la Unidad de Orbitolinas y Rudistas descrita anteriormente.

Unidad de Praealveolinas

Está caracterizada por la presencia de abundantes Praealveolinas concentradas en dos o tres niveles relativamente poco potentes. Entre ellas se encuentran: *Praealveolina ibérica* REICHEL y *P. cretacea* REICHEL. MORENO DE CASTRO (1970), ESTEBAN (1973) y RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973) citan además: *Praealveolina cretacea brevis*, *Praealveolina cretacea tenuis* REICHEL, *P. simplex* REICHEL, *Ovalveolina ovum* D'ORBIGNY, *Vidalina* sp., *Nummuloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Tritaxia* sp., *Marssonella* sp., junto con Equinodermos, Moluscos, Ostrácodos, Miliólidos, Lamelibranquios, Corales, etc. En el techo de la unidad puede aparecer algún Foraminífero planctónico.

Esta unidad representa aproximadamente al Cenomaniense medio y superior, y su ambiente sedimentario es fundamentalmente marino litoral, con indicios de alguna mayor profundidad o distalidad en el techo.

Se corresponde con la parte superior de la Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llabería (que es el Miembro Calizas con Praealveolinas) y con la base de la Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería.

Aflora esencialmente en el sector externo del dominio meridional y localmente en los sectores intermedio e interno.

Unidad con Cefalópodos, Corales arrecifales y Foraminíferos

De los datos de BATALLER (1958), ESTEBAN (1973) y otros trabajos precedentes sobre el Cretácico del área de Marmellá (Macizo del Montmell, Tarragona), podría proponerse como hipótesis la existencia de una unidad bioestratigráfica compleja y amplia, caracterizada por la presencia de Cefalópodos, Corales y Foraminíferos, además de Equinodermos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Braquiópodos. La problemática que presentan las facies que la componen se debe sobre todo a la escasez de afloramientos, reducidos prácticamente a ciertas zonas del Macizo del Montmell (dominio central). Esta unidad se podría corresponder esencialmente con la Formación Margas y Calizas de Can Xuech y según los datos de BATALLER (1958) y ESTEBAN (1973) su edad aproximada oscilaría entre Vraconiense y Cenomaniense. Sus características bioestratigráficas peculiares estriban esencialmente en la presencia de Ammonites y arrecifes Coralinos, pues ambos hechos son excepcionales a partir del Albiense en el Cretácico de los Catalánides.

De los organismos característicos de esta unidad, los Foraminíferos principales los hemos indicado en la descripción de la Formación Margas y Calizas de Can Xuech y los Cefalópodos citados por BATALLER (1958) son: *Acanthoceras mantelli*? SOW., *Douvilleiceras bigoureti*, *Parahoplites tobleri* JACOB, *Hypacanthoplites milletianus* D'ORBIGNY, *Platyknemiceras bassei* BATALLER y *Stoliczkaia dispar* D'ORBIGNY. Los Políperos y el resto de organismos que incluye se especifican detalladamente en el apartado destinado a los yacimientos de Marmellá del trabajo de BATALLER (1958), y en el de ESTEBAN (1973) figuran en la descripción de los tres tramos superiores de la serie cretácica del Montmell.

*Unidad de Foraminíferos planctónicos
(Hedbergelliformes y Calciferúlidos)*

Está caracterizada por una abundante microfauna de tipo planctónico, especialmente Hedbergelliformes y Calciferúlidos. Se han citado: *Pithonella ovalis*, *Phitonella sphaerica* KAUF., *Hedbergella cf. paradubia* SIGAL; *Haplophragmiun* sp., *Heterohelix* sp., *Chiloguembelina*? sp. *Pseudoclavulina cf. brayi* COLOM, y de manera general Globigerínidos, Rotalipóridos, Globorotálidos, Miliólidos, etc., además de restos de Moluscos, Equinodermos, etc. (MORENO DE CASTRO, 1970; RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN, 1973; ESTEBAN, 1973, y datos actuales).

Se corresponde casi totalmente con la Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería, exceptuando la parte basal (del orden de un metro), que es una zona de transición y la incluimos en la Unidad de

Praealveolinas. Representa en mayor o menor proporción al Turonienense y corresponde a un ambiente sedimentario pelágico. Tiene la misma distribución geográfica que la formación litoestratigráfica equivalente (Fig. 5.5).

Unidad de dientes de peces, Carofitas y Foraminíferos

Esta unidad ha sido descrita por COLOMBO (1980), quien indica que contiene restos de Gasterópodos, Ostrácodos, Miliólidos, dientes de peces (*Pycnodus cf. cretaceous* AGASSIZ, *Pycnodus cf. scroubiculatus* REUSS) y Carofitas (*Atopochara multivolvris* PECK). Incluye además *Rotalia cayeusi*, *Spiroplectemmina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Bouei-na* sp., *Glomospira* sp., *Pseudolituonella cf. reicheli*, *Spirophthalmidium* sp., etc., descritos por RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973).

Esta unidad se corresponde con parte de la zona inferior de la Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llabería, y representa unas facies de ambientes de transición, aflorantes esencialmente en parte del sector intermedio (zona de Tarragona). Su edad es incierta, y puede corresponder a parte del Turonienense superior o ser más alta (COLOMBO, 1980).

Unidad de Algas y Rudistas

Incluye una abundante cantidad de restos de organismos, siendo quizá lo más característico de ella los Rudistas y las algas. ROBLES (1974) y COLOMBO (1980), citan: *Agriopleura? fumanyae* VIDAL, *A. moroi* VIDAL, *Praeradiolites* sp. y *Radiolitella? pulchelus* VIDAL, entre los Rudistas, y *Dughiella pomeroli* GUT. y LAU., *Amblyochara* sp. y *Retusochara* sp. entre las Carofitas (COLOMBO, 1980). Existen además Gasterópodos, Equínidos, Lamelibranquios, Corales, Ostrácodos, Miliólidos, etcétera.

Se corresponde con la Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llabería, en el sector externo del dominio meridional (Sierra de Llabería). Paleogeográficamente supone una alternancia de condiciones marinas litorales y de condiciones palustres y lacustres. Perteneció al Senoniense, probablemente Campaniense Maastrichtiense? (ROBLES, 1974, y COLOMBO, 1980).

5.5.2. *Cronoestratigrafía general*

De acuerdo con lo indicado en la introducción del apartado 5.5, nos limitaremos a exponer de manera resumida y ordenada las edades

identificadas en el Cretácico de los Catalánides y su correspondencia con las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas definidas. No se especificarán los organismos concretos en que se fundamentan las atribuciones cronológicas, puesto que en la explicación de las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas se han enumerado los organismos característicos de cada una de ellas.

Neocomiense.—Se ha identificado en la mitad inferior de la Formación Calizas y Margas de Inclusa, y se corresponde aproximadamente con la mayor parte de la Unidad de Dasycladáceas. Su atribución se basa especialmente en las Dasycladáceas y Foraminíferos bentónicos (principalmente Orbitolínidos y Lituólidos, además de Trocholinas). Dentro de él se han reconocido Berriasiense (dominio meridional), Valanginiense y Hauteriviense (dominio central).

Barremiense.—Se ha reconocido en la parte media y superior de la Formación Calizas y Margas de Inclusa. Se corresponde con gran parte de la Unidad bioestratigráfica de Orbitolínidos y Rudistas y con algo de la Unidad de algas Dasycladáceas. Su atribución se efectúa por Orbitolínidos, Lituólidos y Dasycladáceas. El Barremiense superior está especialmente bien desarrollado tanto en el dominio central como en el meridional.

Aptiense.—El Aptiense se presenta con una mayor variedad de litofacies y biofacies que en los casos anteriores. Se ha identificado: en la parte superior de la Formación Calizas y Margas de Inclusa (especialmente por Orbitolínidos), en el Miembro Calizas organógenas de la Punta de l'Aliga (mediante Orbitolinas y Rudistas) y en la Formación Margas y Calizas de la Cala de l'Aliga (por Nannoconus, Ammonites y Orbitolinas).

Su relación con las unidades bioestratigráficas es la siguiente: se corresponde con la parte superior de la Unidad de Orbitolínidos y Rudistas, con la Unidad de Foraminíferos planctónicos y Ammonites y con la parte inferior de la Unidad de Orbitolinas y Rudistas.

Para el establecimiento del límite entre Bedouliense y Gargasiense dentro de estas unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas, hemos encontrado criterios contradictorios. Los materiales de la Unidad bioestratigráfica de Foraminíferos planctónicos y Ammonites son datados por MORENO DE CASTRO (1969) como del Gargasiense (por la asociación de microfauna). Los Ammonites de esta unidad, estudiados para este trabajo, a nivel genérico indican una edad de conjunto que se extendería del Bedouliense superior-terminal al Gargasiense medio-superior, notándose una variación progresiva de la edad de los diferentes niveles que los incluyen. Por último, en las muestras estudiadas para este trabajo aparecen al menos tres especies de Nannoconus (*N. boneti*, *N. kamptneri* y *N. grandis*) que, según la revisión de DERES y ACHE-RITEGUY (1980), no sobrepasan el Aptiense inferior.

Es factible que esta unidad bioestratigráfica ocupe las proximidades del límite entre el Bedouliense y Gargasiense, e incluso que el tránsito pueda ocurrir dentro de ella. De cualquier manera, queda claro que es un centro de interés para futuras investigaciones.

Albiense.—Es uno de los pisos cuya caracterización y distribución son más imprecisos. Ello se debe especialmente a que durante este tiempo ocurre el cambio del ciclo sedimentario del Cretácico inferior al ciclo del Cretácico superior, apareciendo facies continentales y litorales, y además a que sus afloramientos son muy reducidos. Al menos el Albiense superior se supone representado en la Formación Arenas de Utrillas y, en mayor o menor proporción, está identificado en la Formación Arcillas rojas y Calcarenitias de Orbitolinas del Montmell y en la Formación Areniscas del Maestrazgo. Respecto a su relación con las unidades bioestratigráficas, se corresponde con la Unidad de restos vegetales y con la parte superior de la Unidad de Orbitolinas y Rudistas (en el dominio central), siendo caracterizado especialmente por Orbitolínidos. También parece estar representado en la parte basal de la Unidad de Cefalópodos, Corales y Foraminíferos del dominio central, donde se han citado Ammonites de esa edad.

Cenomaniense.—En el dominio meridional se ha reconocido claramente en la Formación Dolomías tableadas y calizas con Praealveolinas de la Sierra de Llabería y en la zona basal de la Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería. Su caracterización se ha efectuado por la fauna de Praealveolinas existente en niveles muy concretos que han permitido identificar al Cenomaniense medio-superior. Se corresponde esencialmente con la Unidad bioestratigráfica de Praealveolinas.

En el dominio central el Cenomaniense se ha reconocido en la Formación Margas y Calizas de Can Xuech y se corresponde con la Unidad bioestratigráfica de Cefalópodos, Corales y Foraminíferos.

Turoniense.—Al menos parte de esta edad es muy probable que esté representada en la mayor parte de la Formación Calizas masivas de la Sierra de Llabería y que se corresponda con la Unidad bioestratigráfica de Foraminíferos planctónicos (Hedbergelliformes y Calciferúlidos). Su datación se basa en los Foraminíferos, esencialmente planctónicos, descritos en las unidades antes indicadas, que son atribuidos por RAMÍREZ DEL POZO y ESTEBAN (1973) al Turoniense en sentido amplio. También es posible que representen sólo al Turoniense inferior.

De forma más hipotética cabría la posibilidad, según COLOMBO (1980), de que partes más altas del Turoniense estén representadas en la porción de la Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llabería que aflora en el área de Tarragona, pero su atribución es

muy hipotética, pues se basa en Carofitas de dudosa posición cronoestratigráfica.

Senoniense.—Se ha evidenciado con seguridad (ROBLES, 1974, y COLOMBO, 1980) en la Formación Calizas glauconíferas y Lutitas de la Sierra de Llabería, estando sus afloramientos concentrados fundamentalmente en el sector externo del dominio meridional (esencialmente en la Sierra de Llabería) y localmente en el área de Tarragona. La atribución cronológica se ha efectuado por Rudistas, Carofitas, algunos Foraminíferos y dientes de peces.

El Senoniense se corresponde esencialmente con la Unidad bioestratigráfica de Algas y Rudistas, y quizá parcialmente con la Unidad de dientes de peces, Carofitas y Foraminíferos.

Las precisiones cronoestratigráficas dentro del Senoniense son problemáticas. ROBLES (1974), basándose en los Rudistas, plantea la posibilidad de existencia del Maastrichtiense en los materiales correspondientes a la parte superior de la formación en la Sierra de Llabería. COLOMBO (1980), por asociación de Carofitas, considera probablemente del Campaniense unos materiales ligeramente inferiores a los anteriores. Por tanto, es relativamente segura la existencia del Senoniense superior, más o menos incompleto, en la parte alta de la formación indicada, aflorante en la Sierra de Llabería.

Por último, COLOMBO (1980), basándose en la asociación de algunos Foraminíferos, Rudistas, Carofitas y dientes de peces, plantea la posible existencia de Senoniense inferior (Coniaciense?) en un nivel basal de la Formación Calizas glauconíferas y Lutitas, aflorante en el área de Tarragona.

En resumen, puede decirse que el Senoniense está representado de forma incompleta debido a la existencia de lagunas y/o condensaciones variables lateralmente, y que su caracterización precisa es difícil por el tipo y la calidad de los organismos que presenta.

5.6. Evolución paleogeográfica y síntesis de la cuenca

Durante el Cretácico la cuenca catalánide ha sido muy móvil, creándose situaciones paleogeográficas diversas. En este apartado se expondrá una visión de conjunto de los cambios paleogeográficos ocurridos en esta cuenca durante el Cretácico y su relación con la tectónica regional o con otras causas de mayor alcance.

En el Jurásico la paleogeografía y sedimentación de la cuenca catalánide estuvo influida por un sistema de fracturas de dihección NW-SE (ANADON *et al.*, 1979) que favorecían una sedimentación más potente y continua en el dominio meridional, en donde se desarrollan facies pelágicas y hemipelágicas en el Dogger y parte del Malm. Con poste-

rioridad al Kimmeridgiense inferior (ROBLES, 1974) la cuenca sufre una somerización progresiva que afecta también al dominio meridional. Este proceso regresivo culmina con una emersión de amplio alcance regional que ocurre aproximadamente en el tránsito Jurásico-Cretácico. La emersión afecta incluso a zonas internas de la cuenca (área de Perelló) y provoca la discontinuidad de la base de la macrosecuencia neocomiense. Consideramos que el ciclo sedimentario cretácico en los Catalánides se inicia a partir de ese momento.

El inicio del ciclo cretácico va unido también a la variación del esquema de control tectónico de la cuenca. A partir de este tiempo y durante todo el Cretácico inferior, la paleogeografía y sedimentación estarán controladas principalmente por un sistema de fracturas de dirección NE-SW (Fig. 5.2) que hunde los bloques surorientales y favorece una sedimentación más potente y continua en el sector interno (ANADON *et al.*, 1979).

En el Berriasiense, o quizá en el tránsito Jurásico-Cretácico, se inicia la transgresión, y un mar muy somero alcanza como mínimo a todo el sector interno (Perelló-Montmell-Garrafi), parte del cual, junto con los sectores externo e intermedio, acaban de estar emergidos y sometidos a erosión. En estas zonas cubiertas por el mar se desarrolla una plataforma interna, somera y generalmente restringida con sedimentación de facies carbonatadas de Dasycladáceas y Miliólidos.

Este esquema general, con algunos cambios que ahora indicaremos, se mantienen durante el Valanginiense, Hauteriviense y parte del Barremiense. Durante este tiempo la subsidencia es importante en el sector interno, pero compensada por la sedimentación, por lo que siempre se desarrollan facies muy someras y restringidas. Esporádicamente aparecen ambientes lacustres y palustres, con desarrollo de facies carbonatadas y margosas de Carófitas y Ostracodos, ligados a veces a horizontes de emersión y alteración. Alguno de estos horizontes parece localizado en el Valanginiense del dominio meridional (zona de Perelló).

Durante este tiempo se supone que el sector externo permanece esencialmente emergido, produciéndose un fuerte acuñaamiento de las facies en el sector intermedio.

Aproximadamente durante el Barremiense medio ocurre una regresión muy importante, que origina la emersión del sector interno. Esta emersión afecta a zonas de la cuenca más internas que en el caso de la regresión del tránsito Jurásico-Cretácico. En consecuencia, durante este tiempo incluso gran parte de las zonas internas de la cuenca catalánide (Tortosa, Perelló, etc.) quedan en régimen continental, desarrollándose horizontes lateríticos importantes. En alguno de estos horizontes de emersión se intercalan cuñas sedimentarias de facies «weald», en puntos del sector intermedio, como el área de Tarragona (ESTEBAN, 1973).

Este episodio continental no es de gran duración en el sector interno, y en el Barremiense superior ocurre nuevamente una importante transgresión. Con ella el mar cubre nuevamente toda el área de Tortosa-Perelló-Montmell-Garraf, alcanzando al menos hasta el sector intermedio, inclusive.

En la base de la transgresión se desarrollan facies de Ostreidos, Miliólidos y Dasycladáceas, que rápidamente son reemplazadas por facies calcáreas de Orbitolínidos, Rudistas y Dasycladáceas, depositadas en una plataforma marina interna que alcanza al sector intermedio, donde las facies sufren nuevamente fuertes acuñamientos. La transgresión se acentúa durante el Barremiense y parte del Aptiense, produciéndose las facies más marinas y la máxima extensión del mar durante el Bedouliense y parte del Gargasiense.

Durante el Aptiense superior y comienzos del Albiense se inicia y desarrolla una rápida fase regresiva que culmina dentro del Albiense con la emersión de parte del sector interno de la cuenca. Esta emersión afecta más y es más duradera en los sectores externo e intermedio. Con esta fuerte regresión y emersión se cierra el megaciclo del Cretácico inferior.

Durante el ciclo Barremiense superior-Aptiense se acentúa la subsidencia diferencial entre los sectores externo e interno. Así, mientras el primero estaría en condiciones subaéreas durante la mayor parte de este tiempo y sólo esporádicamente podría quedar cubierto por un mar somero, en el sector interno se desarrollan progresivamente facies más profundas y distales.

Durante el Barremiense superior y base del Aptiense se desarrollan facies de Orbitolínidos y Rudistas (complejo urgoniano de CANEROT, 1979). Son facies calcáreas, con episodios margosos y margo calcáreos importantes en el dominio meridional (área de Tortosa-Perelló). En el sector interno, previamente a la aparición de las facies pelágicas, se forman en el Aptiense inferior típicas unidades de facies Urgon en sentido estricto, constituidas por calizas arrecifales de Rudistas y calizas de Orbitolinas, muy bien desarrolladas en la zona de la costa de la Punta de l'Aliga.

En el Bedouliense-Gargasiense inferior, y ocupando la parte central del ciclo sedimentario, se depositan facies pelágicas y hemipelágicas de Foraminíferos planctónicos y Ammonites. Estas facies aparecen en las zonas de Garraf, Montmell, y especialmente bien desarrolladas en la zona de Perelló, correspondientes a las zonas internas de la cuenca.

Con la fase regresiva del Aptiense superior nuevamente aparecen calizas de Orbitolínidos y Rudistas. En algunos puntos del sector interno (macizo del Montmell o extremo SW del dominio meridional) aparecen depósitos calcáreo detríticos litorales del Albiense, mientras que el sector externo permanecía en régimen continental.

Con el inicio del ciclo Cretácico superior, el esquema tectónico de

control de la sedimentación de la cuenca sufre una nueva variación, consistente en la amortiguación de la subsidencia diferencial entre los sectores externo e interno (ANADON *et al.*, 1979). Durante este ciclo el esquema paleogeográfico de la cuenca catalánide no se puede establecer con precisión, debido a la escasez de afloramientos de Cretácico superior y a que éstos están concentrados sólo en parte del sector externo e intermedio y alguno muy localizado y parcial en el sector interno.

Durante el Albiense el sector externo está emergido y se desarrollan facies detríticas continentales (Formación Utrillas) en la zona de la Sierra de Llabería y puntos del sector intermedio (área de Tarragona), probablemente del Albiense superior. En el Cenomaniense ocurre una fuerte transgresión y el mar alcanza ampliamente el sector externo del dominio meridional, formándose en ambientes neríticos y litorales unas facies muy constantes de calizas con *Praealveolinas* durante el Cenomaniense medio-superior. Estas facies están precedidas de depósitos dolomíticos litorales, y en Marmellar (sector interno del dominio central) están asociadas a arrecifes de coral y algunos cefalópodos (BATALLER, 1958, y ESTEBAN, 1973).

En el Turoniense se desarrolla el ambiente marino más distal y profundo del ciclo sedimentario complejo del Cretácico superior. En el sector externo e intermedio (Sierra de Llabería y Tarragona) existen condiciones marinas pelágicas y se depositan facies calcáreas de Foraminíferos planctónicos. El sector interno estaría igualmente en condiciones marinas.

Durante el Senoniense se desarrolla la fase regresiva del ciclo. En este tiempo aparecen ambientes marinos litorales y ambientes lacustres y palustres en el sector externo e intermedio del dominio meridional y se depositan facies calcáreas y margosas, esencialmente del Senoniense superior, que presentan fuertes cambios laterales, acúñamientos, lagunas y condensaciones. En el sector interno no quedan afloramientos de esta edad. Al final del Senoniense y tránsito al Paleoceno ocurre una regresión generalizada y definitiva, originándose durante el Thanetiense (COLOMBO, 1980) principalmente facies rojas continentales a todo lo largo de los Catalánides y puntualmente facies marinas.

CONCLUSION

El Cretácico de los Catalánides presenta fuertes variaciones de facies y de potencia que tienen una determinada polaridad. Tanto las variaciones en sí como su polaridad, están controladas por una tectónica distensiva activa durante la sedimentación. El juego de dos sistemas de fracturas ortogonales produce una subsidencia diferencial

muy marcada entre las amplias unidades tectoestratigráficas que delimitan dentro de la cuenca, especialmente durante el Cretácico inferior.

La subsidencia diferencial produce cambios de espesor, de facies y de continuidad sedimentaria y provoca fuertes acuñamientos de los cuerpos sedimentarios cretácicos (Fig. 5.2).

Las variaciones ocurren entre los dominios (o sea, en dirección aproximadamente longitudinal al borde de la cuenca) y entre los sectores (en dirección transversal al borde de la cuenca), siendo más espectaculares entre los últimos.

Además de las variaciones condicionadas por una tectónica distensiva de alcance regional, la serie cretácica está interrumpida por una serie de discontinuidades estratigráficas principales, la mayoría de las cuales tienen una causa más general que la antes invocada, como son los cambios relativos del nivel del mar de escala global (ESTEBAN y ROBLES, en ANADON *et al.*, 1979). Estas discontinuidades principales se han utilizado para delimitar macrosecuencias deposicionales, las cuales permiten apreciar mejor las variaciones litoestratigráficas del Cretácico a escala regional (Fig. 5.2).

Las fracturas de orientación NW-SE que delimitan los dominios septentrional, central y meridional (Fig. 5.1), han condicionado de forma más o menos importante la sedimentación, especialmente durante Jurásico y Neocomiense (ESTEBAN y ROBLES, en ANADON *et al.*, 1979). El control estratigráfico de los sectores se inicia a finales del Malm y tiene su máxima influencia durante Barremiense y Aptiense. La zona de fracturación NE-SW que delimita los sectores externo e interno, actúa a modo de bisagra entre ellos y provoca fuerte subsidencia diferencial durante el Cretácico inferior. Sobre la zona de inflexión se sitúa el sector intermedio, donde se produce el acuñamiento más fuerte de las unidades litoestratigráficas del Cretácico inferior.

Durante el Cretácico superior se atenúa fuertemente la subsidencia diferencial, desarrollándose facies expansivas a favor de la transgresión cenomaniense.

NOTA.—Se agradece la colaboración de los doctores M. García Hernández, J. M. González Donoso, A. Goy, A. García Quintana y J. M. Pons en la clasificación de Algas, Nannoconus, Ammonites, Praealveolinas y Rudistas, respectivamente.

6. *Ibérica Central-Maestrazgo* *

6.1. Introducción

En este capítulo se estudia el Cretácico de una región de 25.000 km² que abarca la provincia de Castellón de la Plana y parte de las de Guadalajara, Soria, Tarragona, Teruel y Zaragoza. Desde el punto de vista geográfico esta región corresponde a la Cordillera Ibérica aragonesa, suroriental y al Maestrazgo. Si se admite la división estructural transversa de las Ibérides en tres porciones: Ibérides noroccidentales, centrales y surorientales, separadas por las zonas de fallas transcurrentes de Soria y de Tarragona-Molina de Aragón (CANEROT, 1978), se puede considerar que en la región estudiada quedan comprendidas las Ibérides centrales y la parte oriental de las Ibérides surorientales.

El límite suroriental natural es la propia costa mediterránea. Los demás límites se han fijado convencionalmente de acuerdo con los dispositivos paleogeográficos que rodean el área de sedimentación cretácica (particularmente en el Cretácico inferior): dominio del Ebro al NE; umbral de Ateca al NW; umbral ibérico suroriental (o valenciano) al SW. En este sentido, el territorio estudiado engloba por tanto al NE el sector meridional de las Catalánides.

El Cretácico presenta allí un particular interés, principalmente en función:

- de la importancia y calidad de los afloramientos, que rápidamente llamaron la atención a los geólogos;

* Traducido del francés por R. RINCÓN.

- de la riqueza faunística y florística de la mayor parte de los materiales, lo que permitió establecer una buena estratigrafía;
- de la variedad de facies carbonáticas y arcilloso-arenosas, que se encadenan sobre una extensa plataforma, asegurando el enlace entre el dominio noroccidental, elevado, del Ebro y de la Meseta, por una parte, y el surco suroriental, subsidente, de las Baleares, por otra.

6.2. Antecedentes históricos

Nuestros conocimientos del Cretácico de las Ibérides Centrales y del Maestrazgo se apoyan en muy numerosos trabajos, cuya lista, casi exhaustiva, se incluye en el volumen destinado a la *Bibliografía del Cretácico de España*.

Así, sin entrar en detalle, se puede considerar que estos conocimientos han avanzado según tres etapas sucesivas.

6.2.1. Los trabajos antiguos (hasta 1927)

En ellos se reúnen en general observaciones puntuales, de carácter esencialmente estratigráfico. Citaremos en particular los de DE VERNEUIL *et al.* (1852-1868), que tratan sobre la composición litológica de los diversos terrenos cretácicos (Neocomiense a Sénoniense) en los sectores de Utrillas, Segura de Baños y Molina de Aragón, así como de su contenido macropaleontológico.

En sus memorias geológicas de las provincias de Castellón (1859) y Teruel (1873), VILLANOVA y PIERA subraya ya la extensión regional del Cretácico y su riqueza en fósiles, realizando los primeros documentos cartográficos regionales.

Algo más tarde, COQUAND (1865-1870) publica diversas obras ilustradas con profusión sobre el Cretácico inferior y en particular sobre el Aptiense de España. Numerosas referencias tratan de las series carbonáticas y lignitíferas de Utrillas y su región.

LANDERER, a continuación (1874-1878), quiso destacar la importancia e individualidad del Cretácico inferior del Maestrazgo, sustituyendo los términos Aptense o Urgo-Aptense, generalmente utilizados en la nomenclatura estratigráfica de la época, por el de «Tenénico» (de la Tenencia de Benifasar). Pero esta designación apenas fue usada, ya que poco después CORTAZAR utilizó la terminología definida en el SE de Francia para su descripción del Cretácico de la provincia de Teruel (1885).

Por último, DEREIMS (1898) en su tesis aportó datos estratigráficos nuevos sobre el Cretácico de los alrededores de Montalbán y Utrillas, consignados en un mapa geológico a 1:500.000.

6.2.2. *Las grandes síntesis regionales (1927-1960)*

El «Itinerario geológico a través del Bajo-Aragón y el Maestrazgo» de FALLOT y BATALLER, aparecido en 1927, inaugura este segundo gran período. Los resultados fundamentales concernientes a la estratigrafía del Cretácico son aquí recogidos y por primera vez expuestos en un cuadro de correlaciones entre las formaciones diferenciadas. Los datos esenciales aparecen todavía en nuestros días como de una sorprendente exactitud.

Las conclusiones litoestratigráficas recién expresadas son retomadas y localmente precisadas poco después por TRICALINOS (1928), RICHTER y TEICHMULLER (1933) y después ASHAUER y TEICHMULLER (1935). Estos geólogos alemanes, discípulos de la escuela de STILLE, tuvieron el mérito de reunir las observaciones de campo suficientes para trazar contornos cartográficos detallados y establecer un primer esquema válido de la evolución paleogeográfica del dominio aquí considerado para el Cretácico.

Tras un período caracterizado por la rareza de las publicaciones (destaquemos no obstante la aparición en 1936 de la obra de REICHEL sobre los Alveolínidos, en la que el autor suizo crea varias especies de Prealveolínidos en el Cenomanense de Portalrubio, en el Bajo Aragón), aparecen los estudios de RÍOS y ALMELA (1951) y después de ALMELA (1956) proporcionando precisiones sobre la estratigrafía del Cretácico inferior del Maestrazgo y Bajo Aragón. Estos autores muestran en particular que al contrario que en las conclusiones de los alemanes, el wealdense falta en el Maestrazgo, donde capas de facies urgoniana se superponen al Jurásico.

A continuación, en 1961, aparece la tesis de SAEFTEL sobre la paleogeografía del Albense en la Cordillera Ibérica; trabajo de concepción original para su época, pues hace intervenir los métodos cuantitativos del análisis sedimentológico.

Esta última gran etapa finaliza con las síntesis de BRINKMANN y de RIBA y RÍOS, publicadas en el libro a la memoria de Paul FALLOT (1960-1962), donde, en lo que concierne al Cretácico de nuestra región, se hace hincapié en la división de la serie correspondiente en dos ciclos sedimentarios (ciclos del Cretácico inferior y del Cretácico superior) y sobre la influencia de los dispositivos paleogeográficos conocidos en la distribución de facies.

6.2.3. *Los trabajos recientes (1960 a la actualidad)*

En los últimos años numerosos estudios, favorecidos por el desarrollo de los modernos métodos de la Estratigrafía: análisis micropaleontológico, sedimentológico, paleoecológico..., han versado sobre el Cretácico del Maestrazgo y del Bajo-Aragón.

Algunos tratan sectores limitados. Citaremos en particular los Diplomes d'Etudes Supérieures, realizados de 1961 a 1972, bajo la dirección de l'Abbé de LAPPARENT, en los alrededores de Morella, Cantavieja, Villarluengo, Montalbán y Oliete. Otros comprenden regiones más amplias. Los más destacables son los estudios llevados a cabo en el Bajo-Aragón (alrededores de Aliaga, Montalbán y Oliete) por el equipo holandés del Profesor MEKEL (1971-1976) en los que se describen y cartografían cinco formaciones cretácicas sucesivas (Form. Parras, Palomar, Utrillas, Canadilla y Guadalope), que se escalonan del Barremiense al Senoniense.

Anotemos también las monografías regionales de VILLENA (1971) y de CANEROT (1974), en las que el Cretácico, tratando en ésta sobre el Maestrazgo y sus inmediaciones, y en aquella sobre el Bajo Aragón, es descrito en detalle desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico y situado en el contexto de la evolución paleográfica regional durante el ciclo alpino.

Paralelamente se han realizado trabajos sobre temas específicos del Cretácico de nuestra región, como el de COMBES (1969), que trata los fenómenos de laterización que han producido las bauxitas en el Cretácico inferior (Hauteriviense-Albense) del Maestrazgo septentrional, o el de PARDO (1979), que constituye un minucioso estudio de las formaciones «Lignitos de Escucha» y «Arenas de Utrillas», definidas en sus localidades tipo por AGUILAR y col. en 1971.

No nos olvidaremos de las dos coberturas cartográficas realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España. La primera, correspondiente a una síntesis 1/200.000 de la cartografía existente (1971-1980), cubre el conjunto de las Ibérides septentrionales y del Maestrazgo. La segunda, a 1/50.000, dentro del plan MAGNA, está en vías de ejecución (en la actualidad ya han sido publicadas 30 hojas, referentes a la casi totalidad del Maestrazgo).

Los resultados presentes en estas diferentes publicaciones serán utilizados en las páginas siguientes, y completadas por observaciones inéditas o que han sido objeto de recientes notas previas.

6.3. Unidades litoestratigráficas

Se presentan aquí las diferentes unidades litoestratigráficas reconocidas en el Maestrazgo oriental, Maestrazgo occidental, cuencas de Mora de Rubielos y de Oliete, así como de las Ibérides centrales, unidades cuyas características responden a las normas de nomenclatura fijadas por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica (ISSC) en la Guía Estratigráfica Internacional (1979).

Para cada unidad litoestratigráfica formal reconocida se proporcionarán los siguientes datos: 1) Nombre; 2) Rango; 3) Antecedentes

EDAD	IBÉRICA CENTRAL	CUENCA DE OLIETE	CUENCA DE MORA DE RUBIELOS	MAESTRAZGO OCCIDENTAL	MAESTRAZGO ORIENTAL
CENOMANIENSE		CALIZAS Y	MARGAS DE	NOSQUERUELA	
VRACONIENSE	ARENAS	DE UTRILLAS			
ALBIENSE S.S.		LIGNITOS DE	ESCUCHA	ARENISCAS DEL	MAESTRAZGO
CLANSAYESENSE			CALIZAS DE	BENASAL	
GARGASIENSE		CALIZAS DE OLIETE	CALIZAS DE VILLARROYA DE LOS PINARES		
BEDOULIENSE			MARGAS DE FORCALL		
			CALIZAS Y MARGAS DE	CHERT	
BARREMIENSE		CALIZAS DE ALACON	ARCILLAS DE MORELLA	MARGAS DE CERVERA DEL M.	
			CALIZAS Y MARGAS DE ARES DEL MAESTRE		
HAUTERIVIENSE		MARGAS Y CALIZAS DE Blesa	ARENISCAS DE CAMARILLAS	MARGAS DE CALIZAS Y MARGAS MIRABELL	
VALANGINIENSE			ARENISCAS DE MORA	CALIZAS	
BERRIASIENSE				DE VALLIVANA	
INFRAYACENTE	JURASICO A PALEOZOICO	KIMMERIDGIENSE A LIASICO	PORTLANDIENSE A LIASICO	PORTLANDIENSE	PORTLANDIENSE

FIG. 6.1.—Las unidades litoestratigráficas (formaciones) reconocidas en el Cretácico inferior de las Cuencas del Maestrazgo, Mora de Rubielos y Oliete, así como en las Iberidas Centrales.

..... Cambio lateral de facies.
 ~~~~~~ Apariente continuidad sedimentaria.  
 ~~~~~~ Discontinuidad local (secundaria).  
 ~~~~~~ Discontinuidad general (mayor).

históricos; 4) Estratotipo(s); 5) Descripción; 6) Aspectos regionales; 7) Génesis; 8) Correlación eventual con otras unidades; 9) Edad geológica; 10) Referencias bibliográficas.

Las formaciones, unidades litoestratigráficas de base se han asociado en grupos: Grupos de Morella, de Aliaga y de Josa en el Cretácico inferior; Grupo de Fortanete para el Cretácico superior, mostrando el límite entre los dos subsistemas cretácicos valores variables según puntos, dentro del Albense. A veces se propondrá una subdivisión en unidades informales de rango inferior (miembros).

### 6.3.1. *Cretácico inferior* (Fig. 6.1)

#### 6.3.1.1. A.1. Cuenca del Maestrazgo

##### A.1.a. *Grupo de Morella*

Este nombre se justifica por la posición central de la localidad considerada, en la cuenca cretácica eocretácica ( $X = 0^{\circ} 6' W$ ;  $Y = 40^{\circ} 37' N$ ) y por la importancia de las investigaciones geológicas y, sobre todo, estratigráficas que durante mucho tiempo se han llevado a cabo en la región.

El Grupo de Morella comprende 9 formaciones que se suceden del Berriasiense al Albense; formaciones potentes (más de 2.000 m de sedimentos eocretácicos en el Maestrazgo Oriental), de color predominante gris-beige, esencialmente carbonáticas, aseguran, al menos en la parte oriental del área de sedimentación, una casi continuidad sedimentaria entre el Malm y el Cretácico superior.

##### a.I:

- 1) *Nombre*: Calizas de Vallivana.
- 2) *Rango*: Formación.
- 3) *A. históricos*: Equivalente a las «Capas de paso del Jurásico al Cretácico», CANEROT, 1974. Corresponde a la parte inferior del «Wealdense» de HAHNE, 1930.
- 4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón, 7 km al Oeste de Vallivana, carretera de Morella-Vinaroz, subida del Col de Querol ( $X = 0^{\circ} 0'$ ;  $Y = 40^{\circ} 34' N$ . Hoja 1/50.000 núm. 545: Morella).
- 5) *Descripción*: En el corte tipo, al igual que a través del Maestrazgo oriental, esta primera formación cretácica puede dividirse en tres miembros sucesivos:

— Calizas y margas de Cati (= capas de *Feurtillia frequens*, CANEROT, 1974): conjunto de calizas grises, masivas, en bancos métricos, gravelosos o bioclásticas, seguidas por una alternancia de margas ver-

des o caqui, con Ostrácodos y Caráceas, y de calizas de grano fino, con Foraminíferos bentónicos, conteniendo a veces «fenestrae» (100 m).

— Calizas de Salsadella (= calizas con Valdanchellas, CANEROT, 1974): rocas grises, bastante masivas, de granos finos, o gravelosas y bioclásticas (50 m).

— Calizas de Turmell (= calizas de Caráceas, CANEROT, 1974): calizas gris claro, masivas, bastante finamente cristalizadas, con «cailloux noirs» y «fenestrae» abundantes. Numerosas discontinuidades, a veces ferrificadas coronan los bancos, generalmente métricos (50 m).

El paso de las calizas y margas de Vallivana a las dolomías y calizas dolomíticas subyacentes, con Anchispirocyclinas, del Portlandien-se-Cretácico basal, es progresivo. Ninguna discontinuidad notable señala el límite entre Jurásico y Cretácico, que habitualmente se sitúa en la parte inferior de la formación aquí considerada.

6) *Aspectos regionales*: Las calizas y margas de Vallivana no ocupan más que la parte central y oriental de la cuenca del Maestrazgo, al Este de una línea que uniría Tortosa, Peñarroya de Tastavins, Aguaviva, Cantavieja y Torreblanca. Pero en realidad el límite de los afloramientos está unido a una erosión ante-hauteriviense (fase tectónica neokimmérica).

Hacia el Este, al acercarse al Mediterráneo, la serie aumenta de potencia (alrededor de 250 m en la Sierra de Valdancha oriental), siempre conservando los caracteres litológicos descritos en la región tipo de Vallivana.

Hacia el Norte, el Oeste y el Sur, una rápida disminución de potencia, ligada esencialmente a un acuñamiento por ablación, es acompañada no obstante por notables modificaciones de facies. En efecto, las calizas bioclásticas y margas con Foraminíferos bentónicos dejan lugar a calizas microcristalinas grises con «cailloux noirs» y «fenestrae» y a margas con Caráceas. Paralelamente, estas capas se organizan en litosecuencias estratodecrecientes positivas (margas-calizas) separadas por superficies ferrificadas netas, con huellas de perforación por raíces y paleosuelos.

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada, sin barras. Medio supralitoral a infralitoral.

8) *Correlaciones*: La formación de las calizas de Vallivana es continuación de la de las dolomías y calizas dolomíticas del Jurásico terminal-Cretácico basal, sin separación neta. Una discontinuidad regional la separa a techo de las formaciones: «calizas y margas de Mas de Querol» y «margas de Mirambell» del Hauteriviense. Al Norte y al Sur, desaparece por erosión. Hacia el Oeste tiene lugar un cambio lateral, al menos de los niveles altos, a la formación de areniscas de Mora de Rubielos.

9) *Edad*: Esta formación puede ser atribuida al conjunto Berriasiense no basal a Valanginiense no terminal, ya que:



- es continuación de las capas de *Anchispirocyclina lusitanica*, que parecen llegar al comienzo del Berriasiense, y se encuentra cubierta por capas de Ammonites del Valanginiense terminal-Huteriviense inferior;
- su miembro inferior (calizas y margas de Cati) contiene *Feurtillia frequens* del Berriasiense;
- su miembro medio (calizas de Salsadella) ha proporcionado Foraminíferos bentónicos (Orbitolínidos, Lituólidos), Algas (Dasycladáceas) y Nannofósiles del Valanginiense;
- su miembro superior (calizas de Turmell) es rico en Charophytas, igualmente valanginienses.

10) *Referencias*: MARTÍN, LEYVA y CANEROT (1972); CANEROT (1974).

#### a.II:

- 1) *Nombre*: Calizas y margas de Mas de Querol.
- 2) *Rango*: Formación.
- 3) *A. históricos*: Equivalente a una parte del Wealdense de HAHNE (1930) y de ASHAUER y TEICHMULLER (1935), de las margas con *Toxaster* de CANEROT (1974) y de las capas con *Paracoskinolina querolensis* de CANEROT y CUGNY (1980-1981).

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón, corte del Col de Querol a Mas de Querol, 8 km al Este de Morella (X = 0° 0' 30" W; Y = 40° 30' N. Hoja 1/50.000 núm. 545: Morella).

5) *Descripción*: En la región tipo de Morella, la formación aquí considerada se dispone, a lo largo de una centena de metros de espesor, en litosecuencias binarias (margas-calizas) o ternarias (margas-margocalizas-calizas) positivas, estratocrecientes, separadas por discontinuidades menores: superficies de bancos irregulares. Las margas, verdosas o marrones, son poco zoógenas. Las calizas, beiges o grises, son gravelosas o bioclásticas, a veces arenosas. Se han observado además varios horizontes de calizas oolíticas.

6) *Aspectos regionales*: Las calizas y margas de Mas de Querol pasan lateralmente hacia el Este, al acercarse al Mediterráneo, a margas y margocalizas, las «margas con *Toxaster*», cuya edad hauteriviense está probada por Ammonites, Equinidos y Nannofósiles, particularmente en la Sierra de Valdancha oriental o en los alrededores de Albocacer, margas y margocalizas seguidas por calizas gravelosas, bioclásticas u oolíticas, a veces dolomíticas, con Políperos. Hacia el Sur, la serie, progresivamente reducida en espesor, se torna esencialmente margosa y rica en Caráceas. Recubre entonces diversos términos de la formación subyacente «calizas de Vallivana» antes de desaparecer a la altura de Culla y Cabanes. Hacia el Norte acusa también una reducción de potencia, deja lugar a calizas y margas con Caráceas, y después desaparece en los Ports de Beceite, en las proximidades de la Cenia.

Por último, hacia el Oeste se observa una transición lenta con las «margas de Mirambell», en los alrededores de Forcall y Cinctorres.

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada con barras (barras interna y externa). Medio supralitoral a infralitoral externo y aun circalitoral.

8) *Correlaciones*: El paso vertical a las calizas de Vallivana subyacentes y a las calizas y margas de Ares del Maestre suprayacentes está marcado por superficies de discontinuidad jalonadas por óxidos férricos. La desaparición lateral está unida a una erosión más reciente excepto hacia el Oeste, donde se efectúa un paso muy progresivo hacia la formación de «margas de Mirambell».

9) *Edad*: Las calizas y margas de Mas de Querol se atribuyen al Hauteriviense, pues pasan lateralmente a capas con Erizos (*Toxaster*), Ammonites y Nannofósiles característicos de este tipo, particularmente en la parte oriental de la cuenca del Maestrazgo.

10) *Referencias*: CANEROT (1974); CANEROT y CUGNY (1980-1981).

#### a.III:

1) *Nombre*: Margas de Mirambell.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Corresponde a las «capas de Mirambell» de HAHNE (1930) y de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Teruel, vertiente sur del valle del río de Cantavieja, Casa de la Granja (X = 3° 19' 20" E Madrid; Y = 40° 32' 30" N. Hoja 1/50.000, núm. 544: Forcall).

5) *Descripción*: En los alrededores de Mirambell (y también de Forcall) la formación margosa aquí considerada llega a 60 metros de espesor. Presenta dos litosecuencias positivas ternarias, comprendiendo cada una areniscas o conglomerados cuarzosos con estratificación paralela o cruzada, margas arenosas verdes, entreveradas por calizas margosas o arenosas y areniscas, y finalmente calizas arenosas o lumquéticas beiges. Las capas de detríticos gruesos basales erosionan las calizas del Cretácico basal subyacente, formando importantes canales.

6) *Aspectos regionales*: La potencia de las margas de Mirambell decrece a partir de su localidad tipo, tanto hacia el Norte, desapareciendo a la altura de Aguaviva, Castellote y Villarlengo, como al Sur, donde dejan de encontrarse más allá de Villafranca del Cid. Por el contrario, se constata que se extienden hacia el Oeste, más allá de Cantavieja, donde se cargan progresivamente de material cuarzo, terrígeno. Así se prepara, tras numerosas oscilaciones, el tránsito a las «Areniscas de Camarillas», cuyas características veremos al estudiar el Cretácico inferior de la cuenca de Mora de Rubielos, donde esta última formación se desarrolla ampliamente.

7) *Génesis*: Plataforma interna terrígena, con barras. Medio supra a subtidal. Llanura litoral o costera, con aportes terrígenos canalizados (canales fluviales y de marea) o ampliamente extendidos.

8) *Correlaciones*: El contacto con la serie subyacente de las calizas con Algas del Cretácico basal probable está señalado por una discontinuidad regional. Hacia el techo, una pequeña discontinuidad (superficies irregulares de los bancos) marca el paso a la formación de calizas y margas de Ares del Maestre. Lateralmente se observa transición por una parte hacia el Oeste, en dirección al Bajo Aragón, a las Areniscas de Camarillas, y por otra parte hacia el Este, a la formación de calizas y margas de Mas de Querol, en el Maestrazgo.

9) *Edad*: Las margas de Mirambell se atribuyen al Hauteriviense y Barremiense inferior probables en razón:

- de la asociación de Ostrácodos y Caráceas que contienen (CANEROT, 1974);
- de la presencia de asociaciones de Foraminíferos bentónicos y Algas de Barremiense superior en las calizas y margas de Ares del Maestre, que las siguen.

10) *Referencias*: HAHNE (1930) y CANEROT (1974).

#### a.IV:

1) *Nombre*: Calizas y margas de Ares del Maestre.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Esta formación corresponde a la parte inferior del «Ugo-Aptense» de HAHNE (1930) y al conjunto de calizas y margas con Choffatellas y Dasycladáceas seguido por las calizas con Orbitolínidos primitivos, de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón, vertiente este de la Muela de Vila (X = 0° 8' 30" W; Y = 40° 27' N. Hoja 1/50.000, núm. 570: Albocacer).

5) *Descripción*: Esta nueva formación comprende margas verdes o caqui, a menudo lumaquélicas y calizas bioclásticas beiges o gris claro, a veces gravelosas u oolíticas, organizándose en litosecuencias binarias positivas (margas-calizas) estratocrecientes, separadas por superficies de discontinuidad secundaria. En los alrededores de Ares del Maestre, la serie alcanza un centenar de metros de potencia. El contacto con las calizas oolíticas subyacentes que aquí coronan la formación hauteriviense de calizas y margas de Mas de Querol está marcado por un «hard ground» ferrificado.

6) *Aspectos regionales*: La formación de calizas y margas de Ares del Maestre desborda progresivamente a las subyacentes de Margas de Mirambell y de calizas y margas de Mas de Querol, para recubrir directamente, sobre todo al Norte, en los Ports de Beceite, y al Sur

en el sector de Adzaneta, a las calizas y margas de Vallivana, del Cretácico basal, y aún al Jurásico terminal. Paralelamente se observa una reducción de espesor y considerables modificaciones de las litofacies. Así, hacia el Norte, las calizas bioclásticas o gravelosas pasan a micritas con «cailleux noirs», «fenestrae» y Caráceas, incorporando en los Ports de Beceite, o en las vecinas sierras de Montsia y del Boix, varias intercalaciones de arcillas bauxíticas (COMBES, 1969). Hacia el Oeste, y el Sur, los sedimentos carbonáticos son invadidos gradualmente por descargas arenosas, de las que veremos más adelante su amplio desarrollo en el Bajo Aragón. Finalmente, hacia el Este, en las cercanías del Mediterráneo, la serie de capas de Ares del Maestre engrosa progresivamente, alcanzando 250 metros en la sierra de Valdancha oriental, mientras que las margas son sustituidas por calizas. Estas últimas constituyen incluso la casi totalidad de la formación en la región nororiental de Pereillo, donde su riqueza en Orbitolínidos es excepcional.

7) *Génesis*: Plataforma interna, carbonatada, con barras: barras arenosas con Orbitolínidos. Medios intertidal y subtidal.

8) *Correlaciones*: El tránsito a la formación suprayacente de arcillas de Morella es progresivo. Por el contrario, el contacto con la serie subyacente está en general marcado por una discontinuidad. Al Norte las calizas y margas de Ares del Maestre desaparecen bajo el efecto de una ablación más reciente. Al Oeste y al Sur, se observa un paso lateral, sólo para los términos inferiores, a las areniscas de Camarillas, y un amplio desarrollo de los términos superiores en las cuncas marginales de Mora de Rubielos y Oliete.

9) *Edad*: Las asociaciones de Orbitolínidos (*Orbitolinopsis*, *Paracoskinolina*) y de Algas (*Dasycladaceas*, tales como *Cylindroporella*, *Salpingoporella*, *Pseudoactinoporella*) permiten asimilar las calizas y margas de Ares del Maestre al Barremiense. Aparece además una abundante fauna de lituólidos, particularmente con el género *Torre-miroella*.

10) *Referencias*: ESNAOLA y CANEROT (1972); CANEROT (1974).

a.V:

1) *Nombre*: Margas del Cervera del Maestre.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Corresponde a la formación de margas de Cervera del Maestre de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón. La Lloba, al NE de Cervera del Maestre (X = 0° 18' E; Y = 40° 28' N. Hoja 1/50.000, núm. 571-571 bis: Vinaroz).

5) *Descripción*: La formación de margas de Cervera del Maestre corresponde a un complejo de margas arenosas, micáceas y de are-

niscas de color beige a rosa, intercaladas con calizas arenosas, lumachelicas, bien visible en el paisaje, donde ocupa una depresión que separa los relievos formados por las calizas más masivas que la sobremontan y las que la soportan. Presenta en la localidad tipo una potencia de alrededor de 20 metros.

6) *Aspectos regionales*: Las margas de Cervera del Maestre apenas están representadas más que en la parte central del Maestrazgo oriental. Sabemos que pasan lateralmente hacia el Oeste a las arcillas de Morella en los alrededores de Chert y Cati. Hacia el Norte, desaparecen a la altura de Ulldecoa, ocupando su lugar calizas gravelosas y oolíticas o dolomías. En dirección Sur se observa, en cambio, el paso a calizas arenosas y areniscas que encontraremos principalmente en la cubeta de Peñagolosa, al SE de la cuenca de Mora de Rubielos.

7) *Génesis*: Plataforma interna. Expansiones de terrígenos sobre una llanura litoral en medio marginolitoral.

8) *Correlaciones*: El paso vertical a las calizas y margas de Ares del Maestre subyacentes y a las calizas y margas de Chert, suprayacentes es muy gradual. Hacia el Oeste y SW aparece una transición lateral con la formación de arcillas rojas de Morella. Hacia el Norte existe un paso lateral rápido a las calizas con Orbitolínidos asimiladas a las calizas y margas de Ares del Maestre.

9) *Edad*: Por argumentos de posición en la serie estratigráfica, las margas de Cervera del Maestre se atribuyen al Barremiense terminal y Bedouliense basal.

10) *Referencias*: MARTIN, LEYVA y CANEROT (1972); CANEROT (1974).

#### a.VI:

1) *Nombre*: Arcillas de Morella.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Se trata de la «facies continental» de FALLOT y BATALLER (1927), de las «Capas de Morella» de HAHNE (1930) y de las «Capas rojas de Morella» de MARIE (1964) y de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón. Carretera de Cincorres a 4 km al SW de Morella (X = 0° 8' W; Y = 40° 36' 30" N. Hoja 1/50.000, número 545: Morella).

5) *Descripción*: La formación de arcillas rojas de Morella, conocida desde hace largo tiempo por los geólogos que han trabajado en el Maestrazgo, llama la atención por sus colores rutilantes, vinosos o verdosos. Es activamente explotada en las canteras que alimentan la ladrillera de Morella. En el corte tipo de la cantera de Cincorres se emplaza sobre las calizas barremienses de Ares del Maestre a través de una posible ruptura y presenta una sucesión de arcillas arenosas, limosas, a veces lignitosas y de areniscas con estratificación a menudo oblicua o entrecruzada, incluyendo varias intercalaciones de ca-

lizas arenosas, bioclásticas o pisolíticas, particularmente en su parte superior. Su potencia máxima es de 80 m.

6) *Aspectos regionales*: Las arcillas de Morella afloran esencialmente en el Maestrazgo occidental. Al Norte, su límite (Ports de Beceite - Sector de Aguaviva) es el de las calizas subyacentes de Ares del Maestre. Se nota no obstante un recrecimiento brusco de su potencia en los alrededores de Herbes, o sea, muy cerca de la zona de borde. Hacia el Oeste, ocupan, más allá de los límites del Maestrazgo, la parte central de la cubeta de Mora de Rubielos. Hacia el Sur, en fin, se observa una transición progresiva con calizas arenosas asimiladas a las calizas de Ares del Maestre, particularmente en los alrededores de Peñagolosa.

7) *Génesis*: Llanura litoral deltaica, sometida a aportes terrígenos, fluviales, al igual que a las influencias de las mareas. Medios supra e intertidal.

8) *Correlación*: Como en el caso de las margas de Cervera, el paso vertical a las formaciones que encuadran las arcillas de Morella es gradual. Lo mismo ocurre para la transición lateral con las margas más orientales que se efectúa en los alrededores de Chert.

9) *Edad*: La presencia de Caráceas (*Atopochara*), de Ostrácodos (*Schuleridea*) y de Foraminíferos bentónicos (*Palorbitolina*) permite atribuir las arcillas de Morella al Barremiense terminal o al Bedouliense basal.

10) *Referencias*: MARIE (1964); CANEROT (1974).

#### a.VII:

1) *Nombre*: Calizas y margas de Chert.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Corresponde a las calizas y margas con *Palorbitolina lenticulares* in CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón. Muela de Chert ( $X = 0^{\circ} 10' W$ ;  $Y = 40^{\circ} 31' 30'' N$ . Hoja 1/50.000, núm. 546: Ulldecona). Otro corte: Ermita de Santa Bárbara ( $X = 0^{\circ} 3' 30'' W$ ;  $Y = 40^{\circ} 36' 30'' N$ . Hoja 1/50.000, núm. 545: Morella).

5) *Descripción*: Se trata de una alternancia de calizas beige y margas marrones o caqui. Las calizas, en bancos decimétricos a métricos, arenosas en la base, se hacen bioclásticas o gravelosas hacia la parte superior de la formación. La serie, estratocreciente y muy zoógena (Erizos, Foraminíferos, Algas) presenta, en las proximidades de Chert, un espesor de 60 m. El paso a las arcillas rojas de Morella subyacentes es muy progresivo.

Al Este de Morella se han distinguido dos miembros sucesivos (CANEROT y GUGNY, 1980):

- *Calizas de la Ermita de Santa Bárbara*, miembro inferior esencialmente calcáreo (30 m) que sucede a las arcillas de Morella;
- *margas y calizas de la Granja de Bergantes* (10 m), miembro superior, separado del precedente por una discontinuidad local.

6) *Aspectos regionales*: La formación de calizas y margas de Chert está bien representada en la mayor parte de la cuenca del Maestrazgo. Al Norte, su límite de extensión, que se confunde con el de las arcillas rojas de Morella subyacentes y pasa por los Ports de Beceite, Aguaviva y Villaluengo, está a menudo ligado a una erosión más reciente. La serie acusa allí, no obstante, una neta reducción de espesor y se carga de material terrígeno, ferruginoso. Localmente (sector del Mont Caro) se observa una importante dolomitización. Hacia el Oeste, las calizas y margas de Chert desbordan, sin modificaciones notables, la margen de la cuenca para desarrollarse ampliamente a través de la cubeta marginal de Mora de Rubielos. Al Sur, la formación es igualmente muy extensiva, en particular en el sector del Desierto de las Palmas, por relación a las margas de Cervera del Maestre. Pero se nota una reducción de potencia que conduce incluso a una laguna local (Vistabella) y, paralelamente, a la abundancia creciente de descargas terrígenas en el seno de las calizas masivas que se hacen dominantes. Más allá del paralelo de Onda, la ausencia de afloramiento está unida a una erosión más reciente.

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada interna con barras (barras arenosas de Orbitolínidos). Medio infralitoral.

8) *Correlaciones*: El paso de las calizas y margas de Chert a las margas de Cervera del Maestre o a las arcillas rojas de Morella es en general progresivo. Hacia el techo, el paso a las margas suprayacentes de Forcall está subrayado por una discontinuidad. Lateralmente la formación desaparece por erosión, excepto al Oeste, donde se la reencuentra con facies comparables en la cuenca de Mora de Rubielos. Su extensión hacia el Este, en el Mediterráneo, se desconoce.

9) *Edad*: Bedouliense inferior en razón de la presencia de Palorbitolinas, sin los Orbitolínidos «cónicos» presentes en las calizas barremitenses de Ares del Maestre.

10) *Referencias*: MARIE (1964); CANEROT (1974); CANEROT y CUGNY (1980).

#### a.VIII:

- 1) *Nombre*: Margas de Forcall.
- 2) *Rango*: Formación.
- 3) *A. Históricos*: Margas con *Heteraster oblongus*: FALLOT y BATTALLER (1927); margas con *Plicatulas* en la mayor parte de los autores contemporáneos.

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón. Morella la Vella ( $X = 0^{\circ} 8' 30''$  W;  $Y = 40^{\circ} 39'$  N. Hoja 1/50.000, núm. 545: Morella).

5) *Descripción*: Las margas verdes de Forcall son fácilmente reconocibles en campo, en razón de su color característico (que las opone a las arcillas rojas de Morella) y de su litología: poco resistentes a la erosión, ocupan pendientes suaves, cubiertas por cultivos que dominan los abruptos rocosos de las calizas de Chert.

En detalle, las litofacies se muestran muy variables y se puede separar la formación en tres miembros sucesivos:

- margas inferiores o *margas de Cap de Binet*. Son margas y margocalizas beiges, que desde antaño han llamado la atención de los paleontólogos (yacimiento clásico de Cap de Binet). Suceden a las margas y calizas de la Granja de Bergantes a través de una o varias superficies irregulares (discontinuidades locales) (30 m);
- calizas intermedias llamadas de la *Barra de Morella*. Este segundo miembro está formado por bancos métricos de calizas bioclásticas beiges que trazan salientes en el paisaje que rodea a Forcall y soportan una gran parte de la muralla de Morella (20 m);
- finalmente, las margas superiores o *margas de Morella la Vella*. Estas capas aparecen como más homogéneas y arcillosas que sus homólogas inferiores. Contienen el yacimiento clásico de Ammonites de la Massía de Morella la Vella. Una discontinuidad regional a menudo remarcada por una película ferruginosa las separa de la barra calcárea subyacente.

6) *Aspectos regionales*: Las margas verdes de Forcall se caracterizan esencialmente por su vasta extensión y sus débiles variaciones de facies. Están, en efecto, representadas en la casi totalidad del área de sedimentación del Maestrazgo. Hacia el Oeste y hacia el Sur, desbordan al igual ampliamente este área para ocupar las cubetas de Mora de Rubielos y de Oliete. Su límite septentrional (Ports de Beceite, sector de Aliaga y Alcoriza) se considera ligado a una erosión post-bedouliense. La laguna observada en el sector meridional de Vistabella del Maestrazgo se ha relacionado en cambio con una ausencia local de depósito. El espesor de la formación, máximo en los alrededores de Morella, donde supera los 100 m, disminuye progresivamente en todas las direcciones, incluso en dirección Este y del Mediterráneo. Entre las raras modificaciones de facies, conviene señalar la desaparición de la barra de Morella en las zonas de borde y el paso lateral a calizas gravelosas o bioclásticas en dirección Este (Sierra de Irta).

7) *Génesis*: Plataforma sin barras, ampliamente abierta. Medio infralitoral externo y circalitoral.



8) *Correlaciones*: Una discontinuidad regional separa las margas Forcall de su substrato. El paso vertical a las calizas suprayacentes de Villarroya de los Pinares es generalmente progresivo. La desaparición en los bordes de la cuenca sedimentaria se debe a una ablación post-aptense.

9) *Edad*: Las margas de Forcall contienen Ammonites que permiten atribuirlos al intervalo Bedouliense inferior (zona de *Chelonicerias martini*). Son además ricas en Palorbitolinas (*P. lenticularis*), Foraminíferos muy frecuentes en el Bedouliense.

10) *Referencias*: MARIE (1964); MARIN y SORNAY (1971); CANEROT (1974).

#### a.IX:

1) *Nombre*: Calizas de Villarroya de los Pinares.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Son en parte las calizas con Chama de COQUAND (1865), las capas del «Tenécico» (de la Tenencia de Benifasar en el Maestrazgo septentrional) de LANDERER (1874), las calizas de *Toucasia* de FALLOT y BATALLER (1927) y el Urgo-Aptense de HAHNE (1930). Se trata también de las calizas con *Toucasia* y Mesorbitolinas de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Carretera de Miravete al Norte de Villarroya de los Pinares, provincia de Teruel (X = 0° 40' W; Y = 10° 32' 30" N. Hoja 1/50.000, núm. 543: Villarlengu).

5) *Descripción*: En los alrededores de Villarroya de los Pinares la formación aquí considerada, cuyo espesor es de alrededor de 50 m, comprende esencialmente calizas grises o beige, bioclásticas, masivas, admitiendo pasadas de margas y margocalizas. El conjunto dibuja una barra que domina en el paisaje la concavidad ocupada por las margas de Forcall subyacente. El paso a esta última formación, aunque relativamente brusco, no corresponde a una discontinuidad notable.

6) *Aspectos regionales*: La formación aquí considerada presenta un amplio desarrollo a través de la cuenca del Maestrazgo, incluso más allá, hacia el Oeste, del borde de esta área sedimentaria, puesto que la localidad tipo se sitúa en el interior mismo de la vecina cuenca de Mora de Rubielos. Al Norte, el límite de los afloramientos se sitúa más acá que el de las margas de Forcall o de su equivalente lateral calcáreo. Pero esta disposición está ligada a la intervención de una ablación más reciente; hacia el Sur, en cambio, aparece como extensiva, viniendo a ocupar el sector de Vistabella, en donde las dolomías sustituyen a las calizas antes de desaparecer no obstante, por erosión, a la altura del paralelo de Onda. Los espesores son extremadamente

variables, el depocentro se sitúa al SE en el sector de Oropesa, donde la potencia de las calizas con *Toucasia* llega a 300 m.

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada con barras. Barras arenosas oolíticas frecuentes. Medio infralitoral interno o externo con presencia episódica de ambientes arrecifales o periarrecifales intermedios.

8) *Correlaciones*: Una de las características litológicas de las calizas de Villarroya de los Pinares es, en ausencia de discontinuidades regionales mayores, su paso gradual tanto hacia la base como hacia el techo, a las formaciones que la encuadran. La transición lateral a las calizas de Benasal es particularmente neta en dirección al Oeste y Maestrazgo occidental.

9) *Edad*: La edad de las calizas de Villarroya de los Pinares está esencialmente fundada en la presencia de Foraminíferos bentónicos y particularmente en la de Orbitolínidos. La formación considerada puede así pertenecer al Gargasiense inferior no basal (presencia de *Mesorbitolina parva*), al Gargasiense superior (presencia de *Pseudochofatella cuvillieri*) y al Clansayesiense (presencia de *Simplorbitolina manasi*).

10) *Referencias*: MARIE (1964); MARIN y SORNAY (1971); CANEROT (1974).

*a.X:*

1) *Nombre*: Calizas de Benasal.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Corresponde en parte a las «capas grises» de MARIE (1964) y de MARIN y SORNAY (1971). Se trata además de un equivalente a las «capas rojas de Benasal» y de las «capas con Melobesias» de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Castellón. Ermita de San Cristóbal, al Sur de Benasal (X = 0° 7' W; Y = 40° 22' N. Hoja 1/50.000, número 570: Albocacer).

5) *Descripción*: Se trata, tanto en Benasal como en Villarroya, con espesores respectivos de 80 a 200 m para esta formación de calizas frises, beiges o rojas, en bancos pequeños, arenosos y gravelosos, lumaquéllicos, a veces nodulosos, glauconíticos, de estratificación frecuentemente oblicua e incluso entrecruzada, admitiendo intercalaciones de margas marrones y luego de arcillas limosas, verdosas o negruzcas, carbonosas. La serie es netamente estratodecreciente, la continuidad sedimentaria caracteriza sus relaciones con la barra subyacente de «calizas de Villarroya».

6) *Aspectos regionales*: Las calizas de Benasal están sobre todo bien representadas en la parte occidental de la cuenca del Maestrazgo, donde su potencia es además máxima. Hacia el Este, en el Maestrazgo oriental, debido al desarrollo de las calizas con *Toucasia*, llamadas

de Villarroya, a las que pasan lateralmente al menos en parte, su potencia disminuye considerablemente. Al mismo tiempo, la serie se carga progresivamente de material detrítico mientras que se observan modificaciones notables en el contenido biológico (aparición en particular de biofacies de Melobesias). Al Sur, la formación igualmente rica en material detrítico y reducida en espesor, está truncada por la superficie general de erosión a la altura de Onda. Hacia el Oeste, se desarrolla ampliamente a lo largo de la cuenca de Mora de Rubielos.

Por último, hacia el Norte, en el Maestrazgo septentrional, presenta una disminución gradual de espesor, se enriquece en cuarzo y después pasa lateralmente hacia el techo, a las capas lignitosas llamadas «capas de Escucha».

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada interna, salpicada por numerosas barras progradantes, arenosas o oolíticas. Fuerte influencia de corrientes costeras. Riqueza en hierro subrayando las influencias terrígenas. Medios medio y sub-tidal.

8) *Correlaciones*: La formación de calizas de Benasal no está encuadrada entre discontinuidades sedimentarias importantes. Muy heterócrona, pasa lateralmente a las calizas de Villarroya de los Pinares y hacia el Oeste y Norte a la formación lignitos de Escucha. Una superficie de erosión limita su extensión por el Sur.

9) *Edad*: La presencia de asociaciones de Orbitolínidos (*Mesorbitolina texana texana*, *M. minuta*, *Simplorbitolina manasi*) y de Melobesias de la «facies de Vimport» (*Agardhiellopsis cretacea*, *Kymalithon belgicum*) permite atribuir las Calizas de Benasal al Clasayesiense y al Albense inferior.

10) *Referencias*: CANEROT (1974).

#### a.XI:

1) *Nombre*: Areniscas del Maestrazgo.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Esta nueva unidad fue por primera vez citada por CANEROT y SOUQUET (1972) y definida después por CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Cantera de Cuevas de Vinroma, provincia de Castellón (X = 0° 8' E; Y = 40° 19' 30" N. Hoja 1/50.000, núm. 593: Cuevas de Vinroma).

5) *Descripción*: La formación de areniscas del Maestrazgo, al menos en el corte tipo de la cantera de Cuevas de Vinroma, sucede a la serie de calizas de Benasal, con Melobesias (aquí reducida de espesor), de forma muy progresiva, por medio de litosecuencias positivas, plurimétricas, que comprenden arcillas limosas rojas y calizas arenosas o bioclásticas. En sí misma, está formada por varias litosecuencias negativas binarias, que agrupan arenas arcillosas y areniscas finas, de tonalidad beige a roja, con estratificación oblicua y disposición de

relleno en frecuentes canales. Su espesor no excede de 20 m. El paso a las calizas neocretácicas suprayacentes, no visible aquí, está regionalmente marcado por una neta discontinuidad sedimentaria.

6) *Aspectos regionales*: Las areniscas del Maestrazgo no se han identificado en la parte central y oriental de la cuenca del Maestrazgo. Yendo hacia el Norte y hacia el Oeste, según una línea que uniría Traiguera, Morella y Castellote, parecen pasar lateralmente y de forma eminentemente diacrónica, a la formación «lignitos de Escucha», de los que precisaremos la amplia extensión a lo largo de las cubetas sedimentarias más occidentales de Mora de Rubielos y de Oliete. Hacia el Sur, su límite de extensión, que pasa por Onda, está determinado por una erosión más reciente.

7) *Génesis*: Amplia llanura costera. Barras arenosas y depósitos canalizados frecuentes. Neta influencia de marea. Medio intertidal predominante.

8) *Correlaciones*: Diversas observaciones señalan que las Areniscas del Maestrazgo se internan hacia el Este con los niveles superiores de la Formación de Benasal. De la misma forma, hacia el Oeste y el Norte parece tener lugar un paso muy progresivo a la Formación de Escucha. Finalmente una ruptura sedimentaria trunca la unidad a techo. Por todo ello situamos la formación que nos ocupa clausurando la serie eocretácica en la cuenca del Maestrazgo, si bien es preciso advertir que persiste cierto grado de incertidumbre respecto a la posición estratigráfica postulada.

9) *Edad*: En razón de su posición entre las calizas de Benasal de edad Clansayesiense a Albense inferior y los primeros niveles de calizas y margas de Mosqueruela, que inauguran la serie de relleno neocretácico suprayacente, tras la discontinuidad regional intraalbense y cuya edad es aquí Albense superior, las areniscas del Maestrazgo deben corresponder al intervalo Albense inferior-medio.

10) *Referencias*: CANEROT y SOUQUET (1972); CANEROT (1974).

### 6.3.1.2. B.1. Cuenca de Mora de Rubielos

#### B.1.a. Grupo de Aliaga

Conservamos en este grupo la designación propuesta por MEKEL *et al.* en 1976. Aunque situada al Norte y en posición relativamente marginal por relación a la cuenca de Mora de Rubielos, la región de Aliaga parece, en efecto, ofrecer una sucesión característica del Cretácico inferior del área de sedimentación aquí considerada.

El grupo de Aliaga comprende 9 formaciones que cubren el intervalo Valanginiense-Albense. Su espesor es máximo en la región de Mora, en donde la serie cretácica supera los 1.000 m.

Una de las características esenciales de este grupo es la gran variedad de litofacies, carbonáticas o detríticas y la extrema diversidad de colores, en los que la tonalidad gris-beige del grupo de predominio carbonático de Morella, deja sitio al rojo o verde de las arcillas y areniscas, al amarillo o marrón y rojo de las calizas y al negro de las capas lignitosas.

*a.I:*

- 1) *Nombre:* Areniscas de Mora de Rubielos.
- 2) *Rango:* Formación.
- 3) *A. históricos:* Esta formación corresponde a la parte inferior, Valanginiense probable, del «Wealdense» de GAUTIER (1971, 1974, 1980) y al «Wealdense» de MOISSENET y GAUTIER (1971).
- 4) *Estratotipo:* Provincia del Teruel, 2 km al Oeste de Las Barraquinas, Ramblas de la Fuente de Mora. Hoja 1/50.000, núm. 591: Mora de Rubielos (X = 3° 55' E Madrid; Y = 40° 18' N').
- 5) *Descripción:* En los alrededores de Mora de Rubielos, la serie eocretácica comienza por un complejo color oscuro, gris o blanco, de arcillas cuarzo-micáceas, limos y arenas finas, incluyendo algunas pasadas conglomeráticas. Este complejo, cuyo espesor llena 150 m, reposa directamente sobre arcillas rosadas o calizas sublitográficas del Jurásico superior (Portlandiense). No obstante, localmente, un conglomerado rojizo con elementos removidos de este substrato portlandiense, señala la base de la formación, atribuida al Valanginiense, aunque ciertamente sin argumentos paleontológicos decisivos.
- 6) *Aspectos regionales:* La formación de areniscas de Mora de Rubielos presenta una extensión reducida exclusivamente a la región que rodea esta localidad. Hacia el Oeste, su límite, situado a la altura del Valle de Mijares, está ciertamente ligado a una erosión más reciente. Pero no se le conoce equivalente más allá de la fosa de Teruel. El acunamiento estratigráfico ha sido, por el contrario, observado tanto al Norte, en el sector de El Castellar, como al Sur, en los alrededores de Montanejos. Más allá, los terrenos más recientes del Cretácico recubren los términos más antiguos del Malm. Hacia el Este y el NE, el paso lateral a las calizas y margas de Vallivana, desarrolladas en la cuenca del Maestrazgo, parece efectuarse gradualmente en el sector de La Iglesuela del Cid, donde la serie de Mora de Rubielos acusa, no obstante, una neta reducción de espesor.
- 7) *Génesis:* Llanura aluvial costera, lagunar o estuarina; material terrígeno ampliamente dominante.
- 8) *Correlaciones:* La formación aquí considerada está limitada a la base y al techo por discontinuidades regionales. Es correlacionable hacia el Este con al menos una parte de la formación de calizas y margas de Vallivana, reconocida en la cuenca del Maestrazgo. Sus li-

mites Norte, Oeste y Sur están materializados en un biselado por erosión.

9) *Edad*: En ausencia de argumentos decisivos, las areniscas de Mora de Rubielos se atribuyen al Valanginiense probable en razón de su posición entre el Portlandiense-Cretácico basal y el Hauteriviense, datados paleontológicamente.

10) *Referencias*: GAUTIER y MONGIN (1965); MOISSENT y GAUTIER (1971); GAUTIER (1971, 1974, 1980).

#### a.II:

1) *Nombre*: Areniscas de Camarillas.  
2) *Rango*: Formación.  
3) *A. históricos*: Entre los conjuntos sedimentarios involucrados, citaremos las «capas de Miravete» de HAHNE (1930), el «Wealdense II y III» de MOISSENET y GAUTIER (1971) y la parte media de la «formación de Las Parras» de MEKEL *et al.* (1976).

4) *Estratotipo*: Provincia de Teruel. Aguilar del Alfambra, carretera de Camarillas (X = 0° 47' W; Y = 40° 35' 30" N. Hoja 1/50.000, número 543: Villarluengo).

5) *Descripción*: En los alrededores de Camarillas la formación detrítica aquí considerada comprende dos conjuntos sucesivos:

- *un conjunto inferior* versicolor, muy heterogéneo, compuesto sucesivamente por arcillas cuarzo-micáceas, rojizas, calizas arenosas grises o amarillentas y margas grises. Recubre las calizas nodulosas grises del Portlandiense por medio de un conglomerado rojo, poligénico, en pequeños bancos (50-60 m);
- *un conjunto superior* más potente, esencialmente terrígeno y de color rojo granate dominante. Presenta a veces en detalle una sucesión de litosecuencias que asocian areniscas, a veces conglomeráticas, con estratificación a menudo oblicua, a veces canalizadas, y arcillas micáceas o arenosas. Se desarrolla en continuidad sedimentaria con el conjunto precedente (150 m).

Esta división sólo tiene valor local. Como veremos, las variaciones de litofacies son en realidad muy importantes. Por esta razón no proponemos elevar los dos conjuntos considerados al rango de miembros.

6) *Aspectos regionales*: Contrariamente a las areniscas subyacentes de Mora de Rubielos, las areniscas de Camarillas presentan una muy amplia extensión en la cuenca de Mora. Hacia el Norte y NW, se desarrollan ampliamente en el sector de Aliaga y Portalrrubio, donde recubren varios términos del Jurásico superior, medio e incluso inferior, correspondiendo a la base de la formación de Las Parras de los autores holandeses: MEKEL *et al.* (1976); DE BOER y VAN GEUNS (1981).

Al Oeste de Camarillas, la erosión no permite seguir la evolución de las litofacies.

Hacia el Sur y SE, la serie detrítica está bien representada en la región de Alcalá de la Selva, Mora de Rubielos y Manzanera, donde recubre concordantemente las areniscas de Mora. Pero, más allá de Montanejos sobrepasa esta última formación para colocarse directamente sobre las calizas del Malm. Su espesor crece gradualmente (300 m en Peñagolosa), mientras se observa el aumento progresivo de intercalaciones calcáreas arenosas y de margas, dentro del complejo detrítico. El límite meridional de afloramientos de la formación de Camarillas, que pasa por Onda, está relacionado con su erosión, más reciente.

Hacia el NE, se observa una reducción de potencia (Villarluengo), y luego el paso lateral al complejo margo-arenoso de las Margas de Mirambell a la altura de Cantavieja e Iglesias del Cid.

Por último, hacia el Este, la potente serie de Peñagolosa desaparece rápidamente a la altura de una línea teórica que uniera Chodos y Borriol, donde se observan algunos horizontes de arcillas bauxíticas en el contacto con el Malm subyacente.

7) *Génesis*: Las areniscas de Camarillas se han depositado en emplazamientos variados que evocan el dominio continental, fluvial (areniscas canalizadas de las barras de meandro), depresiones lagunares y lacustres (calizas y margas con Caráceas), llanuras litorales o costeras sometidas a la influencia mareal (areniscas finas o gruesas, con estratificación entrecruzada, a veces canalizadas).

8) *Correlación*: Las areniscas de Camarillas están limitadas en su parte inferior por una discontinuidad regional que las separa de las areniscas de Mora subyacentes. En cambio, hacia el techo, pasan gradualmente a las calizas de la formación de Ares del Maestre, suprayacentes. Al Sur y al Oeste la erosión determina su límite de extensión. Al Este se observa un paso lateral a las margas de Mirambell. Al Norte se puede considerar que las margas y calizas de Blesa constituyen, al menos en parte, un equivalente lateral de las areniscas aquí consideradas, dentro del relleno de la cubeta de Olite.

9) *Edad*: Las asociaciones de Carofitas (*Perimneste micrandra*, *P. ancora*, *Globator trochiliscoides*, etc.) permiten atribuir esta formación al Hauteriviense y Barremiense inferior (GAUTIER, 1971, 1980).

10) *Referencias*: MOISSENET y GAUTIER (1971); GAUTIER (1971, 1974, 1980); MEKEL *et al.* (1976); DE BOER y VAN GEUNS (1981).

### *a.III: Calizas y margas de Ares del Maestre.*

Esta nueva formación, definida en la región más orienal del Maestrazgo, presenta una amplia extensión en el área de sedimentación aquí considerada (GAUTIER, 1971, 1974, 1977). Incluye en su parte in-

ferior, de alrededor de 100 m, muy importantes descargas detríticas, marcando el paso progresivo a las areniscas de Camarillas subyacentes. Las calizas organodetríticas ocupan así esencialmente la parte superior de la formación, en particular en las cercanías de Mora de Rubielos, Alcalá de la Selva y Manzanera, donde constituyen una barra de 50 m de potencia, bien visible en la topografía. Hacia el Este, el NE y el SE, la serie se hace más carbonática, mientras que se observa una disminución progresiva de espesor. Localmente (Alto Linares) una dolomitización afecta en todo o en parte al conjunto.

Hacia el Norte y el NW, en las proximidades de Allepuz y Aliaga, la succión, igualmente reducida en espesor, se vuelve gradualmente terrígena (formación de Las Parras, para los autores holandeses). El límite occidental de extensión (El Pobo) está unido a una ablación más reciente.

#### *a.IV: Arcillas de Morella.*

Se trata aún de una formación definida en el Maestrazgo. Pero GAUTIER (1971, 1977, 1980) destaca su existencia en la casi totalidad de la cuenca de Mora de Rubielos. En general, está formada por areniscas y arenas blanquecinas, incluyendo intercalaciones de arcillas cuarzo-micáceas grises, verdosas, rojas y rojo oscuro. Ninguna discontinuidad sedimentaria basal importante ha sido evidenciada, y el paso a las calizas arenosas de Ares del Maestre subyacentes parece progresivo. El espesor de las arcillas de Morella es máximo en el sector de Mora de Rubielos, donde alcanza 50 m. Disminuye en seguida en todas las direcciones. Su evolución y su extensión lateral son todavía mal conocidas. Hacia el Este y NE, se extiende hasta más allá de Cantaviejo y Mosqueruela, para enlazar con la serie detrítica equivalente de Morella, en la región tipo.

Hacia el Sur y el Norte, parece que la serie arcillo-arenosa pasa lateralmente a calizas arenosas. La extensión occidental de la formación queda fijada en el meridiano de Cedrillas por una ablación más reciente.

#### *a.V: Calizas y margas de Chert.*

GAUTIER (loc. cit.) señala en el conjunto de la cuenca de Mora de Rubielos una sucesión de calizas arenosas y de margas y margocalizas beiges o grisáceas, que suceden sin discontinuidad notable a las areniscas y arcillas de Morella, correspondiendo así a la formación bedouliense definida en Chert, en el Maestrazgo central. La serie, que alcanza 150 metros de espesor en los alrededores de Mora de Rubielos y de Alcalá de la Selva, desaparece bruscamente hacia el Oeste y al SW por erosión, a la altura del meridiano de Cedrillas. Disminuye



de potencia tanto al Este, donde se forma enteramente dolomítica, como al Oeste, donde se carga de material detrítico. El mismo fenómeno se observa en dirección Norte con, además, cambio lateral a una serie casi totalmente detrítica en la región de Portalrubio y Las Parras de Martín (formación Las Parras de los autores holandeses). En esta dirección el área de sedimentación bedouliense, extensiva por relación a su homóloga del Barremiense, alcanza el parelo de Montalbán.

#### a.VI: Margas de Forcall.

Muy ampliamente desarrolladas, como hemos visto, en la cuenca del Maestrazgo, la formación bedouliense de las margas de Forcall, lo es igualmente en el conjunto del área sedimentaria de Mora de Rubielos. De manera general la serie es más calcáreo-margosa en la base, muy fosilífera y más bien margosa al techo. La división en tres miembros no se ha podido realizar. Su espesor, máximo en el sector de Miravete, donde sobrepasa los 200 m, decrece en seguida progresivamente en todas las direcciones. Las variaciones de facies son, como en el Maestrazgo, poco importantes, excepto en la proximidad de los márgenes, donde se observa o bien una intensa dolomitización de la sucesión que se ha hecho carbonática (Este de Linares de Mora), o bien el desarrollo de descargas terrígenas (sector septentrional de Manzanera y Alcora). De forma general la serie, extensiva por relación a sus homólogas del Bedouliense inferior y Barremiense, está truncada por una ablación más reciente sobre toda la periferia del área sedimentaria, exceptuando el Este, en dirección a la cuenca del Maestrazgo, o al Norte, en las cercanías de la cubeta de Oliete.

#### a.VII: Calizas de Villarroja de los Pinares.

Las capas que constituyen la armazón de esta formación gargasiense cuya sucesión tipo, precedentemente definida, se sitúa dentro del área sedimentaria aquí considerada, son fácilmente reconocibles en los paisajes en donde dibujan un escarpe rocoso característico, sobre la «combe» de las margas verdes de Forcall. Se trata generalmente, lo mismo que en la cuenca del Maestrazgo, de calizas grises o beige, masivas, llamadas «calizas urgonianas» o «calizas de *Toucasia*» (GAUTIER, 1971, 1974, 1977, 1980), incluyendo, sobre todo en la parte superior, algunas intercalaciones de calizas margosas. Esta barra carbonatada que sucede sin discontinuidad notable a las margas de Forcall, ofrece un espesor bastante constante en la mayor parte de la cuenca de Mora, oscilando entre 40 y 60 m, excepto en las proximidades de la Peñagolosa, donde su potencia alcanza repentinamente 400 m.

En la evolución lateral de las litofacies se observa sobre todo una dolomitización cada vez más intensa de las calizas al ir hacia el Este

(Linares de Mora, Peñagolosa, Vistabella del Maestrazgo) y la presencia de aportes detríticos tanto hacia el Sur y SE (Alcora, Montanejos) como hacia el NW (Utrillas, Portalrubio). En este último sector noroccidental, se individualiza igualmente, en la parte inferior de la formación, una importante pasada de areniscas arenosas o conglomeráticas (guijarros de cuarzo) de color blanquecino predominante.

Este conjunto terrígeno corresponde al techo de la «formación de Las Parras» de los autores holandeses (MEKEL *et al.*, 1976; DE BOER y VAN GEUNS, 1981). Al Norte, a uno y otro lado de la zona de comunicación con la cuenca más septentrional de Oliete (Cuna Cerra), el límite de extensión de las calizas de Villarroya de los Pinares es paleogeográfico (ver más adelante). Al Oeste y al Sur, por el contrario, aparece unido a una erosión más reciente.

#### *a.VIII: Calizas de Benasal.*

Esta formación ha sido a veces impropriamente designada como «serie de transición» en la literatura geológica regional debido a que, desde el punto de vista litológico, representa el tránsito vertical entre el complejo subyacente de las Calizas de Villarroya, de edad gargasense, y las Arenas de Utrillas, referidas al Albense, que le siguen. Ahora bien, esta disposición sólo es observable en la región central de Mora de Rubielos y Alcalá de la Selva (GAUTIER, 1971, 1977), donde la potencia es máxima (200 m). Allí, aunque las facies no son idénticas, las calizas grises u ocre, nodulosas, bien estratificadas, predominan sobre todo en la parte inferior del conjunto, justificando la asignación de la «serie de transición» a la formación «Calizas de Benasal».

Al Este del área citada, el paso a las Calizas de Benasal típicas, definidas en la vecina cuenca del Maestrazgo, se acompaña de un enriquecimiento gradual en caliza y se efectúa con una reducción de espesor localizado según el eje Villarlugo-Villafranca del Cid y Vistabella del Maestrazgo.

En cambio, hacia el Norte se produce una lenta transición a la Formación de Escucha, con incremento progresivo primero a techo de la serie, luego en los términos más antiguos, de material terrígeno y productos carbonosos (sectores de Villarroya de los Pinares y Camarillas).

#### *a.IX:*

- 1) *Nombre:* Lignitos de Escucha.
- 2) *Rango:* Formación.
- 3) *A. históricos:* La formación «Lignitos de Escucha» fue definida por primera vez por AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA en 1961, y posteriormente redefinida en 1976 por CERVERA, PARDO y VILLENA. Sus

características y su extensión han sido precisadas en la tesis de PARDO (1979). Corresponde en parte a las Capas de Trigonias de COQUAND (1968) y FALLOT y BATALLER (1927), a las Capas de Utrillas de TRICALLINOS (1928) y SAEFTEL (1961) y a las Capas inferiores de Utrillas de HAHNE (1930) y constituye un equivalente lateral occidental parcial de las «couches-rousses de Benasal» de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Corte del Cabezo de las Eras, al Sur de Utrillas (miembro 1: Barriada  $X = 0^{\circ} 50' 25''$  W;  $Y = 40^{\circ} 48' 30''$  N), del Barranco de Regachuelo (miembro 2: Regachuelo  $X = 0^{\circ} 50' 50''$  W;  $Y = 40^{\circ} 48' 23''$  N) y, por último, del Arroyo de La Orden (miembro 3: La Orden  $X = 0^{\circ} 48' 47''$  W;  $Y = 40^{\circ} 47' 19''$  N). Hoja 1/50.000, núm. 518 (Montalbán). Provincia de Teruel.

5) *Descripción*: En el área tipo, la Formación de Escucha, cuyo espesor es de 500 m aproximadamente, puede dividirse en tres miembros sucesivos (CERVERA *et al.*, 1976):

- *miembro inferior o «Barriada»*: Se apoya en contacto neto sobre las margas y calizas con Toucasia de la Formación de Villarroya de los Pinares. Consiste en una alternancia de capas arcilloso-margosas conteniendo niveles de lignito, y de areniscas calcáreas con intercalaciones episódicas de calizas areniscosas (250 metros);
- *miembro medio o «Regachuelo»*: En paso gradual con el precedente, está compuesto esencialmente de arcillas carbonosas y limosas de aspecto varvado y de areniscas finas, admitiendo algunas importantes interacciones de lignitos cerca de la base y capas o niveles calcáreos nodulares con «cone in cone» (100 metros);
- *miembro superior o «La Orden»*: Corresponde con frecuencia a una sola megasecuencia positiva. En continuidad sedimentaria con el miembro medio representa un incremento en la energía y aparece caracterizado por la abundancia de material terrígeno (arenas frecuentemente canalizadas, limos) y por la rareza o incluso ausencia de depósitos carbonosos (150 m).

6) *Aspectos regionales*: La Formación de Escucha se extiende en toda la parte septentrional de la cuenca de Mora de Rubielos, encontrándose notablemente desarrollada en el área de Aliaga y Utrillas, donde el lignito se explota activamente. En dicha área los tres miembros que la integran se relacionan lateral y verticalmente de forma que, de NW a SE, el miembro superior prograda sobre el medio, y éste, a su vez, sobre el inferior.

Se conocen equivalentes laterales diácronos, por una parte en la cuenca de Oliete (ver más adelante) y por otra en el Maestrazgo septentrional, en los alrededores de Castellote y de los Ports de Beceite y de Traiguera.

En la cuenca de Mora de Rubielos, el paso lateral a las calizas de Benasal, más meridionales, es progresivo. Más al Este (Ports de Beceite) se observa igualmente una transición lateral con las «areniscas del Maestrazgo».

Con esta formación de «lignitos de Escucha», generalmente coronada por una discontinuidad mayor, se acaba la serie eocretácica que constituyen en la cuenca de Mora, el grupo de Aliaga.

7) *Génesis*: Los depósitos de la Formación Escucha representan, por su evolución vertical, el paso progresivo de un medio mareal (miembro inferior) a llanuras costeras con marismas salobres y una red de canales ampliamente dispersa (miembro medio), para culminar con la implantación de un medio fluvial meandriforme (miembro superior).

8) *Correlaciones*: Limitada en su base por una discontinuidad local y en su parte superior por una discontinuidad mayor, general, la formación de lignitos de Escucha desaparece hacia el NW y el Oeste, según un biselado por erosión. Se la encuentra más al Norte en la cuenca de Oliete. Hacia el Este y Sureste, se efectúa un paso lateral gradual con las calizas de Benasal y después con las areniscas subyacentes denominadas «del Maestrazgo».

9) *Edad*: Los lignitos de Escucha son claramente heterocronos. Se atribuyen al tránsito Aptense-Albense y al Albense inferior en su localidad tipo, en función de las esporas, polen, Ostrácodos y Foraminíferos que en ella han proporcionado con abundancia. En el Maestrazgo oriental, cerca de Traiguera, son ricos en Ammonites, Lamelibranquios y Gasterópodos, que han sido datados como Albense superior.

10) *Referencias*: AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA (1971); CANNEROT (1971); CERVERA, PARDO y VILLENA (1976); PARDO y VILLENA (1979); PARDO (1979).

### 6.3.1.3. C.1. Cuenca de Oliete

#### C.1.a. Grupo de Josa

A través de una gran diversidad de litofacies en que predominan las calizas, margas y arcillas, aparece, dentro del grupo aquí considerado, una cierta uniformidad de color que le confiere su especialidad. El marrón y el ocre, en efecto, atraen la atención del observador en la casi totalidad de la cuenca cretácica de Oliete. Veremos cómo estas tonalidades, ligadas a la abundancia de hierro en los sedimentos, son consecuencia de condiciones particulares de sedimentación con una influencia continental casi permanente.

El área sedimentaria de Oliete se caracteriza además por la ausencia de calizas de tipo urgoniana, tan extendidas en las cuencas veci-

nas de Mora de Rubielos y del Maestrazgo. Ciertas afinidades con los Grupos de Aliaga y de Morella deben, no obstante, señalarse, particularmente en la serie carbonosa denominada «Lignitos de Escucha».

Este Grupo de Josa, cuyo espesor máximo es de 450 metros en las proximidades de Oliete, comprende cinco formaciones eocretácicas, escalonadas del Barremiense inferior posible al Albense.

*a.I:*

- 1) *Nombre:* Margas y calizas de Blesa.
- 2) *Rango:* Formación.
- 3) *A. históricos:* Corresponde a la formación de las «Capas blancas de Oliete» de CANEROT (1974), a la de «Las Parras» de MEKEL *et al.* (1976) y al Wealdense de Almela *et al.* (1977).
- 4) *Etratotipo:* Provincia de Teruel. Cortes del Cabezo Gordo al Norte de Alacón (X = 0° 41' 30" W; Y = 41° 02' N) para el miembro inferior del Morenillo, al SW de Blesa (X = 2° 48' E Madrid; Y = 41° 02' 15" N) para el miembro medio y de Valdejunco, al SW de Alacón (X = 0° 44' W; Y = 41° 0' 30" N) para el miembro superior.
- 5) *Descripción:* En el sector noroccidental de Blesa, la formación aquí considerada, que ocupa la base del relleno de la cuenca de Oliete, comprende tres miembros sucesivos:
  - *las arcillas de Cabeza Gordo*, no visibles en el corte tipo, donde el contacto con el Jurásico inferior directamente subyacente queda oculto por derrubios, son, en cambio, claramente perceptibles lateralmente al Norte de Alacón, donde se trata de arcillas rojas u ocre, pisolíticas, de 15 m de espesor, que recubren las calizas kimmeridgienses a través de una superficie irregular ferruginosa, de origen kárstico;
  - *las calizas de Morenillo*, que ocupan la mayor parte de la formación y presentan en una cincuentena de metros una sucesión de litosecuencias plurimétricas (margas, margo calizas, calizas) de color claro muy característico;
  - *las areniscas de Valdejunco*, correspondientes a un complejo detrítico de color predominante rojo ladrillo, en donde aparecen arcillas limolíticas o aleuríticas y areniscas finas con estratificación horizontal u oblicua, a veces canalizadas. El paso vertical a las calizas subyacentes es progresivo.
- 6) *Aspectos regionales:* Según MURAT *et al.* (1982), las margas y calizas de Blesa no están representadas más que en la parte noroccidental de la cuenca de Oliete, al Oeste de una línea Ariño-Estercual. En las zonas marginales del área de sedimentación así definida, desaparecen en bisel bajo la serie barremiense-bedouliense que las sucede, exceptuando el SE, en el sector de Cuna Cerro, entre Montalbán y Cas-

tel de Cabra, donde los horizontes conglomeráticos marcan el probable paso lateral a las areniscas de Camarillas, cuyo desarrollo ya hemos señalado en la cuenca más meridional de Mora de Rubielos.

7) *Génesis*: Vasta depresión lacustre, después lagunar y finalmente llanura marina costera, donde evolucionan de medios inter a supratidales.

8) *Correlaciones*: La formación aquí considerada desaparece en todas las direcciones biselada por erosión, excepto al SE, en que pasa lateralmente al complejo de Areniscas de Camarillas, desarrollado en la vecina cuenca de Mora de Rubielos.

9) *Edad*: Las Caráceas (*Globator trochiliscoides*, *Atopochara trivolv*, etc.) y los Ostrácodos proporcionados por las calizas del Morenillo permiten atribuirle el conjunto de margas y calizas de Blesa al Barremiense. No obstante, es posible que la sedimentación eocretácica de la cuenca de Oliete comience en el Hauteriviense superior.

10) *Referencias*: CANEROT (1974); MEKEL *et al.* (1971, 1976); ALMELA *et al.* (1977); CANEROT, VILLENA *et al.* (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

#### a.II:

1) *Nombre*: Calizas de Alacón.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Se trata de un equivalente parcial (parte inferior solamente) de las calizas de Palomar de MEKEL *et al.* (1976). La formación aquí considerada corresponde, por el contrario, a las calizas rojas inferiores de CANEROT, VILLENA *et al.* (1980).

4) *Estratotipo*: Corte Norte-Sur de Los Molares, al SW de Alacón, sobre el borde de carretera de Muniesa, después por la de Oliete (X = 0° 42' W; Y = 41° 01' N. Hoja 1/50.000, núm. 467: Muniesa. Provincia de Teruel).

5) *Descripción*: En los relieves de Molares, el complejo detrítico del Barremiense inferior está cubierto por un conjunto carbonático donde aparecen cuatro mesosecuencias positivas margocalcáreas. La serie, estratocreciente, presenta una potencia de 50 h. Las margas son verdes o marrones, fosilíferas. Las calizas, beiges o rojas, ricas en Lamelibranquios rotos, se disponen en barras arenosas de estratificación oblicua, sobre todo a techo de las litosecuencias 3 y 4. Discontinuidades cada vez más importantes, coronan las distintas unidades sedimentarias.

6) *Aspectos regionales*: Una de las características de las calizas de Alacón es su vasta extensión dentro del conjunto de la cuenca de Oliete. Sobre los bordes del área de sedimentación, se extienden, en efecto, ampalimente, más allá que las calizas y margas de Blesa subyacentes, para recubrir diversos terrenos del Jurásico (Kimmeridgiense a Lías).

Pero en realidad esta disposición transgresiva marginal no aparece más que a nivel de las litosecuencias 3 y 4, unidades en cuyo seno las variaciones de facies son débiles. En contraste con esto, las litosecuencias subyacentes, de extensión más reducida, comparable a la de la formación del Barremiense inferior, acusan modificaciones notables con, en particular, paso a calizas y margas con Caráceas, a veces conglomeroidales y desagarradas por «fenestrae», en las zonas de borde (cortes de Aragón, Obón, por ejemplo).

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada sobre la que se individualizan barras arenosas progradantes. Medio infralitoral, subtidal.

8) *Correlaciones*: Las calizas de Alacón, de las que, según acabamos de ver, suceden sin discontinuidad importante a las capas de Blesa subyacentes y finalizan en una discontinuidad mayor, deben ser consideradas como el equivalente lateral noroccidental de las capas de Ares del Maestre, de Morella y de Chert, ampliamente desarrolladas en las cuencas de Mora de Rubielos y del Maestrazgo.

9) *Edad*: La atribución al Barremiense superior y al Bedouliense basal, de la formación aquí considerada, descansa en la presencia, en los últimos bancos de *Palorbitolina lenticularis*.

10) *Referencias*: CANEROT (1974); MEKEL *et al.* (1971-1976); ALME-LA *et al.* (1977); MARTIN *et al.* (1977); CANEROT, VILLENA *et al.* (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

#### a.III: Margas de Forcall.

A las calizas de Obón siguen, separadas de estas últimas por una discontinuidad regional ferrificada, una serie margosa bien reconocible en los paisajes cretácicos, donde ocupa las depresiones y que tanto por su litofacies (margas verdes homogéneas) como por su posición estratigráfica (Bedouliense no basal) corresponde a la formación ya definida en el Maestrazgo Central. Su espesor es máximo en el sector de Alacón-Oliete, donde alcanza 35 m (margas verdes de Oliete, en CANEROT, VILLENA *et al.*, 1980).

Netamente extensiva por relación a las calizas subyacentes, esta formación margosa desaparece sobre los bordes de la cuenca de Oliete cortada en bisel por erosión, bajo las arenas albenses de Utrillas, tanto al Oeste (Blesa) como al Este (Andorra) o al Norte (Ariño), donde su potencia es, sin embargo, reducida. Por esta razón, su verdadera extensión no puede fijarse. Hacia el Sur, su presencia en la Cuna Cerro subraya la persistencia de relaciones con la cuenca meridional de Mora de Rubielos.

#### a.IV:

- 1) *Nombre*: Calizas de Oliete.
- 2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Corresponde a la parte superior de la formación «Calizas de Palomar» de MEKEL *et al.* (1976) y al conjunto de margocalizas alternante, margas de la Bergerie y calizas rojas superiores de CANEROT, VILLENA *et al.* (1980).

4) *Estratotipo*: Provincia del Teruel. Corte de la carretera de Muniesa a Oliete, km 30 a 27 ( $X = 0^{\circ} 42' W$ ;  $Y = 41^{\circ} 00' 30'' N$ . Hoja 1/50.000, núm. 467: Muniesa).

5) *Descripción*: En el sector de Oliete la formación aquí descrita, cuyo espesor es de alrededor de 200 m, comprende tres miembros sucesivos:

- *las calizas de Cabezo Negro*, de tono beige dominante, que suceden sin discontinuidad notable a las margas de Forcall. Soportan la población de Oliete.

En detalle, se componen de una sucesión estratocreciente de una quincena de litosecuencias (mesosecuencias plurimétricas positivas), margas-margocalizas-calizas. Las margas son a veces nodulosas y de color claro. Las calizas se presentan como bioclásticas o gravelosas, bioturbadas. Poco a poco, las discontinuidades que cubren estas unidades sedimentarias se afirman y este primer miembro se encuentra así coronado por una ruptura mayor, materializada en un «hard ground» ferruginoso (50 m);

- *las margas de la Dehesa*, donde aparecen numerosas secuencias ternarias compuestas por margas blancas o verdes, muy ricas en conchas, margocalizas arriñonadas, y calizas gredosas, bioclásticas. El término inferior, arcilloso, es muy ampliamente dominante. No es destacable ninguna discontinuidad notable (20 m);

- *las calizas de Los Estancos*, se trata de un conjunto de color generalmente rojizo o marrón, formado por secuencias litológicas bi o plurimétricas positivas binarias (margas beiges, lumacuélicas-calizas grises o rojas, bioclásticas) o ternarias (margas-margocalizas-calizas). Algunos bancos de caliza gredosa con estratificación oblicua han sido identificados en la parte inferior de este miembro (80 m). Una discontinuidad importante aparece a techo de la formación.

6) *Aspectos regionales*: Las calizas de Oliete presentan una extensión relativamente débil dentro de la cuenca, en razón de una ablación posterior. No obstante, se han reconocido hacia el interior de una línea que uniese Estercuel, Ariño, Cortes de Aragón y Obón. Más allá de este límite las margas verdes de Forcall e incluso las calizas de Alacón, las que soportan las formaciones más recientes. Aunque se nota una disminución lateral de espesor, no destaca ninguna modificación importante de facies, exceptuando al Sur, en la Cuna Cerro, es decir, en



la articulación con la cuenca de Mora de Rubielos, donde los tres miembros definidos en Oliete se confunden en una serie roja bastante homogénea en la que alternan margas lumaquéticas y calizas arriñonadas bioclásticas.

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada interna, protegida. Medio infralitoral.

8) *Correlaciones*: Las calizas de Oliete son un equivalente lateral noroccidental de las calizas de Villarroya de los Pinares, tan ampliamente extendidas en las cuencas de Mora de Rubielos y del Maestrazgo. El paso a estas últimas calizas se efectúa a la altura de la bocana o gola de Cuna Cerro o en sus proximidades. Es de notar que si, como en las áreas de sedimentación vecinas, existe una relativa continuidad de sedimentación con las margas subyacentes de Forcall, en cambio, la discontinuidad que cubre las calizas de Oliete no aparece bien definida más que en la cuenca de Oliete o en sus inmediatas cercanías.

9) *Edad*: La presencia de Mesorbitolinas (*M. parva*, *M. texana*) autoriza la atribución de las calizas de Oliete al Gargasiense y probablemente al Bedouliense terminal.

10) *Referencias*: CANEROT (1974); MEKEL *et al.* (1971, 1976); ALMELA *et al.* (1977); MARTIN *et al.* (1977); CANEROT, VILLENA *et al.* (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

#### a.V: Los lignitos de Escucha.

Esta formación está, como señalan PARDO y VILLENA (1979), bien representada en la cuenca de Oliete, particularmente al NE de este área sedimentaria.

Apoyándose en discordancia sobre las Calizas de Oliete, la sucesión más completa es bien visible a 3 km al Este de Oliete, a un lado y a otro de la carretera de Ariño, donde se reconocen los tres miembros que la caracterizan en la localidad tipo de Escucha. Se nota en particular el débil espesor (25 m) del miembro inferior (Barriada), por lo demás rico en material terrígeno fino (areniscas, limos, silts) y el gran desarrollo (75 m) del miembro medio (Regachuelo), así como su riqueza en lignito, justificando las explotaciones a cielo abierto de la región minera de Ariño-Andorra.

Según PARDO (1979), estos diferentes términos se sustituyen entre sí, siguiendo un proceso de desbordamiento lateral sobre los márgenes del área de sedimentación, bien visible en el dominio más meridional de Utrillas-Aliaga.

Su extensión permanece, no obstante, limitada a la región circunscrita por las localidades de Corte de Aragón, Ariño, Andorra, Alcoriza y Molinos, a causa de una ablación posterior. Hacia el Sur hay una probable continuidad de sedimentación con la cubeta de Utrillas y Escucha, a la altura de Cuna Cerro.

### 6.3.2. Cretácico superior (Fig. 6.2)

#### *Grupo de Fortanete*

En el límite del Maestrazgo y del Bajo Aragón, en la región central de Fortanete, aparece, con bastante buenas condiciones de afloramiento, la serie neocretácica más potente (600 m aproximadamente) del dominio estudiado; por eso en ella fueron identificados muy pronto los principales pisos del Cretácico superior ibérico. Así se justifica la denominación aquí propuesta.

El grupo de Fortanete comprende seis formaciones sucesivas del Albense al Maästrichtense. Estas formaciones se caracterizan, en general, por su gran extensión y sus modestas variaciones de espesor y facies a lo largo de las Ibérides Centrales y del Maestrazgo. Las modificaciones verticales son, en cambio, importantes, puesto que se pasa de los depósitos detríticos de Utrillas, que marcan el comienzo de la sedimentación neocretácica, a los igualmente terrígenos, del Paleoceno, que clausuran el período considerado, a través de un complejo sedimentario que comprende un amplio abanico de rocas carbonáticas; margas, calizas y dolomías principalmente.

La unidad del grupo está, por lo demás, sellada por dos discontinuidades regionales, que la separan a la base del Cretácico inferior, y al techo del Terciario.

#### *b.I:*

1) *Nombre:* Arenas de Utrillas.

2) *Rango:* Formación.

3) *A. históricos:* La presente formación en la región estudiada ha recibido sucesivamente las designaciones principales que siguen: Arenas versicolores claras de Utrillas: FALLOT y BATALLER (1927); Capas de Utrillas: TRICALINOS (1928) y SAEFTEL (1961); Capas superiores de Utrillas: HAHNE (1930); Utrillense: GÓMEZ DE LLARENA (1960); Utrillas: CANEROT (1974); Arenas de Utrillas: AGUILAR *et al.* (1971).

4) *Estratotipo:* La localidad tipo propuesta por AGUILAR *et al.* (1971), la vertiente norte de la Muela de Sant Just, es poco adecuada por la extensión de los recubrimientos. Debido a ello, PARDO (1979) utiliza los siguientes perfiles tipo: Cabezo del Refollo, al N de Gargallo (X = 35' 40" W; Y = 40° 51' 20" N. Hoja 1/50.000, núm. 493, Oliete) que puede adoptarse como estratotipo y Muela de la Rambla, al E de Portalrubio (X = 58' 45" W; Y = 40° 49' 45" N. Hoja 1/50.000, número 517, Argente) que puede constituir un paraestratotipo.

5) *Descripción:* En el sector de la localidad tipo se trata de capas esencialmente arenosas y areniscosas, débilmente compactadas, versi-



colores (tonos del blanco al rojo ladrillo o al violeta parduzco, pasando por toda una gama de beiges, marrones y rojos) que alternan con niveles de arcillas igualmente de colores vivos. La presencia de caolín ha justificado algunas explotaciones esporádicas.

Estos depósitos se organizan en secuencias granodecrecientes que, a su vez, integran varias megasecuencias de evolución total granocreciente. En las arenas se reconoce habitualmente una sucesión vertical de estructuras consistente en estratificación cruzada en surco seguida de laminación debida a ripples linguoides. En los perfiles tipo y, en general, hacia las áreas más noroccidentales de la región que nos ocupa, se desarrollan tramos arenosos basales organizados en potentes sets de estratificación cruzada planas.

La alteración reciente, unida a circulación de aguas superficiales, es frecuente, confiriendo a la roca una arquitectura aberrante, en relación con una migración selectiva de óxidos férricos. El paso a los lignitos de Escucha está, en forma muy general, marcado por una discontinuidad CERVERA *et al.* (1976), PARDO (1979), acompañándose de importantes acanalamientos con discordancia angular local.

Hacia el techo de la formación aparecen intercalaciones de lutitas carbonosas, areniscas calcáreas y calcarenitas pardas, todas ellas bioturbadas. Los términos detríticos presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y ocasionalmente «herring bone». Estos depósitos, con un desarrollo de hasta 50 m, constituyen la transición a la Formación de Mosqueruela suprayacente.

6) *Aspectos regionales:* Las arenas de Utrillas desde siempre han llamado la atención de los autores por su vasta extensión y su relativa homogeneidad de facies.

Se conoce la formación aquí considerada a lo largo del conjunto de las cuencas de Mora de Rubielos y Oliete, pero desborda muy ampliamente las áreas de sedimentación de las capas eocretácicas subyacentes, tanto hacia el Norte como hacia el Oeste y NM. En esta última dirección ocupa así el dominio de las Ibérides Centrales, donde, en ausencia casi general del Cretácico inferior (las arcillas pisolíticas recientemente descubiertas, PARDO y VILLENA, 1981, en los alrededores de Nuevalos, podrían representar un testigo aislado de una sedimentación en facies Weald o un equivalente de la Formación Escucha), las arenas que la caracterizan recubren extensivamente diversos términos más antiguos, que van del Jurásico superior al Paleozoico. Hacia el Este se opera un paso lateral a las calizas y margas de Mosqueruela, a lo largo de una zona que cubre el Maestrazgo occidental, y se alarga hacia el NE en dirección al delta del Ebro, en el Maestrazgo septentrional. De hecho, la formación está presente, aunque reducida a sólo algunos metros de espesor, sobre el borde norte de la cuenca eocretácica.

Hacia el Sur, en fin, las arenas desbordan el sector de nuestro estudio para extenderse ampliamente a través del dominio Ibérico meridional.

No obstante, se debe señalar que en dos puntos del Maestrazgo occidental, cerca de Cuevas de Canart, la formación correspondiente falta. Las calizas y margas de Mosqueruela se superponen entonces, hecho excepcional, según parece, en el dominio ibérico, sobre diferentes términos del Aptense y del Barremiense subyacente.

7) *Génesis*: Medio fluvial que evoluciona de NW a SE desde cursos entrelazados a cursos meandriformes con amplias cuencas de inundación. Esta evolución se reconoce también en la vertical de los perfiles tipo.

El tránsito a los materiales de la Formación de Mosqueruela suprayacente se realiza mediante depósitos correspondientes a medios transicionales, con desarrollo de llanuras mareales y cordones playeros que, con frecuencia, se organizan en secuencias de progradación costera que indican que la sedimentación está ligada a pulsaciones «regresivas» dentro del fenómeno transgresivo general que conduce a la implantación de un medio de plataforma.

8) *Correlaciones*: Las arenas de Utrillas recubren, como hemos visto, las diversas formaciones mesozoicas y hasta paleozoicas subyacentes, a través de una discontinuidad generalizada. Diácronas, pasan lateralmente hacia el E y SE a diversas capas de la formación de calizas y margas de Mosqueruela. Hacia el N y el O su extensión está unida a una erosión marginal.

9) *Edad*: En la región tipo, las arenas de Utrillas están comprendidas entre los lignitos, cuyos últimos horizontes se han atribuido al paso Aptense-Albense a partir de asociaciones espora-polinicas (BOULOUARD y CANEROT, 1970) o al Albense inferior por Ostrácodos (AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA, 1971), y calizas y margas cuya edad Vraconiense confirma la presencia de *Orbitolina duranddelgai*. Su edad Albense s. stricto, puede así admitirse. Hacia el E soportan calizas con Orbitolínidos del Albense superior, y no representan, por tanto, más que una parte de este piso. Hacia el O y el NW, por el contrario, aparecen subyacentes a las calizas de Prealveolinas del Cenomanense superior y pueden, por tanto, comprender el Vraconiense y el Cenomanense inferior y medio.

10) *Referencias*: TRICALINOS (1928); SAEFTEL (1959); CANEROT (1969-1974); AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA (1971); CANEROT *et al.* (1977); PARDO y VILLENA (1979); PARDO (1979).

## b.II:

- 1) *Nombre*: Calizas y margas de Mosqueruela.
- 2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Entre las formaciones informales a las que pueden asimilarse las calizas y margas de Mosqueruela citaremos: las calizas margosas con *Ostrea flabellata* de COQUAND (1865). Las capas de Crivillen, de HAHNE (1930), las capas de Orbitolínidos, Hensoninas y Otras, luego con Prealveolinas de CANEROT (1974).

4) *Estratotipo*: Provincia de Teruel, corte de la carretera de Villarroya de los Pinares a Fortanete, km 67-69 (X = 0° 38' W; Y = 40° 30' N. Hoja a 1/50.000, núm. 543: Villarluengo).

5) *Descripción*: En la amplia área sinclinal de Fortanete y Mosqueruela, en el límite del Bajo Aragón con el Maestrazgo, la formación de margas y calizas de Mosqueruela, cuyo espesor global es de 180-200 metros, comprende tres miembros sucesivos, correspondiendo cada uno a una litosecuencia positiva, margosa y arenosa en la base, calcárea al techo. Así, en la carretera de Villarroya de los Pinares a Fortanete, al subir el Col de Villarroya, se observan:

- las llamadas calizas de Cuarto Pelado (alto situado al Este de Fortanete, donde este primer miembro está representado), correspondiente a las «capas de *Neorbitolinopsis conulus*» de CANEROT (1974). Son calizas gravelosas o bioclásticas, arriñonadas, beiges, en bancos pequeños, ricas en Orbitolinas, que trazan en el paisaje una barra inferior. Siguen a las arenas de Utrillas a través de una serie de areniscas y margas beiges (20 m);
- las margas y calizas del Pinarueco (monte situado al Norte de Fortanete, hoja núm. 544: Forcall) o «capas con *Orbitolina duranddelgai*», en CANEROT, 1974. Las margas, inferiores, poco zoógenas, son grises o beiges e intercalan arenas y areniscas. Las calizas que siguen y dibujan una barra central en el paisaje son bioclásticas, gravelosas o oolíticas, beiges a rojizas, en bancos pequeños con estratificación a menudo perturbada, ondulada, oblicua o entrecruzada (80 m);
- por último, las margas y calizas de Puerto de Villarroya, o «capas de Prealveolinas» (CANEROT, 1974; GAUTIER, 1980). Este tercer y último miembro comprende en primer lugar margas verdes o amarillentas y margocalizas con *Exogyras*, luego calizas (barra superior en el paisaje) margosas en bancos pequeños o plaquetas amarillentas, seguidas por calizas masivas beiges o grises, bioclásticas, gravelosas u oolíticas, episódicamente dolomitizadas (70 m).

6) *Aspectos regionales*: Los tres miembros que en la región tipo de Fortanete, en el Bajo Aragón, caracterizan la formación de calizas y margas de Mosqueruela han sido reconocidos igualmente más al Este, en el Maestrazgo occidental, hasta la cercanías de Culla. Más allá de este límite oriental, o sea, en la proximidad del litoral mediterráneo,

la serie se vuelve, en efecto, esencialmente carbonática, dificultando su división tripartita.

Hacia el Sur, las tres barras calcáreas se observan hasta las cercanías de Cortes de Arenoso (GAUTIER, 1971). Más al Sur, la serie, en cuyo seno predominan las calizas, decrece rápidamente en espesor y se carga de material detrítico. Su extensión real no puede precisarse debido a una ablación más reciente.

Hacia el Oeste, la erosión es igualmente responsable de la ausencia actual de depósitos más allá del meridiano de Cedrillas.

Por último, hacia el Norte el paso lateral entre las capas carbonáticas de la formación de Mosqueruela y las arenas de Utrillas aparece acompañado de una disminución progresiva de potencia. Así el miembro inferior de Calizas de Cuarto Pelado no ha sido reconocido al Norte de una línea Villarluego-Forcall-Tortosa. El miembro medio de margas y calizas de Pinarueco apenas ha sido señalado más allá de la transversal Molina de Aragón-Montalbán-Beceite. Más lejos, el término superior de calizas de Puerto de Villarroya, a veces reducido a algunos metros, e intensamente dolomitizado, en particular en las cercanías de Ateca y Nuévalos, en las Ibérides Centrales (formación definida por FLOQUET y MELÉNDEZ en la presente obra), se superpone directamente a las arenas de Utrillas. Estas capas carbonatadas desbordan igualmente el cuadro geográfico estudiado para desarrollarse a través de las Ibérides Noroccidentales hasta la proximidad de la cuenca cantábrica.

7) *Génesis*: Amplia plataforma carbonatada, sin barras, muy ampliamente abierta, sobre la que se depositan sedimentos calcáreos y margosos de medio infralitoral predominante al E y al SE. Hacia el NW esta plataforma está invadida por aportes terrígenos de llanura litoral, englobando medios medio a supralitorales y asegurando la transición gradual a los sedimentos continentales fluviales de las areniscas de Utrillas.

8) *Correlaciones*: Al Este, en el Maestrazgo, las calizas y margas de Mosqueruela se superponen a las areniscas del Maestrazgo, a través de una discontinuidad generalizada. Yendo hacia el Oeste y NW, en el Bajo Aragón, se observa el paso lateral gradual del miembro inferior (calizas de Cuarto Pelado), después del medio (margas y calizas del Pinarueco) y finalmente de la parte inferior del miembro superior (margas y calizas del Puerto de Villarroya), a las arenas y areniscas de Utrillas.

En cuanto a la parte superior de este último miembro, permanece a través de los sectores marginales de Nuévalos y de Ateca, en el sector central de las Ibérides, donde FLOQUET y MELÉNDEZ (ver capítulo relativo al Cretácico de la zona IV: Castilla-Cameros) subdividen el conjunto carbonatado en dos formaciones: Formación de Santa María de las Moyas y Formación de Nuévalos.

9) *Edad*: Los tres miembros constituyentes de la formación de calizas y margas de Mosqueruela han podido datarse por su contenido específico en Foraminíferos bentónicos.

Así, el miembro inferior de calizas de Cuarto Pelado, ha proporcionado *Neorbitolinopsis conulus*, Orbitolínido característico del Albense superior; el miembro medio, de margas y calizas de Pinarueco, contiene *Orbitolina duranddelgai*, forma del Vraconiense; el miembro superior de margas y calizas del Puerto de Villarroya de los Pinares ha proporcionado Prealveolínidos que caracterizan el Cenomanense.

10) *Referencias*: HAHNE (1930); REICHEL (1936); CANEROT (1974); CANEROT y PIGNATELLI (1977); GAUTIER (1979).

### b.III:

1) *Nombre*: Dolomías del Barranco de los Degollados.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: La formación aquí considerada ha sido sucesivamente designada bajo los términos de capas de Pithonellas por VILLENA (1971); complejo dolomítico, por CANEROT (1974); «dolomite member», por MEKEL *et al.* (1976); unidad CS, dolomías masivas, por PÉDAUYE (1980); formación dolomítica, por GAUTIER (1980).

4) *Estratotipo*: El corte de referencia de la formación se sitúa en la provincia de Teruel, en la carretera de Villarlengo a Ejulre, kilómetro 22, vertiente oriental del Barranco de los Degollados (X = 0° 33' W; Y = 40° 42' 45" N. Hoja 1/50.000, núm. 518: Montalbán).

5) *Descripción*: En el corte tipo del Barranco de los Degollados, encima de las calizas dolomíticas masivas del Cenomanense y de la superficie irregular que las termina, se desarrollan dolomías marrones o grises, finamente cristalizadas, en pequeños bancos, dibujando un pequeño entrante, seguidas por dolomías grises o beige, más masivas, cristalinas. El conjunto llega a los 40 m de espesor. Algunas secciones de conchas de *Durania* han sido descubiertas recientemente en los últimos bancos epigenizados.

6) *Aspectos regionales*: El complejo de dolomías del Barranco de los Degollados es conocido en toda la región más al Sur de Fortanete y Mosqueruela, lo mismo que en el Maestrazgo central y oriental, hasta el litoral mediterráneo, con débiles variaciones de espesor y facies. Más al Sur, su ausencia es de origen erosivo, lo mismo que hacia el Oeste, donde los afloramientos no sobrepasan el meridiano de Cebrillas.

Yendo hacia el Norte parecen individualizarse dos dominios:

- al NW, las dolomías han sido observadas a través del conjunto de las Ibérides orientales, bajo litofacies bastante constantes: dolomías finas ocupando un pequeño entrante sobre las calizas



o dolomías de Prealveolinas, y recubriendo estos últimos bancos por intermedio de una discontinuidad a menudo neta, luego dolomías más masivas, con Rudistas. Pasan lateralmente en las cercanías de Ateca, a una serie menos epigenizada, fosilífera, cuya potencia en seguida va creciendo en dirección NW, a través de las Ibérides Noroccidentales. En estos sectores de las Ibérides centrales y noroccidentales, FLOQUET y MELÉNDEZ distinguen igualmente (ver capítulo del Cretácico superior de la zona IV: Castilla-Cameros) dos formaciones sucesivas: la Formación de Monterde y de Jaraba;

- al NE, la masa dolomítica disminuye de espesor, por el contrario, muy rápidamente, sobre una discontinuidad que se afianza progresivamente. En el macizo de los Ports de Beceite (CANEROT, 1974; CADILLAC, 1979), donde las calizas cenomanenses con Prealveolinas se encuentran directamente bajo el Senonense margocalcáreo, no ha podido ser puesta en evidencia.

7) *Génesis*: Plataforma carbonatada, al principio ampliamente abierta y sin barras, después progresivamente restringida y recortada por barras arenosas o carbonáticas, progradantes. Medios infralitoral, después medio litoral y por último supralitoral, evolucionando a veces hasta el estadio de emersión.

8) *Correlaciones*: Reposando sobre las calizas de Puerto de Villarroya a través de una ruptura sedimentaria regional y pasando progresivamente hacia el techo a las calizas del Organo de Montoro, estudiadas más adelante, la formación de dolomías del Barranco de los Degollados desaparece hacia el Norte por no sedimentación y hacia el Sur y el Oeste cortada por la erosión. En dirección al NW y de las Ibérides Centrales, se observan las equivalencias con las formaciones parcialmente epigenizadas de Monterde y de Jaraba, descritas por FLOQUET y MELÉNDEZ.

9) *Edad*: Las dolomías aquí consideradas son tradicionalmente atribuidas al Turonense en razón de su posición entre las calizas cenomanenses de Prealveolinas que las soportan y las margas y calizas con Rudistas del Coniaciense y del Santoniense que las suceden. La presencia de formas del género *Durania*, al techo de la formación, confirma esta atribución. Debe señalarse, además, que en las Ibérides Centrales la formación de Monterde ha podido ser atribuida al límite Cenomanense-Turonense y al Turonense inferior por Ammonites: MOJICA y WIEDMANN (1977), y la formación de Jaraba al Turonense superior en razón de la presencia de Rudistas y a partir de argumentos de posición en la serie neocretácica.

10) *Referencias*: VILLENA (1971); CANEROT (1974); CANEROT, CRESPO y NAVARRO (1977); CANEROT, VILLENA *et al.* (1980); GAUTIER (1980); PEDAUYE (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

*b.IV:*

1) *Nombre:* Calizas del Organo de Montoro.

2) *Rango:* Formación.

3) *A. históricos:* La formación carbonática aquí considerada corresponde a las capas de Spirocyclus de VILLENA (1971), a las calizas conglomeroides de CANEROT (1974) a las calizas acintadas y después brechoides de PEDAUYE (1980) y a la formación calcárea del Coniaciense de GAUTIER (1980).

4) *Estratotipo:* Corte efectuado en la provincia de Teruel, a lo largo de la carretera de Villarluego a Ejulve, km 23 (X = 0° 33' W; Y = 40° 42' 40" N. Hoja 1/50.000, núm. 518: Montalbán).

Otro corte en el valle del río Guadalupe, a través del paraje turístico del Organo de Montoro (X = 0° 33' W; Y = 40° 41; igual hoja topográfica).

5) *Descripción:* Encima de las dolomías turonenses con *Durania* del Barranco de los Degollados, vienen las calizas grises o blancuzcas, sublitográficas, en pequeños bancos, conteniendo *Miliólidos*, *Textulariidos* y *Discórbidos*.

En seguida aparecen a una decena de metros por encima de las dolomías precitadas, calizas gris brechoides, masas ricas en «cailloux» marrones o negros, angulosos o redondeados, conteniendo aún algunos *Miliólidos* y *Discorbis* y cuya potencia llega a 50 m en la serie de referencia. Continúan a lo largo de una veintena de metros calizas grises en paquetes, con raros *Miliólidos*, presentando pseudomorfos de yeso, «birds eyes» y huellas (grietecitas) de desecación, y admitiendo algunas intercalaciones mayores. La serie de calizas del Organo se termina en pocos metros con algunas pequeñas secuencias binarias que asocian margas y calizas con raros «cailloux noirs», conteniendo *Miliólidos* y luego pequeños Rudistas.

El espesor total de la formación se estima en 80 metros.

6) *Aspectos regionales:* Las calizas del Organo de Montoro de Mezquita se conocen con características litológicas y espesor bastante constantes, a lo largo de la región bajo-aragonesa de Villarluego y Fortanete. Hacia el Sur, en la región de Mosqueruela, al igual que en el Maestrazgo meridional, la formación reducida en potencia y a menudo erosionada, está generalmente epigenizada y, por ello, difícil de separar de la unidad subyacente de dolomías del Barranco de los Degollados. Hacia el Ooeste, ningún afloramiento se ha conservado más allá del meridiano de Villarroja de los Pinares, haciendo imposible toda interpretación.

Al NE, en el Maestrazgo septentrional, hasta la actualidad no se conoce ningún testigo de la formación aquí considerada, y la hipótesis más generalmente avanzada ha sido la de una ausencia de depósito.

Hacia el Norte y el NW, por último, aparecen modificaciones importantes. Así, en las proximidades de Montalbán y Segura de los Baños, una fuerte reducción de potencia y numerosas discontinuidades afectan a la serie, esencialmente representada por calizas con «cailloux noirs» (CANEROT y FLOQUET, inédito). Luego, más al NW, pasado Molina de Aragón y Daroca, en las Ibérides Centrales, esta formación calcárea engrosa de nuevo rápidamente, alcanzando 200 m en el sector de Ateca, donde FLOQUET y MELÉNDEZ han definido la formación equivalente de calizas del Pantano de la Tranquera (ver el capítulo sobre Cretácico superior de la zona IV: Castilla-Cameros).

7) *Génesis*: Amplia plataforma carbonatada muy litoral. Medios que evolucionan rápidamente; al principio, medios intertidales, luego supratidales; sebkhas costeras, episódicamente emergidas, y por último vuelta a medios subtidales a intertidales.

8) *Correlaciones*: No ha sido puesta en evidencia ninguna discontinuidad notable ni a la base ni al techo de la formación aquí considerada. Una dolomitización parcial o total hace todo intento de correlación azaroso cuando no imposible en dirección Sur. Al Oeste, la serie falta por erosión, y al NE por probable no sedimentación. Hacia el NW, finalmente, se observa el paso gradual a la formación de calizas del Pantano de la Tranquera, descrita en las Ibérides Centrales.

9) *Edad*: Las calizas del Organo de Montoro pueden ser atribuidas con reservas, y en base a criterios posicionales, al Coniaciense. Las formaciones subyacentes y suprayacentes están, en efecto, datadas paleontológicamente como del Turonense y del Santoniense, respectivamente.

10) *Referencias*: VILLENA (1971); CANEROT (1974); CANEROT, CRESPO y NAVARRO (1977); CANEROT, VILLENA *et al.* (1980); GAUTIER (1980); PEDAUYE (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

#### **b.V:**

1) *Nombre*: Margas y calizas de la Canadilla.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Se trata de un equivalente parcial de las capas santoniense con Rudistas de FALLOT y BATALLE (1927), de las capas de Palomita de HAHNE (1930), de las calizas con Spirocyclina de VILLENA (1971) y de las calizas de la Cañadilla de MEKEL *et al.* (1976). La formación corresponde, además, a las calizas y margas con Radiolíticos, luego de Miliólidos y Caráceas, de CANEROT (1974) y a las calizas con Miliólidos y niveles de Rudistas, de PEDAUYE (1980).

4) *Estratotipo*: La serie es atravesada por la carretera de Villarluego a la Cañada de Benatanduz, km 40, Pinarueco (X = 0° 32' 30" W; Y = 40° 37' 40" N. Hoja 1/50.000, núm. 543: Villarluego. Provincia de Teruel).

Otros cortes que pueden servir de referencia: Corte de los Estrechos ( $X = 0^{\circ} 34' 30''$  W;  $Y = 40^{\circ} 40''$  N. Hoja de Villarluengo). Corte de la Cañadilla ( $X = 0^{\circ} 36' 40''$  W;  $Y = 40^{\circ} 44' 30''$ . Hoja 1/50.000, número 518: Montalbán. Provincia de Teruel).

5) *Descripción*: En la Garganta del Río Cañada, al Oeste de Pinarueco, al igual que en la región vecina de Fortanete, la serie aquí considerada puede, según GAUTIER (1980), dividirse en tres conjuntos sucesivos:

- margas blancas intercaladas con calizas gredosas y margo calizas con Miliólidos y fragmentos de Rudistas (20 m);
- calizas sublitográficas claras con pasadas margosas, conteniendo igual fauna (15 m);
- por último, margas blancas alternando con calizas gredosas blancas o amarillentas, en las que a Miliólidos y Rudistas se añaden fragmentos de algas (30 m). Este último conjunto admite algunas concreciones de yeso traslúcido.

En los cortes de los Estrechos y de la Cañadilla se observa la misma monotonía de litofacies, no obstante con un notable desarrollo del yeso en las margas superiores, por lo demás ricas en Caráceas.

6) *Aspectos regionales*: La formación de margas y calizas de la Cañadilla es bastante uniforme por sus litofacies y espesor (cerca de 50 m) en toda la región bajo-aragonesa de Villarluengo, Fortanete y Mosqueruela, donde sus tonos muy claros y su disposición en las depresiones topográficas han atraído desde antiguo la atención de los geólogos.

Hacia el Sur y el Oeste, la ausencia de afloramiento unida a una ablación más reciente, no permite fijar su extensión y composición de facies. Al SE, en el Maestrazgo central, algunos afloramientos recientemente descubiertos (CANEROT, 1974) contienen calizas masivas con Radiolítidos, seguidas de calizas litográficas con Miliólidos y luego con Caráceas, en una serie que puede alcanzar 100 m de espesor. En cambio, al NE, en el Maestrazgo septentrional, se observa (CADILLAC, 1979), en apenas 20 metros, una sucesión de litosecuencias integrada por margas con Caráceas y calizas con Algas y Políperos, recubriendo directamente las calizas cenomanenses a través de una superficie de discontinuidad ferrificada.

En dirección al NW, finalmente, aparece primero (Montalbán-Segura de los Baños) una reducción de espesor de la serie de Pinarueco con sustitución por calizas con «cailloux noirs», Miliólidos, y fragmentos de Rudistas, de las margas y calizas gredosas, tan características de la región escogida como tipo. Pero en seguida se observa un rápido aumento de potencia y el desarrollo de calizas y calcarenitas con Rudistas, constituyendo, en las Ibérides Centrales, las formaciones de Hontoria del Pinar, Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos, descri-

tas por FLOQUET y MELÉNDEZ en el capítulo relativo al Cretácico superior de la zona IV: Castilla-Cameros, y cuyo espesor es superior a 300 metros.

7) *Génesis*: Plataforma marina carbonatada, interna. Primero medio subtidal tranquila (barros de Miliólidos) o agitado por corrientes (biostromos de Rudistas). En seguida medio margino-litoral o lagunar (margas yesíferas con caráceas).

8) *Correlaciones*: No ha podido ponerse en evidencia ninguna discontinuidad importante ni a la base ni al techo de las margas y calizas de la Cañadilla, excepto en el Maestrazgo, donde un importante hiato separa estas capas del Cenomanense subyacente. La ausencia de afloramientos no permite una interpretación en los sectores meridionales. Hacia el NW, por el contrario, existe una probabilidad de correlación con las tres formaciones de Montoria del Pinar, Burgo de Osma y Santo Domingo de Silos, definidas en las Ibérides Centrales por

9) *Edad*: Los Rudistas (Radiolítidos) encontrados en las calizas marcan generalmente el Santoniense. Las margas del techo contienen Caráceas que en otras regiones del dominio ibérico pertenecen al Campaninse y al Maestrichtense inferior (GUTIÉRREZ y ROBLES, 1976). En las Ibérides centrales, las atribuciones al Santoniense, Campaniense y Maestrichtense inferior reposan en la presencia de Rudistas y de Foraminíferos bentónicos y pelágicos.

10) *Referencias*: VILLENA (1971); CANEROT (1974); MEKEL *et al.* (1976); CANEROT, CRESPO y NAVARRO (1977); CANEROT, VILLENA *et al.* (1980); GAUTIER (1980); PEDAUYE (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

#### b.VI:

1) *Nombre*: Calizas de Fortanete.

2) *Rango*: Formación.

3) *A. históricos*: Podemos considerar que las calizas de Fortanete corresponden a las «calizas con *Lychnus*» de DE VERNEUIL y LORRIERE (1854), al Garumnense de *Lychnus* de FALLOT y BATALLER (1927) y a las calizas conglomeroidales con *Lychnus* de CANEROT (1974). Su parte inferior es un equivalente lateral de la «facies garumniense» de VILLENA (1971).

4) *Estratotipo*: Provincia de Teruel, corte de Fortanete, al Este del pueblo, carretera de Cantavieja (X = 0° 31' W; Y = 40° 30' 31" N. Hoja 1/50.000, núm. 544: Forcall).

5) *Descripción*: En el núcleo del Sinclinal de Fortanete, las margas de Caráceas que constituyen el techo de la formación de las margas y calizas blanquecinas de la Cañadilla están cubiertas sin discontinuidad por una quincena de metros de calizas sublitográficas, gris oscuro, con «cailloux noirs» y raros *Lychnus* (1.ª barra), seguidos por 5 metros de calizas y calizas margosas gris claro, con numerosos *Lychnus* (2.ª ba-

rra). Siguen, según GAUTIER (1980) una docena de metros de margas y calizas margosas con Gasterópodos dispersos y Carofitas.

La serie concluye con una veintena de metros de arcillas rojo sangre o versicolores, intercaladas con calizas nodulosas, azoicas, que pertenecen verosímilmente al Terciario (Vitrolliense de los autores) y del que no hablaremos en el presente trabajo.

6) *Aspectos regionales*: Las calizas de Fortanete, precedentemente descritas en la parte central del área sinclinal de Fortanete, no han sido encontradas de nuevo más que en el sector más septentrional de Segura de Baños, donde se individualizan, en una sucesión de 30 metros de espesor, tres barras de calizas grises de «cailloux noirs», con intercalaciones de margas con Caráceas, comprendidas entre las calizas y margas de Caráceas de la formación de la Cañadilla y las arcillas rojas de edad terciaria.

Es necesario llegar a las Ibérides Centrales para encontrar de nuevo de nuevo un equivalente a las calizas de *Lychnus* del Bajo Aragón, en las calizas nodulares llamadas de la «Sierra de la Pica», descritas por FLOQUET y MELÉNDEZ en el capítulo relativo al Cretácico superior de la zona IV: Castilla-Cameros.

En otras partes existe una laguna por erosión o no sedimentación.

7) *Génesis*: Las calizas de *Lychnus* de Fortanete se han depositado en amplias depresiones lacustres en el Bajo Aragón. Sus equivalentes en las Ibérides Centrales atestiguan la existencia de una sedimentación lagunar primero, lacustre después.

8) *Correlaciones*: No puede darse ninguna interpretación al S, SW y SE, puesto que la formación aquí considerada está ausente, sea por erosión o por no sedimentación. En dirección SW existe un tránsito lateral probable a las calizas de la Sierra de la Pica, descritas en las Ibérides Centrales.

9) *Edad*: Las calizas de Fortanete se atribuyen habitualmente al Maästrichtiense en función de la presencia de Gasterópodos del género *Lychnus*, que permiten compararlas con el «Rognacien» provenzal.

10) *Referencias*: DE VERNEUIL y DE LORRIERE (1845); DEREIMS (1898); FALLOT y BATALLER (1927); HAHNE (1930); CANEROT (1974); GAUTIER (1980); VILLENA, CANEROT *et al.* (1981).

#### 6.4. Unidades bioestratigráficas

Hasta los últimos años, la estratigrafía del Cretácico de la región estudiada se fundaba en la presencia de macrofósiles como los Moluscos y los Equinodermos. Su ausencia en la mayor parte de los terrenos estudiados hacía a menudo azarosas las atribuciones.

El desarrollo reciente de las investigaciones micropaleontológicas ha permitido poner en evidencia la existencia de microorganismos en

| E D A D       | M E D I O S   M A R I N O S                                  |                                                                                            |                                                                                                                      | N O   M A R I N O S |
|---------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|
|               | FORAM. B E N T I C O S                                       | ALGAS                                                                                      | CHARACEAS                                                                                                            |                     |
| ALBIENSE INF. | <i>Simporbitolina manasi</i>                                 | <i>Kymalithon belgium</i><br><i>Agardhiellopsis cretacea</i>                               |                                                                                                                      |                     |
|               | <i>Mesorbitolina texana</i>                                  |                                                                                            |                                                                                                                      |                     |
| GARGASIENSE   | <i>Mesorbitolina parva</i>                                   |                                                                                            |                                                                                                                      |                     |
|               | <i>Inaia simplex</i>                                         |                                                                                            |                                                                                                                      |                     |
| BEDOULIENSE   | <i>Palorbitolina</i><br><i>lenticularis</i>                  | <i>Praeorbitolina</i> gr.<br><i>comyi-wienandsi</i>                                        |                                                                                                                      |                     |
|               |                                                              | <i>Rectodictyoconus</i><br><i>giganteus</i>                                                |                                                                                                                      |                     |
| BARREMIENSE   | <i>Palaeodictyoconus cuvillieri</i> -<br><i>barrernianus</i> | <i>Cylindroporella lugdeni</i><br><i>Cylindroporella bentzenensis</i>                      | <i>Atopochara triovulvis triovulvis</i><br><i>Atopochara triovulvis triquetra</i><br><i>Globator trochiliscoides</i> |                     |
|               | <i>Torreminaella hispanica</i>                               | <i>Salpingoporella</i> cf. <i>uradanasi</i><br><i>Dissodadella</i> cf. <i>hauteriviana</i> | <i>Perimneste ancona</i><br><i>Globator trochiliscoides</i> var.                                                     |                     |
| HAUTERVIENSE  | <i>Paracostiololina querolensis</i>                          |                                                                                            |                                                                                                                      |                     |
| VALANGINIENSE | <i>Valdanchella miliani</i>                                  | <i>Salpingoporella katzeni</i><br><i>Clypeina marteli</i>                                  | <i>Perimneste micandria</i><br><i>Globator incassatus</i>                                                            |                     |
|               | <i>Fenestilla frequens</i>                                   | <i>Kopetdagania iailensis</i><br><i>Lichnella campanensis</i>                              | <i>Perimneste hornida</i><br><i>Globator maillardi</i>                                                               |                     |
| PORTLANDIENSE | <i>Anchispirocyclina lusitanica</i>                          | <i>Clypeina jurassica</i>                                                                  |                                                                                                                      |                     |

Fig. 6.3.—Las unidades biocronoestratigráficas (biozonas) definidas en el Cretácico inferior marino y no marino de la Cuenca del Maestrazgo.

la mayoría de los materiales cretácicos del Maestrazgo y de las Ibérides Centrales. Han sido propuestas igualmente biozonaciones locales, afectando, sea una parte del Cretácico inferior (SCHROEDER y CHERCHI, 1981; BILOTE *et al.*, 1978), sea el conjunto del Subsistema (CANEROT, 1979).

En el presente trabajo presentamos una división biozonal realizada para los materiales fosilíferos del conjunto del Cretácico, tanto en medio marino, a partir de Foraminíferos bentónicos y de Algas, como en medio no marino, a partir de las Carofitas. No obstante, debe señalarse que esta división no está más que excepcionalmente apoyada por la presencia de Ammonites (particularmente en el Aptense), lo que le confiere un valor regional, no generalizable sistemáticamente.

#### 6.4.1. La biozonación en medio marino

##### 6.4.1.1. Cretácico inferior (Fig. 6.3)

##### a. Biozonación por Foraminíferos bentónicos

En el estado actual de conocimientos, la división biozonal por Foraminíferos ofrece la mayor precisión en lo que concierne a la estratigrafía de las formaciones carbonáticas de plataforma del Cretácico inferior.

##### a.1. Biozona de *Anchispirocyclina lusitanica* (Portlandiense-Berriasiense basal).

Este lituólido está presente en la parte central y oriental de la cuenca del Maestrazgo, en la base de las calizas de Vallivana, asociado a otros Foraminíferos bentónicos: *Trocholina gr. alpina elongata*; *Nautiloculina oolithica*, y algas: *Cayeuxia piaae*, *C. Kurdistenensis*, *Clypeina jurasica*, *Thannatoporella parvoversiculifera*. En realidad la *Anchispirocyclina* aparece en delgadas pasadas de caliza, dentro de las dolomías llamadas «portlandienses», que soportan la formación precedente de las Calizas de Vallivana». Además, debe anotarse que esta forma índice existe en las calizas arenosas que, en la parte central y suroriental de la cuenca de Mora de Rubielos, quedan bajo las areniscas de Mora, y cuya edad, hasta ahora, se supone portlandiense.

##### a.2. Biozona de *Feurtilia frequens* (Berriasiense no basal).

Esta nueva forma está presente solamente en la parte oriental de la cuenca del Maestrazgo, en la base de la formación de calizas de Vallivana, o sea, en el miembro de calizas y margas de Cati. Allí se encuentra en abundancia, asociada a Trocholinas del Grupo *alpina-elongata*, a *Nautiloculina oolithica*, *Rectocyclamina chouberti* y a Al-



gas *Cayeuxia piae*, *C. Kurdistanensis*, *Clypeina jurassica*, *Kopetdagaria iailensis* y muy esporádicamente *Likanella campanensis*.

a.3. Biozona de *Valdanchella miliani* (Valanginiense pro-parte).

Las capas de Valdanchellas que constituyen el miembro de calizas de Salsadella están, en el Maestrazgo oriental, separadas de las que contienen *Feurtillia* por varias decenas de metros de calizas y margas con Caráceas y Dasycladáceas, desprovistas de Foraminíferos bentónicos. No existe, por tanto, aquí una continuidad rigurosa entre las dos biozonas. Estas calizas zoógenas de Salsadella contienen, acompañando a las especies índice *Valdanchella milians*, cuya extensión occidental mesogea está ahora confirmada, *Paracoskinolina pfenderae*, *Pfenderina neocomiensis*, *Pseudocyclamina lituus*, *Pseudotextulariella salevensis*, pequeñas formas de *Choffatella decipiens* (ex. ch. *pyrenaica*) y Algas: *Macroporella embergeri* y *Clypeina marteli*, principalmente.

a.4. Biozona de *Paracoskinolina querolensis* (Hauteriviense pro-parte).

Este orbitolínido ocupa la totalidad de la formación de calizas y margas de Mas de Querol. Un hiato (calizas de Carofitas de Turmell) separa, no obstante la biozona caracterizada por él, de la biozona subyacente de *Valdanchella miliani*. Además, no se conocen aún las relaciones con la serie probablemente sincrónica de las margas con Erizos y Ammonites del Maestrazgo, íntegramente oriental. *Paracoskinolina querolensis* está asociada a otros Foraminíferos: *Orbitolinopsis* sp., *Palaeodictyoconus* sp., *Mayncina bulgarica*, *Nautiloculina cretacea*, *Choffatella decipiens*, *Pfenderina globosa*, *Pseudolituonella gavonensis*, *Torinosuella* aff. *peneropliformis*, *Pseudocyclamina hedbergi*, *Derventina filipescui*, y Algas: *Salpingoporella muehlbergii*, *Cylindroporella benizarensis*, *Pseudoactinoporella fragilis*, *Boueina hochtetteri*, *Permodiculus inopinatus*, *Marinella lugeoni*, así como a las formas índice: *Dissocladella* cf. *hafteriviana* y *Salpingoporella* cf. *urladanasi*.

a.5. Biozona de *Torreiroella hispanica* (Hauteriviense terminal?-Barremiense inferior).

Este Lituólido no se ha reconocido hasta el momento más que en la parte central de la cuenca del Maestrazgo. Aparece dentro de la anterior biozona con *Paracoskinolina querolensis* y existe todavía en la biozona de *Palaeodictyoconus cuvillieri-barremianus*, pero es particularmente abundante en la parte inferior de las calizas y margas de Ares del Maestre, del Maestrazgo Central y Oriental, justamente donde los Orbitolínidos están ausentes. Se encuentra allí asociado a grandes

formas de *Choffatella decipiens*, a *Pseudocyclammina hedbergi* y a Algas: *Boueina hochtetteri*, *Permocalculus inopinatus*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Cilindroporella sugdeni*. La atribución cronoestratigráfica de la biobona no está apoyada en ningún argumento paleontológico decisivo (Ammonites en particular).

a.6. Biozona de *Palaedictyoconus* gr. *cuvillieri-barremianus* (Barremiense superior o terminal).

En las cuencas del Maestrazgo y de Mora de Rubielos, las calizas y las margas de Ares del Maestre contienen en su parte superior numerosos Orbitolínidos acompañando a la forma índice: *Palaedictyoconus* gr. *cuvillieri barremianus*. Se trata de: *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Orbitolinopsis buccifer*, Or. gr. *cuvillieri-kiliani*. Se encuentra allí también: *Choffatella decipiens* en abundancia y *Salpingoporella muehlbergii*, *Cylindroporella sugdeni*, *C. benizarensis*, *Boueina hochtetteri* y *Permocalculus inopinatus*.

a.7. Biozona de *Palaorbitolina lenticularis* (Barremiense terminal-Gargasiense basal).

Esta nueva biozona ha sido reconocida en las tres cuencas eocretácicas que ocupan la región estudiada. Hay que indicar que en la cuenca de Oliete las seis biozonas precedentes no se han identificado. En las áreas sedimentarias del Maestrazgo y de Mora de Rubielos la biozona de *Palaorbitolina lenticularis* puede subdividirse en tres subzonas sucesivas:

- subzona de *Rectodyctyoconus giganteus* (Barremiense terminal-Bedouliense basal). A la forma índice aparece asociada, en particular dentro de la formación de calizas y margas de Chert, que aflora en las cercanías de Villarroja de los Pinares (SCHROEDER y CHERCHI, 1982), *Palorbitolina praecursor*. Es abundante *Choffatella decipiens*. Las Algas, en cambio, son raras, con presencia solamente de: *Boueina hochtetteri*, *Permocalculus inopinatus*, *Lithocodium aggregatum* y *Marinella lugeoni*;
- subzona de *Praeorbitolina* gr. *cormyi-wiedmandsi*, identificada en las cuencas del Maestrazgo y de Mora de Rubielos, en la formación de margas de Forcall. Estas margas se atribuyen, en general, al intervalo Bedouliense inferior no basal-Gargasiense basal (MARÍN y SORANY, 1971) por Ammonites. Los foraminíferos bentónicos que acompañan a las Palorbitolinas (muy abundantes) y las Praeorbitolinas son raros. Citaremos *Orbitolinopsis praesimplex* en la base de la subzona, y *Choffatella decipiens* y *Pseudocyclammina hedbergi* en la totalidad de esta última;

- subzona de *Iraqia Simplex* (Gargasiense basal). Este orbitolínido es frecuente en la base de la formación de calizas de Villarroya de los Pinares, en las regiones del Maestrazgo y de Mora de Rubielos, en asociación sobre todo con los bancos inferiores, de *Mesorbitolina lotzei* y los últimos representantes de *Palorbitolina lenticularis* y *Choffatella decipiens*. También están presentes *Pseudocyclamina hedbergi*, *Sabaudia minuta* y, naturalmente, las *Toucasia* como constituyentes esenciales del contenido cacrofaunístico de las calizas.

a.8. Biozona de *Mesorbitolina parva* (Gargasiense inferior).

Este orbitolínido, descendiente directo, según R. SCHROEDER, de *Mesorbitolina lotzei*, aparece en la parte media de las calizas de *Toucasia* que caracterizan la formación definida en Villarroya de los Pinares, en la cuenca de Mora de Rubielos. Ha sido igualmente reconocido en la cuenca del Maestrazgo, al igual que en la cubeta marginal de Oliete. Los Foraminíferos que acompañan a la forma índice son escasos. Citaremos *Pseudocyclamina hedbergi* y *Sabaudia minuta*. Entre las Algas apenas aparecen más que talos poco abundantes de *Boueina* y *Permo-calculus*.

a.9. Biozona de *Mesorbitolina texana* (Gargasiense superior-Clansayense).

La parte superior de las calizas de *Toucasia* de Villarroya de los Pinares ofrece en abundancia la forma índice, asociada primeramente a *M. parva* y a *M. minuta*, orbitolínido del que deriva; después, más altas, aparecen únicamente en las cuencas del Maestrazgo y de Mora de Rubielos, *Pseudochoffatella cuvillieri* y, ya cerca del techo de la formación, *Orbitolinopsis reticulata* (ex. *O. carochi*). Las Algas son aún muy poco abundantes, ya que no se aprecian más que raras *Marinella lugenoni* y *Lithocodium aggregatum*. Es de notar que *M. texana* existe todavía en las calizas gargasienses de la cubeta de Oliete.

a.10. Biozona de *Simplorbitolina manasi* (Albese inferior).

El orbitolínidos característicos de esta sección bioestratigráfica no se conoce más que en la parte oriental de la cuenca del Maestrazgo, donde aparece a techo de las calizas de Benasal, asociado a *Mesorbitolina minuta*, *M. texana* y a las Algas que caracterizan la «facies de Vimport»: *Agardhiellopsis cretacea* y *Kimalithon belgicum*.

Encima vienen las areniscas del Maestrazgo o los lignitos de Escucha, que, tanto en un caso como en otro, no permiten la división bioestratigráfica por Foraminíferos bentónicos, que no puede volver a

realizarse hasta la llegada de sedimentos marinos carbonáticos en el Albense superior y Vraconiense (ver más adelante).

b. *Biozonación por Algas*

Estos organismos son, como se sabe, muy sensibles a las influencias de factores locales unidos al ambiente inmediato, durante el transcurso de la sedimentación. No obstante, sobre todo en el Cretácico inferior del Maestrazgo, existen asociaciones de alga y hasta individuos de vida suficientemente corta como para permitir divisiones biocronoestratigráficas fiables de escala regional (CANEROT, 1979).

b.1. Biozona de *Clypeina jurassica* (Portlandiense-Cretácico basal).

Este Alga se presenta en la parte inferior de la formación de calizas de Vallivana, de la cuenca del Maestrazgo, particularmente en las capas de Cati, donde acompaña a *Anchispirocyclina lusitanica*. Se le asocian allí Algas de posición taxonómica incierta, tales como *Thannatoporella parvoversiculifera*, *Cayeuxia priae*, *C. kurdistanensis* y *C. anae*. Debe señalarse que *Clypeina jurassica* existe también en las calizas portlandienses que cierran el ciclo jurásico en la parte oriental de la cuenca de Mora de Rubielos.

b.2. Biozona de *Kopetdagari aiailensis* y *Likanella campanensis* (Berriasiense no basal).

La asociación de estas dos especies de Dasycladáceas no se conoce más que en la parte oriental del Maestrazgo, a techo de las capas de Cati, o sea, en la parte media de la formación de calizas de Vallivana. En este mismo intervalo existe el Lituólido *Feurtillia frequens*. Entre las otras Algas citaremos *Actinoporella podolica*, *Macroporella pratturoni*, *M. embergeri* y *Salpingorella annulata*.

b.3. Biozona de *Salpingorella katzeri* y *Clypeina marteli* (Valanginiense).

Sólo en el borde oriental de la cuenca del Maestrazgo coexisten todavía estas dos Dasycladáceas, en la parte superior de las calizas de Vallivana (miembro de calizas de *Salsadella* o calizas de Valdanchellas). Allí aún se encuentran otras Dasycladáceas de la biozona precedente, particularmente *Macroporella embergeri* y *Actinoporella podolica*.

b.4. Biozona de *Salpingoporella* cf. *urladanasi* y *Dissocladella* cf. *hauteriviana* (Hauteriviense).

Las calizas y margas Mas de Querol con *Paracoskinolina querolensis* no han proporcionado estas dos Dasycladáceas más que en la región de Morella, o sea, en el centro de la cuenca del Maestrazgo. Allí se encuentra igualmente un extenso cortejo de algas que persistirán en la serie carbonática barremiense suprayacente, como *Pseudoatinoporella fragilis*, *Salpingoporella melitae* y *S. mühlbergii*.

b.5. Biozona de *Cylindroporella sugdeni* y *C. benizarensis* (Barremiense).

Dentro de las calizas y margas de Ares del Maestre con *Torreiroella hispanica* y luego Orbitolínidos primitivos, aparece, en la cuenca del Maestrazgo, así como en la parte oriental y suroriental de la cuenca de Mora de Rubielos, la asociación de estas dos *Cylindroporellas*. Se encuentran igualmente otras Dasycladáceas tales como *Pseudoatinoporella fragilis*, *Salpingoporella mühlbergii*, *Neocimeris cretacea*, además de la asociación de Rodofíceas: *Permocalculus inopinatus*-*Boueina hochstetteri*.

b.6. Biozona de *Kymalithon belgicum* y *Agardhiellopsis cretacea* (Albense inferior).

Las margas de Cervera del Maestre, las margas de Forcall y las calizas de Villarroya de los Pinares son, generalmente, muy pobres en Algas. No se encuentra en ella más que raros *Permocalculus inopinatus*, *Boueina hochstetteri* y *Marinella lugeoni*, formas sin valor cronoestratigráfico. Por ello, no puede proponerse ninguna separación biozonal de estas formaciones aptenses, ni siquiera en la cuenca del Maestrazgo, donde las capas carbonatadas están, no obstante, bien desarrolladas. Es necesario llegar al comienzo del Albense con el depósito de los últimos bancos calizos de Benasal con *Simplorbitolina manasi* para ver expandirse, aunque sólo en la parte central de la cuenca del Maestrazgo, el cortejo de Algas de la facies de Vimport, particularmente con la asociación *Kymalithon belgicum* y *Agardhiellopsis cretacea*. Se reconocen además escasas *Boueina hochstetteri*, *Lithocodium aggregatum*, *Marinella lugeoni* y *Solenopora urgoniana*.

#### 6.4.1.2. Cretácico superior (Fig. 6.4)

Los foraminíferos bentónicos, y en particular los Orbitolínidos, han permitido establecer las divisiones biozonales en el Albense superior, Vraconiense y Cenomaniense (BILOTE *et al.*, 1978).

| EDAD              | BIOZONACIÓN                     |
|-------------------|---------------------------------|
| CENOMANIENSE SUP. | <i>Prealveolina cretacea</i>    |
| CENOMANIENSE INF. | <i>Simplalveolina simplex</i>   |
| VRACONIENSE       | <i>Orbitolina duranddelgai</i>  |
| ALBIENSE SUP.     | <i>Neorbitolinopsis conulus</i> |
| ALBIENSE INF.     | <i>Simplorbitolina manasi</i>   |

FIG. 6A.—Las unidades biocronoestratigráficas (biozonas) definidas en el Cretácico medio-superior (Albense-Cenomanense) del Maestrazgo y sus alrededores.

— Biozona de *Neorbitolinopsis conulus* (Albense superior basal).

Las calizas de Cuarto Pelado, primer miembro de la formación de calizas y margas de Mosqueruela, contienen en su base *Neorbitolinopsis conulus*, tanto en el Maestrazgo como en el Bajo Aragón. Allí que constituyen el segundo miembro de la formación de calizas y margas de Mosqueruela, en el Maestrazgo y Bajo Aragón. Se encuentra asociada a otros Orbitolínidos, como *Mesorbitolina texana* y *Simplorbitolina conulus*, así como al Lituólido *Pseudocyclamina rugosa*. También se encuentra *Hesonina lenticularis* y *Cuneolina pavonia-parva*.

— Biozona de *Orbitolina concava* (Albenses superior alto).

Esta segunda biozona está bien establecida en el Maestrazgo, donde la *Orbitolina* citada aparece en la parte superior de las calizas de Cuarto Pelado, en asociación con *Mesorbitolina aperta* y *Paracoskinolina casterasi*. *Hesonina lenticularis*, *Pseudocyclamina rugosa* y *Cuneolina pavonia-parva* aún continúan presentes.

— Biozona de *Orbitolina duranddelgai* (Vraconiense).

La forma tipo de esta biozona abunda en las calizas de Pinarueco, que constituyen el segundo miembro de la formación de calizas y margas de Mosqueruela, en el Maestrazgo y Bajo Aragón. Se encuentra asociada a *Orbitolina concava*, *O. conica*, «*Neoiraquia*» *cuvillieri* y *Paracoskinolina casterasi*. Igualmente se encuentran *Pseudocyclamina rugosa*, *Carentia cuvillieri*, *Hemyclamina sigali* y *Cuneolina pavonia-parva*. Por último, en el seno de estas mismas capas desaparecen *Mesorbitolina aperta* y *Hesonina lenticularis*.

— Biozona de *Simplalveolina simplex* (Cenomanense inferior).

El alveolínido característico de esta nueva división biozonal no se conoce más que en el Maestrazgo occidental, en la parte inferior de las calizas del Puerto de Villarroya (tercer miembro de la formación de calizas y margas de Mosqueruela). En estas mismas capas se extinguen *Orbitolina concava*, *O. conica*, *Paracoskinolina casterasi*. En cambio, se repite la presencia, con abundancia, de *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri* y *Cuneolina pavonia-parva*.

— Biozona de *Prealveolina ibérica* (Cenomanense superior).

Descrita desde 1936 por REICHEL en las «capas de Prealveolinas» de la región bajo-aragonesa de Portalrubio, la forma guía es ahora conocida en la totalidad del territorio aquí estudiado. Abunda en los últimos bancos de las calizas del Puerto de Villarroya, que coronan la formación de calizas y margas de Mosqueruela, donde se asocia a

*P. cretacea brevis* y *P. cretacea debilis*. Aparecen allí también otros Foraminíferos como *Cuneolina pavonia-parva*, *Chrysalidina gradata*, *Biplanata peneropliformis* y *Pseudedomia viallii*.

Las atribuciones estratigráficas de las diferentes biozonas del Albense, Vraconiense y Cenomanense no se apoyan en ningún argumento paleontológico local. Se han establecido por comparación con las regiones vecinas y particularmente, con los Pirineos, donde las divisiones se basan en la presencia de Ammonites y Foraminíferos pelágicos (BILOTTE *et al.*, 1978).

Para el Turonense y Senonense no es posible actualmente proponer ninguna biozonación precisa en la región estudiada.

Recordemos que las dolomías del Barranco de los Degollados se han atribuido al Turonense sobre todo en razón de su posición en la serie estratigráfica, siendo los únicos fósiles que pueden ofrecer interés para la datación escasas secciones de Rudistas del género *Durania*.

La edad coniaciense de las calizas del Organo de Montoro no está apoyada en mejores argumentos paleontológicos. Son los Rudistas, y en particular los Radiolítidos (*Biradiolites retrolatus*, *B. cf. canaliculatus*, *B. aff. beaussetensis*, *B. cf. angulosissimus*) los que confirman la edad Santoniense de las calizas de la Cañadilla, donde se nota en particular la ausencia del Miliólido característico de este piso en los sectores más meridionales de las Ibérides: *Lacazina elongata*.

Finalmente, en lo que concierne a los términos más recientes del Cretácico superior (margas de la Cañadilla, calizas de Fortanete), su atribución al Campaniense probable y al Mäestrichtense se basa en la presencia de asociaciones de Carofitas (ver más adelante).

#### 6.4.2. La biozonación en medio no marino (Fig. 6.3)

Las asociaciones de Carofitas, como consecuencia de los trabajos de GRAMBAST (1974), han permitido establecer una escala biocronoestratigráfica para la mayor parte del Cretácico inferior (Berriasiense a Bedouliense) del Maestrazgo y del Bajo Aragón. En particular pueden utilizarse los estudios evolutivos de las líneas *Perimneste-Atopochara* y *Globator*.

##### 6.4.2.1. Biozona de *Perimneste horrida* y *Globator maillardi* (Berriasiense)

Estas dos formas guía están presentes en la parte inferior de la formación de calizas de Vallivana en el seno de las margas y calizas margosas intercaladas en las calizas de *Feurtillia frequens* y *Kopetdagaria iailensis-Likanella campanensis*. Se encuentran también allí, sobre todo en el borde Oeste y Norte de la cuenca del Maestrazgo, *Dictyo-*



*clavator fieri*, *Nodosoclavator bradleyi*, *Flabellochara maxima* y *Clavator reidi*, al igual que Ostrácodos.

#### 6.4.2.2. Biozona de *Perimneste micranda* y *Globator incrassatus* (Valanginiense)

En la cuenca del Maestrazgo, las calizas de Vallivana contienen en su parte superior (miembro de Turmell) la asociación de las dos formas guía, a las que se añaden *Clavator adnatus*, *Perimneste ancora* y Ostrácodos. Las capas de Caráceas superpuestas a las capas de Valdanchellas, al Este, las reemplazan a continuación lateralmente hacia el Oeste y el NW, en las cercanías de la zona de borde del área sedimentaria.

#### 6.4.2.3. Biozona de *Parimneste ancora* y *Globator trochiliscoides* var. (Barremiense basal-Hauteriviense)

Estos nuevos estadios de evolución en las líneas de *Perimneste*, *Atopochara* y *Globator* tienen lugar en el seno de las margas de Mirambell, sobre el borde occidental de la cuenca del Maestrazgo, y en el de las de Camarillas, en la cuenca de Mora de Rubielos. Pero en realidad subsisten numerosas formas valanginienses, tales como *P. micranda*, *Clavator adnatus*, mientras que aparecen *Clypeator gautieri* y *Atopochara trivolis triqueta*, especies que se reencontrarán en el intervalo biozonal siguiente.

#### 6.4.2.4. Biozona de *Atopochara trivolis triqueta* y *Globator trochiliscoides* (Barremiense no basal)

En la parte superior de las capas terrígenas de Mirambell, en el borde occidental y noroccidental de la cuenca del Maestrazgo, y de Camarillas, en la cuenca de Mora de Rubielos, la asociación tipo *Atopochara trivolis triqueta* y *Globator trochiliscoides* domina ampliamente. Se la vuelve a encontrar igualmente en la cuenca de Oliete, en las calizas y margas de Blesa. Allí se suman *Perimneste vidua*, *Clypeator cambei*, *Ascidiella ibérica*, *Triclypella calcitrata*, *Embergerella triqueta*. Según el grado de evolución de los géneros *Atopochara* y *Clypeator*, GRAMBAST, en el Maestrazgo septentrional, ha podido distinguir las zonas de El Mangraner y de San Carlos, que ha atribuido respectivamente al Barremiense inferior y al Barremiense superior.

#### 6.4.2.5. Biozona de *Atopochara trivolis trivolis* (Barremiense terminal-Bedouliense basal)

Esta forma evolucionada del género *Atopochara* vuelve a encontrarse en las arcillas rojas de Morella, de las cuencas del Maestrazgo y de Mora de Rubielos, asociada a Ostrácodos.

De forma general, las capas carbonáticas del Aptense están desprovistas de Caráceas. Se han encontrado algunos oogonios de Caráceas en las costras ferruginosas asociadas a los Lignitos de Escucha y al Utrillas, o sea, en el Aptense terminal o en el Albense, pero es preciso alcanzar el Turonense superior, y más generalmente el Senonense alto (Campaniense-Mäestrichtense) para reencontrar floras ricas en Caráceas. La revisión de las numerosas formas recogidas sobre todo en la región de Fortanete no ha sido realizada aún. Se puede pensar que la mayor parte de las especies descritas por GRAMBAST y GUTIÉRREZ (1977) en la vecina región de Cuenca están aquí presentes y tener la esperanza de que se encuentren las asociaciones que según GUTIÉRREZ y ROBLES (1976) permiten la distinción del Campaniense y del Maästrichtense.

#### 6.5. Síntesis sedimentológica, paleocológica y paleogeográfica (cf. figs. 6.5, 6.6 y 6.7, y mapas)

En el curso del Cretácico la Cadena Ibérica Central y el Maestrazgo han sido sede de una evolución sedimentológica, paleocológica y paleogeográfica compleja y fluctuante, que comprende cuatro períodos esenciales:

##### 6.5.1. *Berriasiense y Valanginiense* (fin del ciclo Malm-Cretácico basal)

Al comienzo del Cretácico, el mar ibérico, regresivo en dirección del E y SE desde el Kimmeridgiense, después de los movimientos neokimmericos no subsiste más que en un golfo estrecho que baña el Maestrazgo Central y Oriental. Así, en el *Berriasiense*, el área de sedimentación apenas sobrepasa hacia el Ooeste una línea que unise Tortosa, Morella, Villarluengo, Culla y Cabanes. Como en el Malm, este área sigue estando, sin embargo, abierta al Este. Así se ven sucederse, de Este a Oeste, sobre una plataforma carbonatada sin barras, recubierta por aguas poco profundas y de hidrodinamismo débil a medio:

- calizas gravelosas o bioclásticas con Dasycladáceas y Foraminíferos bentónicos de facies infralitoral;
- micritas con «cailloux noirs» y algas del género *Cayeuxia*, intercaladas con margas de Caráceas de facies «mixta» generalmente meso a supralitoral;
- por último, micritas con «fenestrae» y «birds eyes», intercaladas con margas de Caráceas supralitorales, características de la llamada facies «purbeckiense».

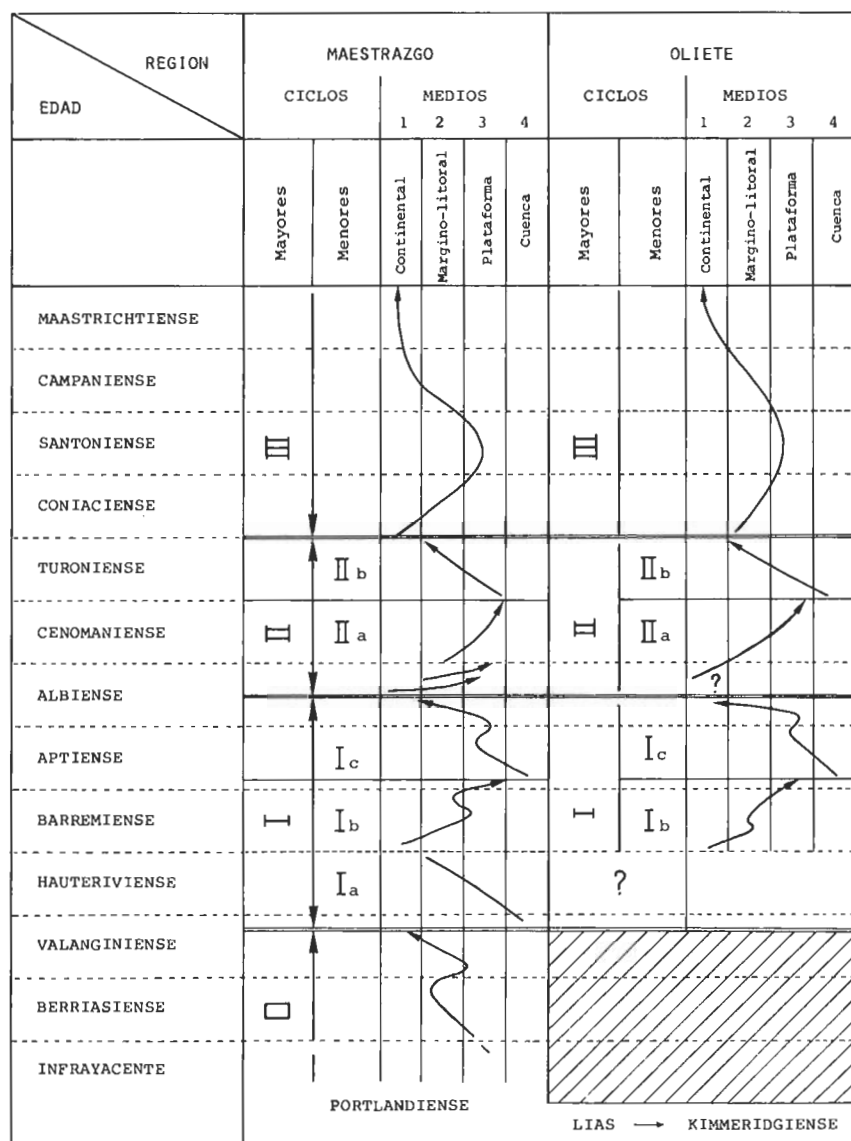


FIG. 6.5.—La evolución sedimentológica del Cretácico en las Ibéricas Centrales y el Maestrazgo.

En el *Valanginiense* se observa una momentánea extensión del área sedimentaria, correspondiendo al episodio de las calizas de Valdanchelles (miembro de calizas de Salsadella), dentro de la formación de calizas de Vallivana.

Así, en la parte central de la cuenca se depositan calizas gravelosas o bioclásticas con Foraminíferos bentónicos, Dasycladáceas y raros Nannofósiles, evocando un «lagoon» abierto de hidrodinámica alta. Su área de extensión es claramente superior a la de sus homólogos del *Berriasiense*. Así, las aureolas occidentales correspondientes a las facies mixta, luego al «purbeckiense», e incluyendo las calizas de *Cayeuxia*, de Caráceas y las margas con Caráceas, son rechazadas hacia el Oeste. En el curso de este mismo episodio de las capas de Valdanchellas es cuando parecen acumularse en una cubeta continental más occidental, con probable control tectónico (juego de fallas NW-SE y NE-SW) las capas detríticas características de las areniscas de Mora de Rubielos.

Pero este episodio «transgresivo» de las calizas de Valdanchellas es de duración corta, dado que, en el *Valanginiense* superior, mientras se acaba el ciclo del Malm-Cretácico basal, la casi totalidad del área sedimentaria prácticamente reducida al Maestrazgo central y oriental solamente está ocupada por calizas y margas con Caráceas supralitorales, que, por otra parte, se organizan a menudo en secuencias binarias (margas-calizas), terminadas por costras ferruginosas, con o sin trazas de palosuelos, demostrando así acrecentadas influencias continentales.

#### 6.5.2. *Del Hauteriviense al Albense inferior* (desarrollo del gran ciclo eocretácico)

Después de la amplia regresión fini-valanginiense, el Maestrazgo y las Ibérides centrales ven desarrollarse un gran ciclo sedimentario que comienza con la transgresión hauteriviense, continúa con muchas oscilaciones durante el Barremiense y el Aptense y finaliza con una regresión cuyos efectos se aprecian durante el Gargasiense superior, Clansayesiense y Albense inferior y medio. Este ciclo está estrechamente unido en su desarrollo a los efectos de movimientos tectónicos ascendentes de la epirogénesis neokimmérica, movimientos verticales y al menos episódicamente laterales, en cizalla, que se ejercen siguiendo las direcciones privilegiadas N 140° y N 60°. Estos movimientos regulan así, como vamos a ver, a la vez el reparto, los espesores y la naturaleza de los depósitos eocretácicos.

El *Hauteriviense* ve la brusca instalación, en relación probable con una fase importante de rifting, de un mar epicontinental en la cuenca del Maestrazgo, seguida de una lenta regresión hacia el SE. Se han podido distinguir cuatro grupos de facies y, por consecuencia, de dominios paleogeográficos:

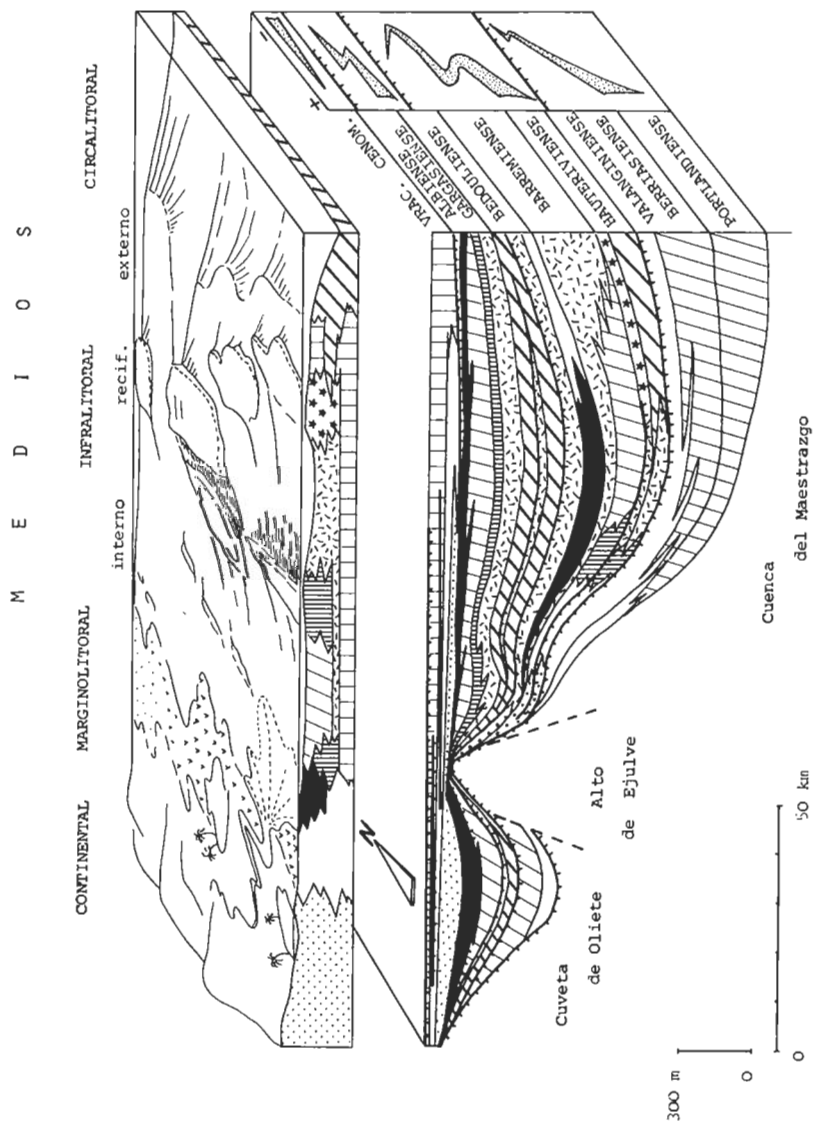


FIG. 66.—Los medios de depósito del Cretácico inferior en la cuenca del Maestrazgo y la cubeta marginal de Oliete.

- en la extremidad oriental del Maestrazgo, cerca del litoral mediterráneo, o sea, en el centro del área de sedimentación observable, se depositan en primer lugar margas y margo-calizas con Equínidos, Ammonites y Nannofósiles, evocando un medio circalitoral externo, abierto en dirección al Este. Siguen calizas y dolomías con Políperos, indicando la instalación de barras arrecifales o subrecifales, sobre el borde de la plataforma carbonatada (barras distales) y subrayando así la fase regresiva antes citada;
- hacia el N y NW se desarrolla la aureola de calizas y margas de Mas de Querol que corresponden a facies de «lagoon» y se tienden sobre la nueva plataforma carbonatada. En el región de Morella estas capas se organizan en secuencias binarias (margas-calizas) o ternarios (margas-margocalizas-calizas) de tendencia transgresiva o regresiva. Diversas ecozonas han permitido caracterizar dominios variados: alto fondo distal, medio infralitoral interno (eozona de Rudistas, Orbitolínidos, Choffatellas, Ostreidos), alto fondo proximal, medio margino-litoral (ecozonas de Lamelibranquios y Gasterópodos, luego de Carófitas);
- más al NW todavía, se individualiza la aureola de margas de Mirambell, capas blandas, ricas en Ostrácodos y Caráceas, intercaladas hacia el Norte con escasas calizas atribuibles a medio marginolitoral y hacia el Sur con barras arenosas que evocan drenjes canalizados de ríos más occidentales atravesando la llanura litoral;
- en fin, en la parte occidental del Maestrazgo, lo mismo que en el Bajo Aragón, más allá del umbral del Maestrazgo meridional, se depositan, sin duda al fin del Hauteriviense, las primeras descargas terrígenas, continentales, de la formación de «Areniscas de Camarillas». Las secuencias positivas que asocian areniscas canalizadas, limos y arcillas de colores vivos, con Ostrácodos y Caráceas, paracen depósitos de origen fluvial sobre un dominio bastante llano y fácilmente inundable.

*En el Barremiense inferior* se inicia una nueva transgresión procedente del SE, marcada por un incremento progresivo del área de sedimentación:

- en la parte central de la cuenca del Maestrazgo se depositan las primeras capas margosas calcáreas con Foraminíferos bentónicos (*Choffatella*, *Torremiorea*) y Dasycladaceas (*Cylindroporella*, *Salpingoporella*, *Actinoporella*) de formación de Ares del Maestre, disponiéndose en secuencias binarias (margas-calizas), estratocrecientes, de tendencia transgresiva. Estas capas se apo-

yan al Sur contra el umbral del Maestrazgo meridional, que permaneció activo desde el final del Malm.

Hacia el Oeste, sobre el borde de la cuenca, continúan acumulándose las «margas de Mirambell», en facies marginolitorales. Al norte, las calizas y margas con Ostrácodos y Caráceas avanzan sobre la plataforma catalana, admitiendo varias intercalaciones de arcillas bauxíticas que denotan el carácter litoral y hasta continental de los depósitos, en particular en las proximidades del umbral costero de Mont Caro;

- en la cuenca de Mora la Rubielos, por consiguiente más hacia el Oeste del umbral del Maestrazgo meridional, prosigue la activa sedimentación de las areniscas de Camarillas, en las que la abundancia de Caráceas subraya aún el carácter continental, fluvio-lacustre, de las descargas terrígenas. Pero hacia el final de este episodio se manifiestan las primeras incursiones marinas procedentes del Este, a partir de la cuenca del Maestrazgo, gracias a la zona de ensilladura de Cantavieja, o del SE, a favor de la fosa de hundimiento de la Peñagolosa. Estos aportes se traducen en la presencia de areniscas intertidales con «herring bones» y en la aparición de bancos de calizas con Choffatellas y Ostreidos, a techo de secuencias cuya tendencia transgresiva queda así confirmada;
- por último, en la cuenca de Oliete, recubriendo una superficie kárstica formada sobre diversos terrenos jurásicos (Lias a Kimmeridgiense), aparecen las arcillas pisolíticas continentales, y luego las calizas y areniscas laguno-lacustres con Ostrácodos y Caráceas de la formación de Blesa que constituyen el comienzo del relleno eocretácico del área nuevamente hundida. Esta última queda, en realidad, unida a la cuenca más meridional de Mora a través de la estrecha bocana de Cuna Cerro, abierta entre los umbrales vecinos de Montalbán y de Ejulve-Molinos.

Durante el *Barremiense superior* prosigue la transgresión marina iniciada al comienzo de este piso:

- en la cuenca del Maestrazgo tiene lugar una sedimentación carbonática de plataforma infralitoral casi generalizada. Se encuentran, en efecto, prácticamente en todos los puntos, las calizas masivas, bioclásticas y gravelosas, con Orbitolínidos primitivos (*Paracoskinolina*, *Orbitolinopsis*, *Palaeodictyoconus*) de la formación de Ares del Maestre, excepto en el Maestrazgo septentrional, en los Ports de Beceite, donde, en las proximidades de la plataforma catalana, existen todavía en disposición transgresiva e intercaladas con arcillas bauxíticas, poniendo así de manifiesto la persistencia de condiciones litorales e incluso conti-

mentales de depósito, en particular al pie del umbral de Mont Caro;

- la sedimentación de las calizas de Ares afecta también a la cuenca de Mora de Rubielos, atestiguando así amplias comunicaciones a favor de la ensilladura de Cantavieja. No obstante, se hace terrígena en la parte occidental del área de depósito, donde las areniscas han registrado a menudo las influencias mareales;
- el estrecho de Cuna Cerro asegura todavía una comunicación con la cuenca de Oliete, más septentrional, permitiendo así la sedimentación de las calizas de Alacón, capas infralitorales con Foraminíferos bentónicos y Dasycladáceas, cuyo carácter extensivo está particularmente marcado por carácter estrato-creciente de las secuencias;
- hacia el final del Barremiense y al principio del Bedouliense, la sedimentación carbonática no permanece más que en la extremidad nororiental de la cuenca del Maestrazgo o en la cubeta marginal de Oliete, donde prosigue la acumulación, aquí de las calizas de Alacón y allí de las de Ares del Maestre, calizas infralitorales con Orbitolínidos. Pero en la mayor parte del área de depósito, aparecen progresivamente las descargas terrígenas que caracterizan las formaciones de arcillas rojas de Morella y de las margas de Cervera del Maestre. Se trata de sedimentos finos, que se disponen en secuencias binarias negativas (arcillas-areniscas) y recuerdan por su contenido biológico (Ostreidos, Choffatellas, pero también Caráceas, granos de polen, restos leñosos y osamentas de Dinosaurios) y por su arquitectura (estratificación regular, «herring bones» frecuentes en las areniscas, pisolitos en los escasos bancos calizos intercalados), amplias llanuras litorales, pantanosas, deltaicas, alimentadas de elementos detríticos por ríos meandriformes que, habida cuenta de la localización de las capas rojas y de sus variaciones en granulometría y espesor, parecen venidos del Norte o, en otras palabras, de la plataforma catalana emergida.

Las descargas terrígenas alcanzan también la cuenca de Mora de Rubielos, al menos en su parte oriental, lo que permite pensar que a favor de la zona de ensilladura de Cantavieja tuvieron lugar amplias comunicaciones con la cuenca del Maestrazgo.

*En el Bedouliense* y en la región estudiada tienen lugar importantes modificaciones sedimentológicas, paleoecológicas y paleogeográficas.

En efecto, al comienzo del mismo se establece, ocupando la casi totalidad del área de depósito, una plataforma carbonatada con barras, sobre la que se instalan las calizas y margas infralitorales de Palorbitolinas, Choffatellas y Equínidos (abundante *Heteraster*) de



la formación de Chert. Las descargas terrígenas no parecen subsistir más que sobre la margen noroccidental de la cuenca de Mora de Rubielos. Después, bastante bruscamente, hacia el final del Bedouliense inferior, esta plataforma se abre ampliamente a las influencias oceánicas orientales. Las calizas infralitorales son substituidas por las margas circalitorales de la formación de Forcall, llamadas margas de Plicátulas, ricas en realidad en Erizos (*Heteraster*, *Conulus*, *Pyrina*, *Cohenholectypos*, *Toxaster*, *Typocidaris*, *Trochotiara*, *Pseudocidaris*, *Phyllobrissus*, *Miotoxaster*, etc.), en Braquiópodos (CALZADA y CANEROT *et al.*, 1980) y en Ammonites (MARÍN y SORNAY, 1971).

Las influencias terrígenas no subsisten más que en el extremo noroccidental de la cuenca de Mora de Rubielos. Se nota además una probable elevación del fondo marino en los bordes nororiental (Sierras de Montsia y de Godall) y oriental (Sierra de Irta) de la cuenca del Maestrazgo, donde aparecen o calizas infralitorales con Orbitolínidos o dolomías. El depocentro de esta cuenca, hasta entonces localizado cerca del litoral mediterráneo, se desplazó así hacia el Oeste, en dirección a Morella. Esta fase de oceanización, extensiva, del ciclo eocretácico, que denota un «rifting» en desarrollo, condujo quizá a la desaparición momentánea del umbral de Ejulve-Molinos y, en consecuencia, permitió una comunicación directa entre la cuenca del Maestrazgo y la cubeta marginal de Oliete (MORAT *et al.*, 1982). El umbral del Maestrazgo meridional no está aún, por lo que a él se refiere, totalmente sumergido. En el curso de este mismo episodio es cuando probablemente se establecen o se aseguran las conexiones entre la cubeta de Oliete y la más septentrional de Lérida, donde son conocidas por sondeo facies marinas del Cretácico inferior. Al Suroeste, en cambio, parece persistir el dominio emergido del umbral ibérico suroriental, activo desde el final del Jurásico.

En el Gargasiense, las margas circalitorales dejan sitio poco a poco a las calizas infralitorales de Villarroja de los Pinares y de Oliete. La sedimentación carbonática responde al tipo urgoniano en las cuencas del Maestrazgo y de Mora de Rubielos, donde se acumulan en un «lagoon» salpicado de barras arrecifales o subarrecifales con Políperos y Briozoarios, micritas con *Toucasia* y Miliólidos y microsparitas con Mesorbitolinas y Algas rojas (*Boueina-Permocalculus*), intercaladas con escasas pasadas de fangos margosos con Orbitolínidos. Las descargas terrígenas todavía se reconocen sobre el borde noroccidental de la cuenca de Mora de Rubielos, bajo la forma de barras arenosas litorales canalizadas. Además, una dolomitización penecontemporánea de los depósitos (epigenización banco a banco, «per descensum») afecta a las calizas en el emplazamiento de los viejos umbrales del Maestrazgo meridional y del Mont Caro, desde este momento totalmente recubiertos.

Las calizas urgonianas no están, sin embargo, presentes en la cuenca de Oliete, donde el Gargasiense está representado por una serie de margas, margocalizas y calizas que se disponen en secuencias de tendencia transgresiva, binarias (margas-calizas) o ternarias (margas-margocalizas-calizas), totalmente desprovistas de *Toucasia*, y dentro de las cuales se han evidenciado (CANEROT, CUGNY, BRUN y YAPAUDJIAN, 1979) diversas ecozonas características de medios infralitoral interno (ecozonas de Mesorbitolinas, Choffatellas, Exogyras) y marginolitoral (ecozonas de Naticidos y Cardíidos, Ostras, Glauconias). Estos ambiente biosedimentarios reflejan el carácter confinado de los depósitos, en un área débilmente subsistente, en vías de colmatación y cuyas comunicaciones con la cuenca de Mora de Rubielos, más meridional, se forman cada vez más difíciles.

Con el *Albense inferior* o tal vez desde el mismo final del *Aptense* (Clansayesiense) se inicia la vasta regresión marina en dirección SE, que conduce al enfangamiento de la plataforma urgoniana y después a la emersión de toda la parte occidental del dominio estudiado. Esta evolución, ligada a los movimientos epirogénicos llamados «austriacos», es, sin embargo, muy progresiva. Así, en las cuencas del Maestrazgo y de Mora de Rubielos al menos, se traduce en el paso lateral de Este a Oeste, de las calizas de *Toucasia* y Mesorbitolinas de Villarroya de los Pinares a las calizas de Benasal y después a las areniscas del Maestrazgo y a los lignitos de Escucha.

Las calizas de Benasal son esparitas gravelosas y bioclásticas con estratificación oblicua o entrecruzada frecuente. Se intercalan con ellas algunas pasadas margosas. El contenido biológico está compuesto por Foraminíferos bentónicos (Mesorbitolinas, *Orbitolinopsis*, Pseudochoffatellas) y Algas de la facies de Vimport (*Agardhiellopsis*, *Kymalithon*). Estos materiales se han depositado sobre una plataforma litoral, barrida por vigorosas corrientes costeras y salpicada de barras arenosas progradantes.

Hacia el *final del Albense inferior*, las calizas de Benasal no ocupan más que la franja oriental de la cuenca del Maestrazgo. Pero se aprecia que su borde occidental se alarga según una dirección NE-SW, paralela al actual litoral. Su depoeje parece así recortar los dispositivos paleogeográficos que han regulado la sedimentación durante el ciclo eocretácico, y en particular el umbral ibérico suroriental, lo que demuestra un neto agotamiento de los movimientos tectónicos del período neokimmérico.

Hacia el Oeste, las calizas de Benasal pasan lateralmente a las areniscas del Maestrazgo. Pero estas últimas no ocupan más que la parte central y oriental de dicha cuenca, donde la serie terrígena, poco potente, se dispone en secuencias primero positivas (arcillas limolíticas-calizas arenosas y bioclásticas), luego negativas (arcillas limolíticas-areniscas con frecuentes «herring-bones»). La presencia de restos leño-

sos y de fragmentos de Ostreidos, indican para estos depósitos terrígenos una amplia llanura costera en la que las influencias fluviales (secuencias deltaicas negativas) y marinas (corrientes de marea, barras arenosas) se hacen alternativamente dominantes.

Más al Oeste se produce, progresivamente en la cuenca de Mora de Rubielos y más rápidamente, según parece, en la cuenca de Oliete, la sustitución entre los lignitos de Escucha y las calizas de Benasal o de Oliete. Según PARDO (1979), los tres miembros sucesivos (Barriada, Regachuelo y La Orden) que caracterizan regionalmente esta formación de lignitos de Escucha permiten seguir gradualmente el paso de medio marino litoral (secuencias granodecrecientes o cíclicas frecuentes, incluyendo algunos niveles lignitosos delgados, presencia de calizas bioclásticas, de fauna de Ostreidos y Glauconias) a medio continental, de red fluvial meandriforme, pobre en lignito (secuencias granodecrecientes, comenzando por areniscas canalizadas, «point bar», «levees», canales abandonados y cienos de llanura de inundación) a través de medios salobres o lagunares de red fluvial difluente, rica en depósitos lignitosos. Es interesante anotar que estos últimos son heterócronos, pues su edad es Aptense superior-Albense basal en las cuencas de Mora de Rubielos y de Oliete y Albense superior solo, en la parte nororiental de la cuenca del Maestrazgo, donde, como se observa, la regresión marina que cierra el ciclo eocretácico es más tardía.

#### 6.5.3. *Del Albense superior al Turonense* (desarrollo del primer ciclo neocretácico)

El episodio terrígeno que acompaña la regresión del mar del Cretácico inferior es de corta duración al Este, en la proximidad del litoral mediterráneo del Maestrazgo, donde las areniscas parálidas del Albense inferior son sustituidas rápidamente, *desde el Albense superior*, por los sedimentos carbonáticos de la base de la formación de calizas y margas de Mosqueruela (miembro de Cuarto Pelado). Se trata de Calizas y margas con Foraminíferos bentónicos (Miliólidos, Hensoninas, Mesorbitolinas, *Neorbitolinopsis*) y Ostreidos depositados sobre una plataforma estable, desde ahora única, cruzada por escasas barras arenosas, a través de la cual oscila un manto de agua pelicular. Estas capas se disponen en una megasecuencia positiva de tendencia transgresiva. Hacia el Oeste apenas superan una línea NE-SW que pasase por Tortosa y Villarluengo. Más allá de esta línea, los depósitos carbonáticos se cargan muy progresivamente de material terrígeno, el medio de depósito se vuelve costero, y se pasa así a las areniscas y arenas continentales de la formación Utrillas. Estas últimas recubren hacia el Oeste y el NW un dominio que desborda ampliamente los límites de la región aquí estudiada. Significan, por su buena clasificación, aportes lejanos, probablemente procedentes de la Meseta Central,

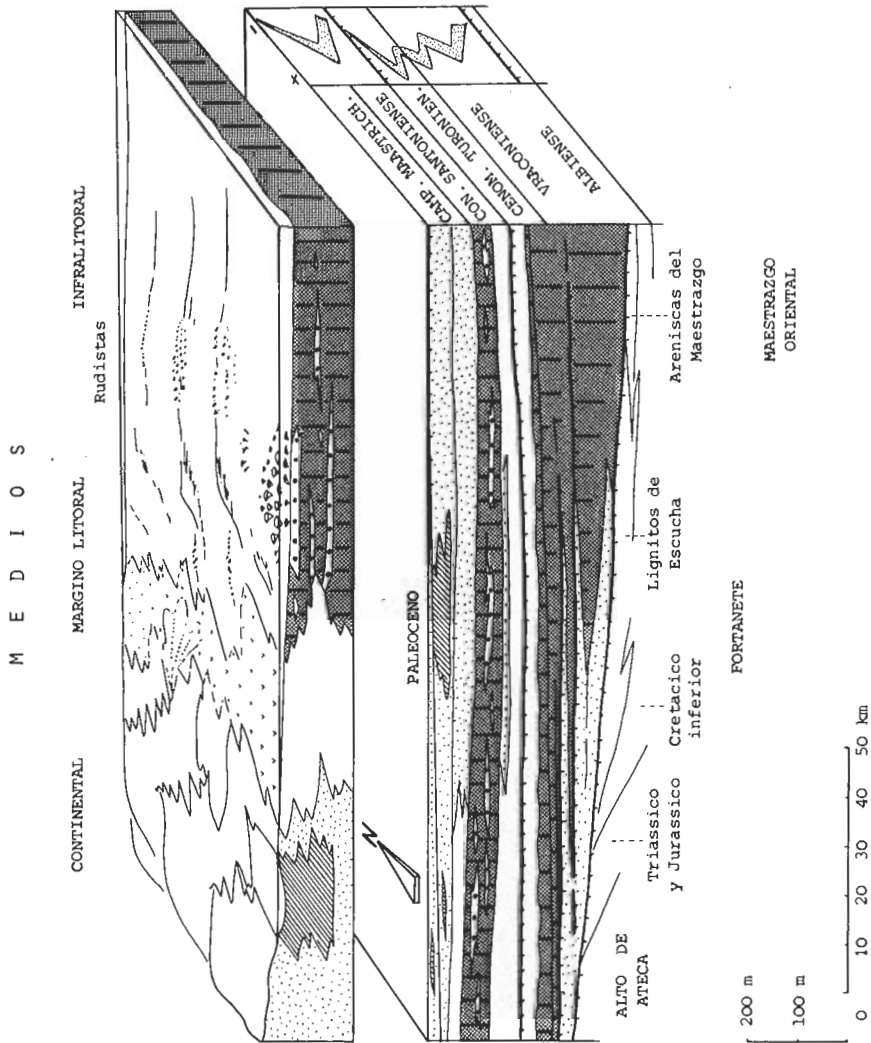


FIG. 6.7.—Los medios de depósito sobre la plataforma neocretácica de las Ibéridas Centrales y del Maestrazgo.

a través de relieves de escasa importancia. Es fácil imaginarse anchas colinas y depresiones entre las cuales discurren los ríos en cursos primero rectilíneos, luego meandriformes y por último anastomosados sobre vastas llanuras que bordean el litoral.

En el *Vraconiense* el manto de agua avanza lentamente sobre la plataforma occidental, ocupando poco a poco el dominio del Utrillas. Las margas con Ostras y luego las calizas con Orbitolínidos (*O. durand-dalgai*) infralitorales que caracterizan el miembro medio (Pinarneco) de la formación de Mosqueruela alcanzan así la región de Molina de Aragón, que quedó emergida desde el jurádico superior. También es probable que estas capas hayan recubierto el umbral ibérico suroriental, y que así la cuenca ibérica haya, por primera vez desde el Malm, reencontrado su unidad.

La transgresión del mar ibérico en dirección NW y la apertura oceánica correspondiente prosiguen durante el *Cenomanense*. Hacia el final de este período la plataforma carbonatada ocupa así, con las calizas de Prealveolinas del miembro de Puerto de Villarroja que coronan la formación de calizas y margas de Mosqueruela, la totalidad de la región estudiada. De esta forma, el enlace entre el mar ibérico y el cantábrico, roto desde el Kimmeridgiense, se establece nuevamente a la altura del umbral de Ateca. Pero la transgresión del mar cenomanense se aprecia también sobre la plataforma catalana, conociéndose en la actualidad las capas de Prealveolinas que la marcan, a través del conjunto del Maestrazgo septentrional, tanto en los Porst de Beceite y de Horta de San Juan (CANEROT y CADILLAC, 1979) como en el sector de Llaveria (ROBLES, 1975). Así llega a instalarse en todos los puntos esta sedimentación infralitoral con ritmo de secuencias plurimétricas positivas de tendencia transgresiva, que engloban margas y calizas margosas de Ostreidos y Ostrácodos y luego calizas con Foraminíferos bentónicos (*Prealveolina*, *Cuneolina*, *Chrysalidina*, *Biplanata*, *Pseudedomina*, etc.), tan característica del Cenomanense ibérico y que marca la amplitud de las oscilaciones de la capa de agua. De hecho, ninguna barra arenosa oolítica rompe la monotonía de la plataforma desde este momento estable y abierta, a pesar del débil espesor de la lámina de agua.

Las condiciones de sedimentación no parecen cambiar apenas en el *Turonense inferior* en la mayor parte de las Ibérides centrales y el Maestrazgo, donde continúan depositándose calizas infralitorales. La dolomitización secundaria que afecta a estas capas (parte inferior de las dolomías del Barranco de los Degollados) no permite delimitar con precisión las características sedimentológicas de los depósitos originales ni conocer en detalle su contenido biológico. La interpretación propuesta se apoya en comparaciones de facies con la serie bajoaragonesa del Pantano de la Tranquera, donde las calizas nodulosas, débilmente epigenizadas, del *Turonense inferior* han proporcionado

Foraminíferos planctónicos y Ammonites (FLOQUET *et al.*, en VILLENA, CANEROT *et al.*, 1982). Debe señalarse que las capas correspondientes faltan en el Maestrazgo septentrional y que su espesor es reducido en el Maestrazgo oriental, en tanto que la dolomitización se acentúa. Estos diversos caracteres permiten pensar que en el curso de este episodio, la plataforma carbonatada estaba probablemente abierta en dirección NW, y a la cuenca cantábrica.

En el curso del *Turonense superior*, la evolución general de las facies, con tránsito en las Ibérides centrales de calizas con Ammonites de plataforma externa a calizas y dolomías con Rudistas de plataforma interna, refleja la primera tendencia regresiva del mar neocretácico. En el Maestrazgo, la epigenización generalizada de los sedimentos atribuidos a este episodio, particularmente en función de la presencia local de escasos Rudistas del género *Durania*, no permite el establecimiento preciso de los entornos biosedimentarios. La tendencia general regresiva del mar ibérico parece, no obstante, conservarse, puesto que, desde la base, la serie calcárea yacente sobre las dolomías y atribuida al Coniaciense, presenta trazas de emersiones. Debe indicarse que durante el Turonense una plataforma carbonatada muy abierta (medios infralitoral a circalitoral) se instaló al Sur de Cataluña, o sea, no lejos del Maestrazgo septentrional, donde, recordémoslo, falta el Turonense.

Se puede pensar, por tanto, que esta plataforma catalana estaba, al contrario que la del Maestrazgo y Bajo Aragón, abierta al Este y al Mediterráneo.

Con esta regresión fini-turonense (o intra-coniaciense en el Maestrazgo?) finaliza el primer ciclo sedimentario del Cretácico superior.

#### 6.5.4. *El Senonense* (desarrollo del segundo ciclo neocretácico)

*El Coniaciense*, como hemos visto, no ha sido caracterizado paleontológicamente en el Maestrazgo. La potente serie de los Organos de Montoro de Mezquita está formada esencialmente por calizas, de grano fino, masivas, con «cailloux» marrones o negros, «birds eyes» y huellas de desecación, y con raros Miliólidos y Discórbidos. Se trata de sedimentos depositados en medios margino-litorales (inter a supralitorales) e incluso continentales. Al mismo tiempo, en las Ibérides centrales tenía lugar una sedimentación carbonatada de plataforma proximal (FLOQUET *et al.*, en VILLENA, CANEROT *et al.*, 1982). Así, a pesar de la exigüidad y rareza de los afloramientos (el Coniaciense está a menudo erosionado), parece poder establecerse que esta plataforma se abría en dirección al MW y a la cuenca cantábrica, no siendo el Maestrazgo más que una vasta llanura costera cubierta por «sebkhas».

Luego, paulatinamente, hacia el posible final del Coniaciense, los sedimentos se disponen en secuencias métricas de tendencia transgre-

siva, que incluyen margas y calizas con Miliólidos y Rudistas. El mar «cantábrico» inunda de nuevo la región estudiada.

En el *Santonense*, en el Bajo Aragón y el Maestrazgo se asienta una sedimentación marina carbonática (formación de margas y calizas de la Cañadilla). Los depósitos se disponen en el conjunto, en secuencias plurimétricas ternarias, de tendencia transgresiva e hidrodinámica creciente, englobando al menos localmente (Maestrazgo septentrional) margas con Ostrácodos y Caráceas, margo-calizas con Miliólidos y calizas gredosas con Dasycladáceas, Nummuloculinas y Rudistas. La transgresión santonense asegura a su vez, lo mismo que la Cenomano-Turonense, la unidad sedimentológica de la cuenca. Pero la plataforma, siempre abierta al NW, queda bañada por un mar pelicular, cuyas múltiples oscilaciones están subrayadas por las alternancias de depósitos supratidales (barros finos con Ostrácodos y Caráceas) y subtidales (biostromos con Radiolítidos). El área del depósito desborda, sin embargo, ampliamente el marco de la región estudiada, en particular hacia el Sur, donde el antiguo umbral ibérico suroriental está recubierto ya del NE, asegurándose una ancha comunicación con el mar catalán.

Hacia el final del *Santonense* y durante el *Campanense*, se desarrolla la gran regresión marina hacia el NW, que conduciría a la emersión definitiva del conjunto del dominio estudiado. En el Maestrazgo, la región marina es precoz, puesto que a los biostromos santonenses con Rudistas se superponen las margas campanenses lagunolacustres con Caráceas y yeso (términos altos de la formación de la Cañadilla). En el Bajo Aragón, en cambio, la sedimentación marina permanece más tiempo, puesto que el Campanense (e incluso al principio del *Maästrichtense*?) se caracterizan por la acumulación de calizas zoógenas que marcan el tránsito de una plataforma interna a medios de «sebkhas» supratidales.

En fin, en el *Maästrichtense*, en la región, convertida en continental, tiene lugar una sedimentación lacustre generalizada (formación de Fortanete) (mapa 2). Sin embargo, la rareza de los depósitos terrígenos groseros y la gran homogeneidad de las calizas con Caráceas y Gasterópodos de agua dulce (*Lychnus*) atestiguan la ausencia de relieves importantes. Estos últimos no aparecerán más que con el Paleoceno (arcillas «vitrolienses») y luego en el Eoceno (conglomerados con *Vidaliella*), acompañando así las primeras pulsaciones verdaderas de la tectorogénesis terciaria.

## 6.6. Conclusiones

Ensayaremos, a modo de conclusión, el separar los rasgos esenciales de la evolución del dominio estudiado durante el Cretácico. Con

este fin, se puede precisar, en el cuadro de la tectónica global, el lugar que ocupa el dominio considerado dentro del aulacógeno ibérico, tal y como ha sido definido por ALVARO, CAPOTE y VEGAS en 1978.

Este aulacógeno presenta durante el Jurásico y el Cretácico una «etapa de flexura» que sigue a una etapa triásica denominada de «Graben». La evolución cretácica aquí considerada comprende los siguientes estadios principales (Fig. 6.6):

#### 6.6.1. *Jurásico terminal-Cretácico basal* (fracturación neokimmérica)

Al final del Malm y al principio del Cretácico (Berriasiense-Valanginiense) la ancha plataforma carbonatada del Jurásico superior se fragmenta y divide en varios compartimentos romboidales (CANEROT, 1978) limitados por fallas de orientación N 140° y N 60° dominantes. Estas fallas con movimientos verticales y quizá laterales (transtensión), permiten así la instalación de elementos elevados (umbral ibérico suroriental, flexuras del Maestrazgo meridional, Montalbán Ejulve-Molinos y Mont Caro), separando cuencas sedimentarias (Maestrazgo, Mora de Rubielos y Oliete, principalmente).

#### 6.6.2. *Cretácico inferior* (inestabilidad permanente de un aulacógeno nuevamente fragmentado)

Del Hauteriviense al Albense, la sedimentación se efectúa en cubetas bastante reducidas, heredadas del anterior período. Las variaciones laterales de facies y espesor demuestran la permanencia de los movimientos tectónicos y la concurrencia ininterrumpida de influencias marinas y continentales durante el depósito. Este período de estructuración es importante porque permite la instalación de cuerpos sedimentarios nuevos y variados, cuya composición y reparto jugarán un papel fundamental en la evolución del dominio estudiado en el curso de la tectorogénesis terciaria. En efecto, es en relación con las zonas de borde de las cuencas eocretácicas, de cobertera sedimentaria adelgazada y, por consecuencia, móvil, donde aparecerán las mayores complicaciones tectónicas; en cambio, en las zonas centrales, con cobertera potente, se individualizarán las estructuras más sencillas. Es posible, como sugieren ALVARO *et al.* (1980) y MURAT *et al.* (1982), que durante este mismo período del Cretácico inferior se hayan producido junto a los movimientos verticales dominantes desplazamientos laterales no despreciables, quizá siniestros, a lo largo de fracturas de orientación NW-SE, que llegasen al Golfo de Vizcaya.

Las transtensiones generadas podrían igualmente favorecer la apertura de este último.



#### 6.6.3. *Cretácico medio* (fin de la fragmentación eocretácica)

En el Albense, la tectónica sinsedimentaria se extingue, y se observa un nivelamiento topográfico casi generalizado por relleno de las cubetas sedimentarias eocretácicas y por la ablación de las áreas marginales, hasta ahora elevadas. La fase aústrica de los autores no implica, según se ve, modificaciones estructurales notables a la escala del dominio estudiado.

#### 6.6.4. *Cretácico superior* (ensanchamiento del aulacógeno eocretácico)

Del Albense superior al comienzo del Terciario, los depósitos, primero terrígenos, luego carbonáticos y de nuevo detríticos, demuestran por su uniformidad la unidad y estabilidad de la plataforma neocretácica. El aulacógeno recobra así las características fundamentales que tuvo en el Lías y al comienzo del Jurásico superior: tectónica distensiva débil, ejerciéndose a gran escala, compartimentación interna casi inexistente, conexión entre las cuencas sedimentarias ibérica y cantábrica sobrepasando el umbral transversal de Ateca.

Pero con el Maästrichtense terminal y el Daniense aparecen las primeras pulsaciones tectónicas que inauguran la etapa de transpresión del aulacógeno siguiendo las direcciones NW-SW (dextral) y SW-NE (sinistral), conduciendo gradualmente, en el Oligo-Mioceno, a la edificación continental del orógeno ibérico.

## **7. Cameros-Castilla**

### **7.1. Introducción**

La zona denominada Cameros-Castilla comprende toda la Meseta Norte española, es decir, desde el Sistema Central hasta la parte suroccidental de la Cadena Cantábrica. En ella se estudian los afloramientos Cretácicos que bordean al N, E y S la gran cuenca terciaria del Duero, incluyendo también las Sierras de los Cameros y de la Demanda, así como su conexión con la Cordillera Ibérica.

El megaciclo que incluye las formaciones continentales del Cretácico inferior comienza en realidad en el Kimmeridgiense y por esta razón no puede ser desligado de los últimos episodios sedimentarios del Jurásico superior que serán por tanto estudiados en el capítulo 7.2. Este megaciclo está representado únicamente en la zona de las Sierras de la Demanda y de los Cameros, y su entronque con las Cadenas Ibéricas.

El Cretácico superior corresponde a la extensísima plataforma interna de la Cuenca Cretácica del Norte de España. Así, hacia el N pasa a las facies más profundas de dicha plataforma, que se desarrollan en la zona Vasco-Cantábrica (ver el capítulo correspondiente dentro de este mismo volumen); hacia el E se liga con la Cordillera Ibérica (capítulo 8) y por el S aparecen las facies más proximales de dicha cuenca.

### **7.2. El Cretácico inferior**

#### **7.2.1. Introducción**

La región que se estudia es un conjunto estructural rodeado prácticamente por todas partes por depósitos terciarios. La parte más

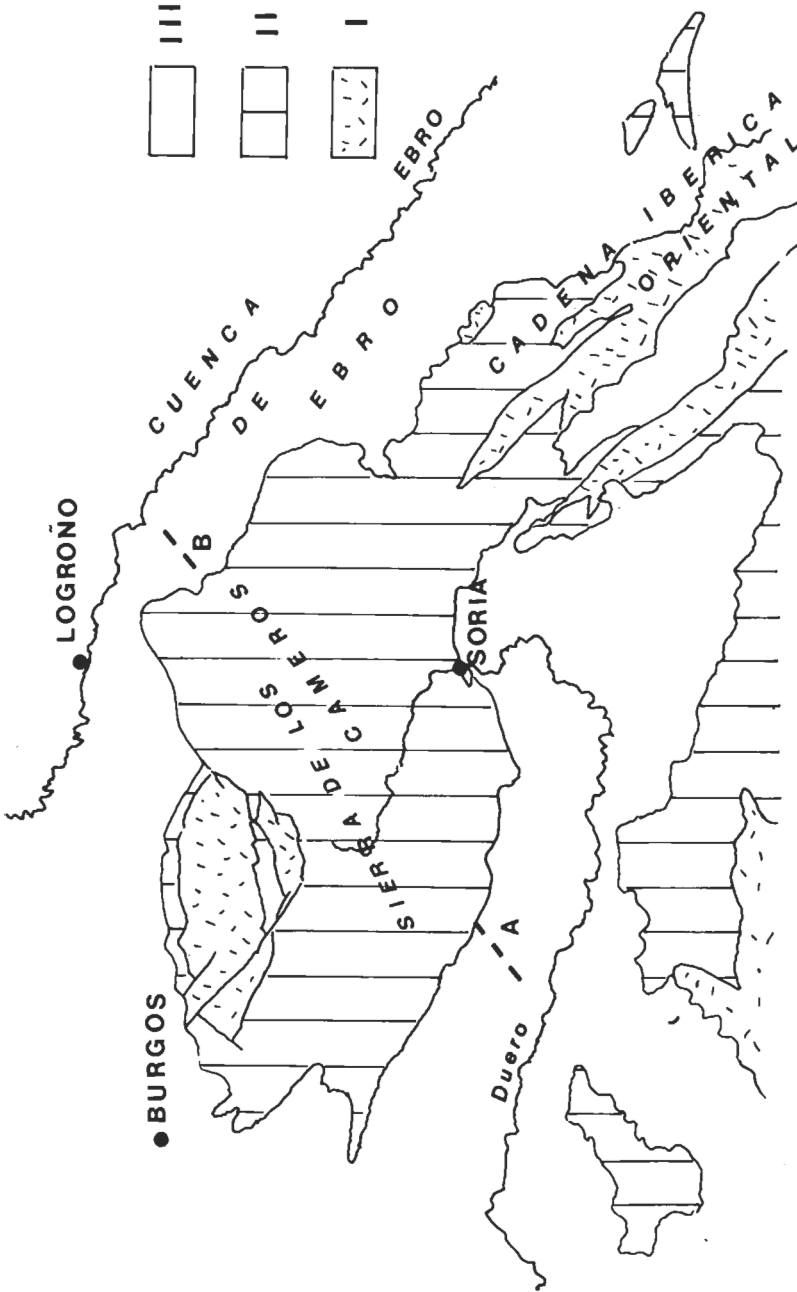


Fig. 7.1.—Esquema de situación de la Sierra de los Cameros.—A-B, Corte de la Fig. 7.4.

esencial la constituye la Sierra de los Cameros, a la cual hay que añadir el Macizo primario de la Demanda. Estas dos unidades forman un conjunto de forma alargada que se prolonga hacia el SE por la rama aragonesa de las Cadenas Ibéricas (Fig. 7.1).

El Cretácico inferior está representado por formaciones continentales que plantean problemas particulares: estratigráficos (frecuente ausencia de fósiles característicos, necesidad de recurrir a los Ostrácodos, Charofitas, Polen) y sedimentológicos (variaciones laterales de facies rápidas debido a la complejidad de los sistemas sedimentarios continentales).

La historia de estas formaciones continentales y de la cuenca en la cual se desarrollan no es estrictamente de edad Cretácico inferior. Comienza en realidad en el Jurásico superior (verosímilmente en el Kimmeridgiense superior).

La importante discontinuidad que marca el comienzo de esta historia es de dicha edad. Por otra parte, las estructuraciones sucesivas de la cuenca juegan también un papel importante; estructuraciones mayores, que dan lugar a tres megaciclos sucesivos, estructuraciones de menor rango que, en el interior de esos megaciclos, orientan la naturaleza, repartición y espesor de los depósitos y, por esta razón, son la base del estudio estratigráfico y sedimentológico de estas formaciones.

### 7.2.2. *Antecedentes*

En 1885 aparece el primer estudio sobre las formaciones continentales del Cretácico inferior de las provincias de Soria y La Rioja, debido a R. SÁNCHEZ LOZANO y P. PALACIOS.

En 1894, R. SÁNCHEZ LOZANO propone una subdivisión en cinco grupos (A, B, C, D y E).

Reconoce un «Purbeckiense» (grupos A y B) y un «Wealdense» (grupos C, D y E) por comparación con las formaciones conocidas en Inglaterra.

Señala además la existencia por encima de E de un grupo detrítico que considera como «Urgo-Aptiense»; este grupo es, a su vez, sobremontado por arcosas ligníferas por encima de las cuales aparece el Cenomaniense marino.

Es importante hacer notar en esta clasificación la existencia de tres conjuntos bien diferenciados: el conjunto «Purbeckiense-Wealdiense», el conjunto «Urgo-Aptiense» y el conjunto Ante-Cenomaniense.

En 1932, C. SAENZ-GARCÍA presenta un análisis un poco diferente de esta serie continental comprendida entre el Jurásico y el Cenomaniense marinos. En esta serie define cinco grupos y establece correlaciones con los de SÁNCHEZ LOZANO (Fig. 7.2).

| R. SANCHEZ-LOZANO (1894)                          | C. SAENZ-GARCIA (1932) | BEUTHER-TISCHER (1966) |
|---------------------------------------------------|------------------------|------------------------|
| CENOMANIENSE MARINO                               |                        |                        |
| Arcosas lignitíferas                              | V                      | Utrillas               |
| Grupo detrítico denominado :<br>"Urgo - Aptiense" | IV                     | "wealdíense"           |
| E                                                 | III<br>II              |                        |
| Grupos D denominados "weald"                      |                        |                        |
| C                                                 |                        |                        |
| Grupos B denominados "Purbeck"                    | I                      |                        |
| A                                                 |                        |                        |
| JURASICO MARINO                                   |                        |                        |

Fig. 7.2.—Análisis comparado de las formaciones continentales del Cretácico inferior de las provincias de Soria y La Rioja.

En 1952 se emprenden nuevas investigaciones que conducen a la publicación en 1966 del trabajo colectivo de A. BEUTHER, G. TISCHER (litoestratigrafía) y F. KNEUPER-HAACK (Ostrácodos).

Se hace una distinción entre «Utrillas» (arcosas ligníferas ante-Cenomanienses) y el «Wealdiense», que comprende toda la serie subyacente. El grupo detrítico «Urgo-Aptiense» aislado por R. SÁNCHEZ LOZANO y C. SÁENZ-GARCÍA se engloba en ese «Wealdiense». Este último se subdivide en cinco grupos, llamados de Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Estos grupos son independientes de los definidos anteriormente. Esta subdivisión permite una cartografía de la Sierra de los Cameros y ha sido utilizada en los mapas a escala 1:200.000 del I. G. M. E., publicados desde 1971.

El estudio de los Ostrácodos de F. KNEUPER-HAACK permite situar las formaciones sobre la escala estratigráfica clásica.

En 1972, P. F. BULARD, estudiando el Jurásico marino y el paso al «continental», propone, fundándose en las Charofitas, las dataciones concernientes a los primeros niveles continentales observados al SE de Soria.

En 1976, P. BRENNER, con la ayuda de los Ostrácodos y de las Charofitas, revisa ciertos datos de F. KNEUPER y retoca muy sensiblemente la estratigrafía de A. BEUTHER y G. TISCHER.

En 1980, J. SALOMON, en un estudio a la vez estratigráfico y sedimentológico de las formaciones continentales de la Sierra de los Cameros, propone una nueva estratigrafía relativamente alejada de la de A. BEUTHER y G. TISCHER (Fig. 7.3), analiza la organización de los depósitos e insiste en el papel jugado por la tectónica en la historia continental de la Sierra. Este estudio es la base del análisis que se detalla a continuación.

### 7.2.3. Unidades litoestratigráficas (Fig. 7.4)

Las unidades reconocidas en el Jurásico superior y durante el Cretácico inferior se clasifican y ordenan en tres megaciclos sucesivos, correspondientes a tres momentos importantes de estructuración de la cuenca y de sus bordes (Fig. 7.5).

El *megaciclo 1* se extiende desde el Kimmeridgiense hasta el Valanginiense (verosíblemente no más allá). En la base de los primeros depósitos se manifiesta una importante discordancia cartográfica. En el curso de este período, la cuenca pasa por tres ciclos de evolución sucesivos, dando origen cada vez a un grupo de formaciones. En el curso de cada ciclo, el contexto morfoestructural y la estructura de la cuenca controlan la naturaleza, la distribución y la importancia de los depósitos (Fig. 7.6).

| GRUPOS DE                               |                                                | J SALOMON 1980 |                                                 | MEGA<br>CICLOS |
|-----------------------------------------|------------------------------------------------|----------------|-------------------------------------------------|----------------|
| A. BEUTHER<br>W                         | G. TISCHER<br>E                                | CICLOS         | ESTRATIGRAFIA                                   |                |
| UTRILLAS                                | "                                              | "              | ALBIENSE SUP.                                   | 3              |
| URBION p.p.<br>ONCALA p.p.<br>TERA p.p. | Laguna                                         |                | ALBIENSE<br>BARREMIENSE                         | 2              |
| URBION p.p.                             | OLIVAN<br>ENCISO p.p.<br>ENCISO p.p.<br>URBION | III            | B<br>A<br>VALANGINIENSE<br>INFERIOR             | 1              |
| TERA p.p.                               | URBION<br>ONCALA                               | II             | D<br>C<br>BERRIASIENSE<br>SUPERIOR              |                |
| Laguna                                  | TERA p.p.                                      |                | B<br>A<br>BERRIASIENSE<br>INFERIOR              |                |
| TERA p.p.                               | TERA p.p.                                      | I              | BERRIASIENSE<br>INFERIOR p.p.<br>KIMMERIDGIENSE |                |

FIG. 7.3.—Análisis comparado de las unidades litoestratigráficas diferenciadas para el Cretácico inferior de las provincias de Soria y La Rioja por A. BEUTHER y G. TISCHER, en 1966, y por J. SALOMON, en 1980.

El megaciclo 2 marca una profunda reorganización de la cuenca y de su cuadro morfoestructural. Es claro que, después del megaciclo 1, se producen movimientos tectónicos seguidos de erosión. De ello resulta una nueva repartición de los depósitos, un cambio en su organización y su litología. El megaciclo 2 se extiende desde el Ba-

remiense hasta el Albiense. No es posible reconocer ciclos de evolución de la cuenca en esta época.

El *megaciclo* 3 está marcado por una reorganización menos acusada que la precedente. Se desarrolla un nuevo dispositivo paleogeográfico, traducándose por una extensión general de los depósitos continentales al comienzo del ciclo, depósitos que desbordan ampliamente el dominio de la Cuenca de Soria y por la aparición de los primeros depósitos marinos a partir del Cenomaniense.

La estratigrafía propuesta será la expresión de todos estos datos. A continuación se describen las unidades diferenciadas siguiendo los apartados: 1) nombre; 2) rango; 3) antecedentes; 4) corte tipo; 5) descripción; 6) extensión; 7) medio sedimentario; 8) relaciones con otras unidades; 9) edad; 10) referencias.

#### 7.2.3.1. Zona A (Occidental) (Figs. 7.7 y 7.9)

##### MEGACICLO 1

##### *Ciclo I*

1. Conglomerados, areniscas y calizas de Hortezielos.
2. Grupo.
3. J. SALOMON (1980). Es equivalente al Grupo Tera de A. BEUTHER (1966).
4. Numerosos cortes al NE de Hortezielos (Fig. 7.8).  
Lat. 41° 56' 00" N y long. 3° 27' 06" de la hoja 315. Santo Domingo de Silos.
5. Secuencia compuesta de dos términos principales. El primer término detrítico está constituido por conglomerados poligénicos y areniscas rojas, pudiendo localmente organizarse en pequeñas secuencias con conglomerados, areniscas y calizas. El segundo término está constituido por calizas de tipo lacustre en bancos a menudo masivos.  
Estructuras sedimentarias: Numerosas costras y calcretas, marmorizaciones y nodulizaciones en las areniscas (acción pedogenética).  
Espesor: Muy variable en el mismo lugar del corte (de 5 a 25 m). Se apoya sobre el Jurásico erosionado (aquí Bathoniense superior).
6. Aparece representada en el sector plegado SW de la zona occidental de la Sierra de los Cameros. El espesor varía entre 5 y 25 m (Hortezielos) y 150 m, con desarrollo del término lacustre en detrimento del término detrítico.



| ESTRATIGRAFIA                      | MEGA<br>CICLOS | CICLOS | ZONA A                    |                   | ZONA B                   |                       | 4                  |             |
|------------------------------------|----------------|--------|---------------------------|-------------------|--------------------------|-----------------------|--------------------|-------------|
|                                    |                |        | SW                        | NE                | 1                        | 2                     |                    | 3           |
| TRASGRESION DEL CRETACICO SUPERIOR |                |        |                           |                   |                          |                       |                    |             |
| ALBIENSE SUP.                      | 3              |        | Fm. de UTRILLAS           |                   |                          |                       | ↑                  |             |
| ALBIENSE                           | D              |        | G. de SALAS               |                   |                          |                       | ↑                  |             |
| APTIENSE                           | 2              |        | laguna                    |                   |                          |                       |                    |             |
| BARREMIENSE                        | D              |        | Fm. de URBION             |                   |                          |                       |                    |             |
| HAUTERIVIENSE                      |                | III    | laguna                    |                   | Fm. de ENCISO            | Fm. de GRAVALLOS      |                    |             |
|                                    |                | A      |                           |                   | Fm. de CIDACOS           | Fm. de LAS CASAS      |                    |             |
|                                    |                | D      | laguna                    |                   | Fm. de YANGUAS           | Fm. de CERVERA        |                    |             |
| SUP.                               |                | C      | Fm. de HORTIGUELA         | Fm. de VILLOSLADA | Fm. de EL ROYO           | Fm. de LAS ALDEHUELAS |                    |             |
|                                    | 1              | II     |                           | Fm. de NEILA      |                          | M. de Narros          | Fm. de INESTRILLAS |             |
|                                    |                | B      |                           |                   | M. de Molinos            | M. de Ausejo          |                    |             |
|                                    |                |        |                           |                   | M. de Hinojosa           | M. de Almajano        |                    |             |
|                                    |                |        |                           |                   |                          | M. de Almuerzo        |                    |             |
|                                    |                | A      |                           |                   | Fm. del PANTANO DE DUERO | M. de Suellacabras    | Fm. de CASTILFRIO  |             |
|                                    |                |        |                           |                   |                          |                       | Fm. de MAGANA      |             |
| PORTLANDIENSE                      |                | I      | G. de HORTEZUELOS         | G. de CASTROVIDO  | G. de TORRECILLA         | G. de GARRAY          | G. de RENIEBLAS    |             |
| KIMMERIDGENSE                      |                |        |                           |                   |                          |                       | G. de MADERO       |             |
| SUBSTRATO                          | D              |        | Bajocense a Callovienense |                   |                          | Oxfordense            |                    | G. de CIRIA |

Fig. 74.—Unidades litostratigráficas.

7. Abanicos aluviales en su parte media y distal con desarrollo de facies calcáreas lacustres en el curso del ciclo.
  8. Grupo únicamente representado en esta parte de la Sierra. Está ausente al N, en el anticlinal de Tejada, y al SE, en el anticlinal de las Fraguas.
  9. Kimmeridgiense a Berriasiense inferior basal.
  10. J. SALOMON (1980-1982). A. BEUTHER (1966).
1. Conglomerados, areniscas y calizas de Castrovido.
  2. Grupo.
  3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo de Tera p. p. de A. BEUTHER (1966).
  4. Kilómetro 2,5 de la carretera de Salas a Cenicero. Lat. 42° 02' 26" y long. 3° 16' 14" de la hoja 277, Salas de los Infantes.
  5. Numerosas secuencias compuestas por conglomerados poligénicos en la base, areniscas y limos rojos o margas y calizas margosas marmorizadas y nodulizadas. Los términos detríticos son en general más potentes que los calcáreos. Las estructuras sedimentarias son el resultado de una paleopedogénesis, con costras, nodulizaciones y marmorizaciones.  
Fósiles; algunos Ostrácodos y Charofitas en los términos calcáreos.  
Espesor: 25 m.  
Se apoya sobre el Calloviense medio muy erosionado.
  6. Está representado en el Sector plegado NE de la zona occidental, con numerosas variaciones de facies. La organización pluriseccuencial puede llegar a ser uniseccuencial con predominio del término final calcáreo o incluso no secuencial pero rítmico con alternancia de areniscas y margas rojas. La potencia varía entre 25 y 50 m.
  7. Abanicos aluviales en su parte media y distal.
  8. Desaparece hacia el SE y el SW. Se extiende hacia el NW.
  9. Kimmeridgiense a Berriasiense inferior basal.
  10. J. SALOMON (1980-1982). A. BEUTHER (1966).

### *Ciclo II (II-C)*

1. Calizas arenosas y areniscas con oncolitos de Hortigüela.
2. Formación.
3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo Tera pp. de A. BEUTHER.
4. Corte al NE de la carretera de Burgos a Salas en el km 9. Lat. 42° 05' y long. 3° 26' 46" de la hoja 277, Salas de los Infantes.
5. Alternancias de areniscas blancas y calizas arenosas que contienen tanto unas como otras oncolitos algares (construcciones de

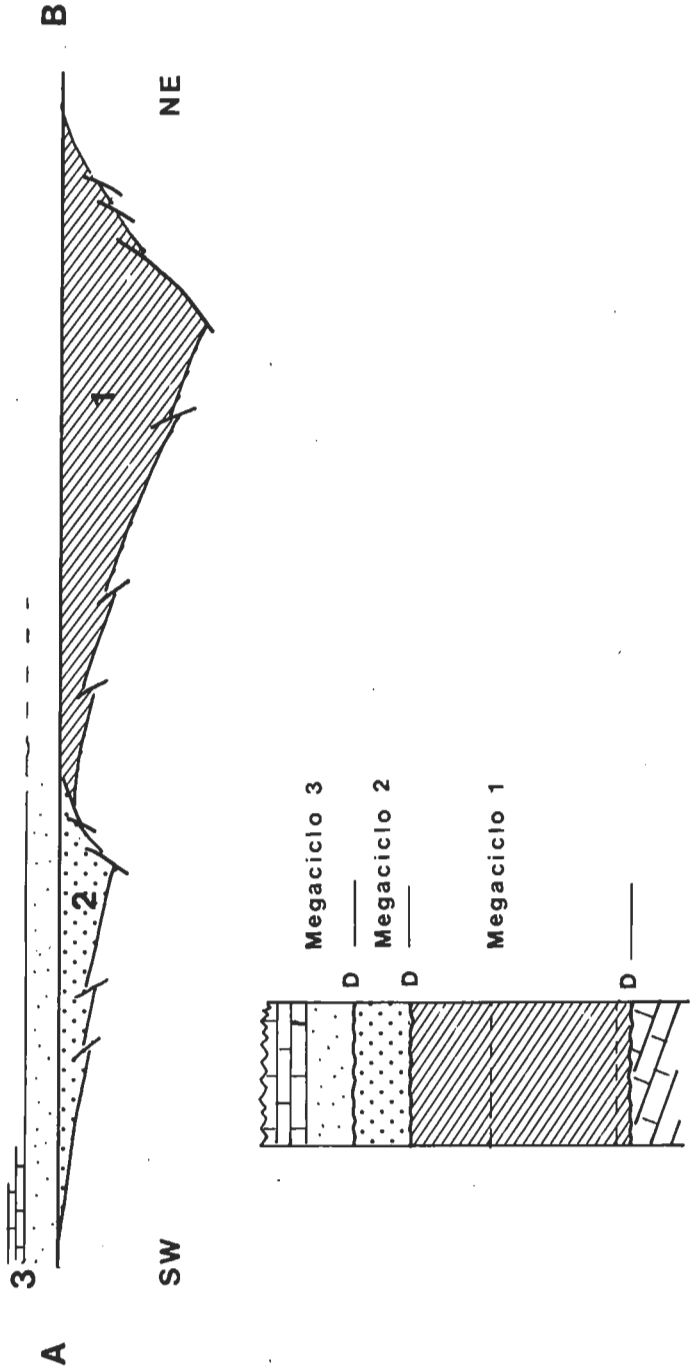


FIG. 75.—Los tres estados de estructuración de la Sierra de los Cameros durante el Jurásico Superior-Cretácico. Repartición de los depósitos en función de esta estructuración.

Rivulariáceas) de tamaños y formas variadas (de cms a dms, formas esféricas o alargadas). Intercalados en la Formación puede haber niveles de calizas marmorizadas.

Cuerpos sedimentarios: Canales en las areniscas de forma local.

Fósiles: Ostrácodos del género *Cypridea* y Algas con *Clypeina párvula*.

Potencia: 300 m en el corte tipo.

Se apoya sobre el Grupo de Castrovido según un contacto neto.

6. Aparece representada en una parte del sector plegado NE de la zona occidental. Está presente también de forma local en una parte del sector plegado SW, pero con un neto enriquecimiento en calizas y menos potencia (de 10 a 20 m).
7. Fluvio-lacustre.
8. Pasa hacia el E a la Formación de Neila por cambio lateral de facies.
9. Berriasiense superior.
10. J. SALOMON (1980-1982). A. BEUTHER (1966).

1. Areniscas de Neila.

2. Formación.

3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo Oncala pp. de A. BEUTHER (1966).

4. Al Sur de Vizcaínos, en Castrovido, sobre la carretera de Neila a Quintanar de la Sierra y a lo largo del camino que conduce a la Laguna Negra. Hoja 278, Canales.

5. Areniscas en bancos decimétricos, con raras pasadas de limolitas negras. Estas areniscas se organizan a menudo en canales poco profundos, con anchuras que no pasan en general del metro. Localmente aparecen limolitas rojas en masas nodulosas.

No se han encontrado fósiles.

Potencia: Alrededor de 1.000 m.

Se apoya tanto sobre el Jurásico como sobre el Grupo de Castrovido (en contacto neto).

6. Aparece en el Sector denominado de «Las Sierras» de la zona occidental que prolonga hacia el SE el Sector plegado de esta misma zona. Va de Salas al calle del río Revinuesa y se vuelve a encontrar en el sinclinal de Villavelayo (al S del macizo de la Demanda).
7. Fluvio-lacustre.
8. Pasa hacia el NW a la Fm. de Hortiguela y al SE a la Fm. de El Rojo, por cambio lateral de facies.
9. Berriasiense superior.
10. J. SALOMON (1980-1982). A. BEUTHER (1966).

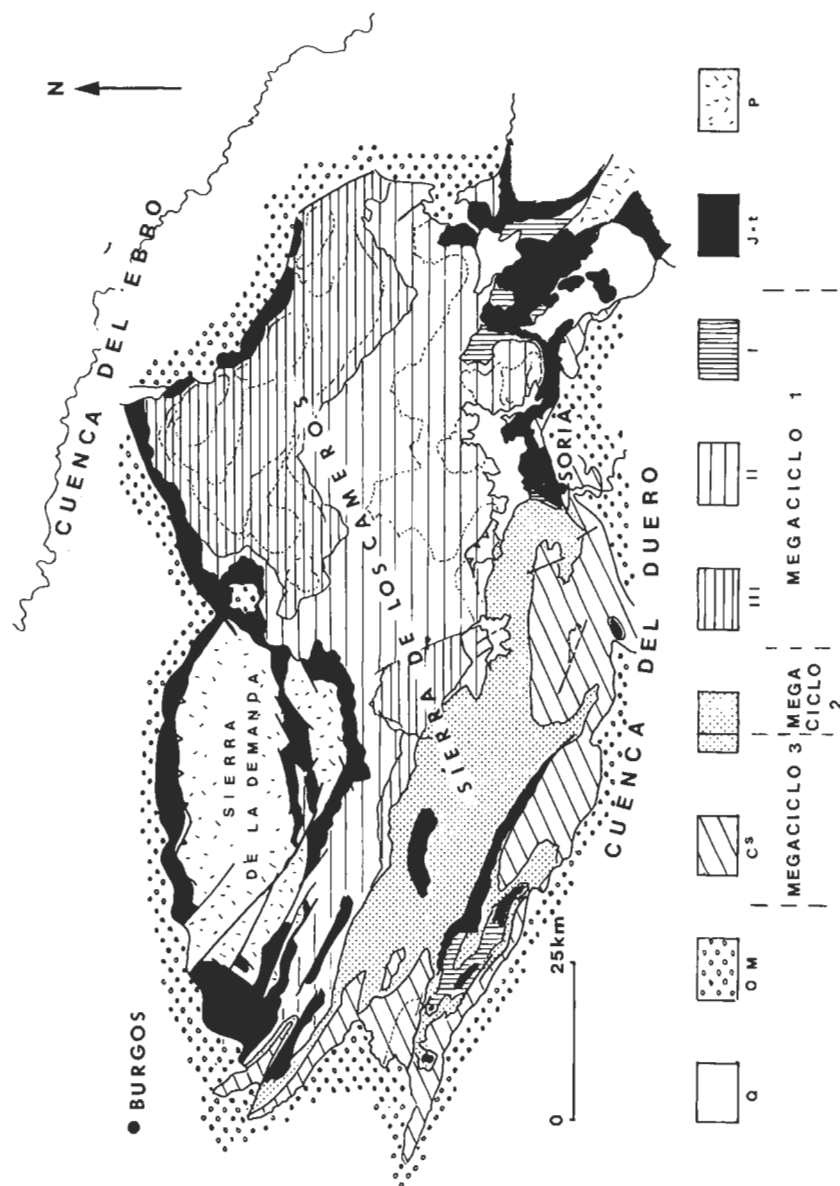


FIG. 7.6.—Las formaciones de la Sierra de los Cameros (NW de la Cordillera Ibérica).—P. Paleozoico.—t-J. Triás, Lías y Jurásico marino (hasta Oxfordiense).—Megaciclo 1. Ciclos I, II y III.—Megaciclos 2 y base (Utrillas) del Megaciclo 3. Indiferenciados.—C<sup>3</sup>. Cretácico superior marino.—O-M. (Terciario).—Q. Cuaternario.

*Ciclo III*

1. Conglomerados y areniscas de Urbión.
2. Formación.
3. Fue descrita por A. BEUTHER (1966) y definida como Formación por J. SALOMON en 1980.
4. En el Pico de Urbión.
5. La Fm. comprende de 50 a 60 m de conglomerado con cantos gruesos (diámetro de hasta 20 cm), cuya roca madre hay que buscarla en el Carbonífero de la Demanda, y por encima entre 100 y 200 m de areniscas y limolitas alternando, en condiciones difíciles de observación.  
La potencia es de alrededor de 250 m en total. Se apoya sobre la Fm. de Neila.
6. Se extiende del SE al NW sobre una banda monoclinal que buza al SW, desde el valle del río Revinuesa hasta el pie de la Sierra de Neila. Disminuye de potencia progresivamente de NE a SW. Al SW, a la altura del valle del Duero. Se apoya sobre la Fm. del Pantano del Duero.
7. Abanicos aluviales para los conglomerados de la base y después medio lacustre (?) o lagunar.
9. Edad supuesta: Valanginiense.
10. A. BEUTHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

## MEGACICLO 2

1. Conglomerados y areniscas de Salas.
2. Grupo.
3. Descrita por A. BEUTHER (1966) bajo el nombre de Grupo Urbión, situándola en el megaciclo 1. Definida por J. SALOMON en 1980, el cual demuestra la discordancia que aparece en su base.
4. Numerosos cortes parciales. Entre Castrovido y Salas, de Salas a Moncalvillo, de Salas a San Leonardo (carretera nacional Burgos-Soria). Carretera de Salas a Huerta del Rey entre los km. 51 y 46. Corte de Hortezielos. Hojas 277, Salas de los Infantes, y 315, Santo Domingo de Silos.
5. Las facies son muy constantes, de conglomerados cuarzosos y areniscas feldespáticas. Presentan estratificación cruzada, restos vegetales, lignitos. No se encuentran fósiles excepto localmente en la base de la Unidad (Corte de Hortezielos con Charofitas: *Perimnesti ancora* GRAMBAST, *Clavator adnatus*, *Flabellochara* sp.). La potencia es variable.  
Se apoya sobre diferentes formaciones del Jurásico o del megaciclo 1 (Grupo discordante).

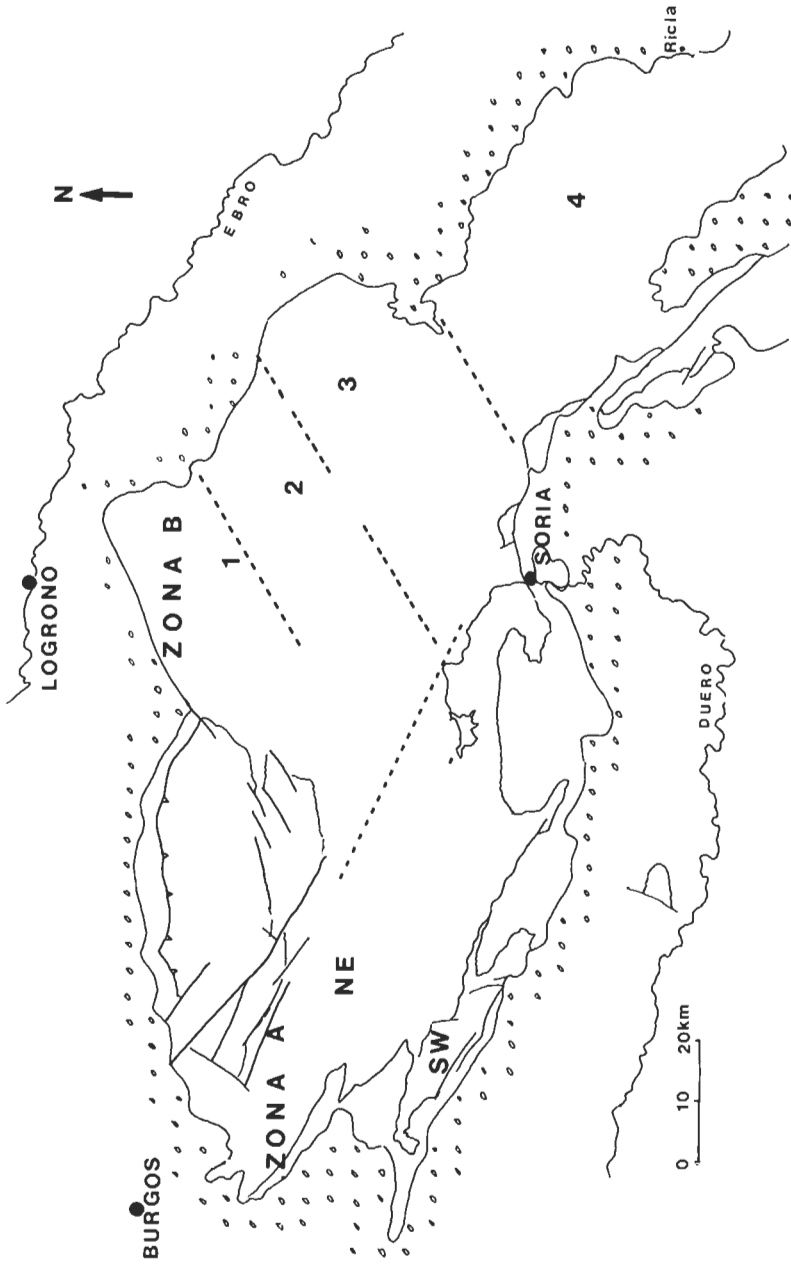


FIG. 7.7.—Zonas y secciones diferenciadas en la Sierra de los Cameros y Rama Ibérica Aragonesa.

6. Se extiende por la mayor parte de la zona occidental de la Sierra. Tiene su máximo de espesor (400 m) en el centro de la misma, reduciéndose hacia el SW hasta alcanzar algunos metros solamente y hacia el NE donde mide 100 m. Está ausente en la zona Oriental (¿laguna de erosión o no deposición?).
7. Fluvial. (Sistema braided).
9. La base ha sido datada como Barremiense.  
Edad probable: Barremiense-Albiense.
10. A. BEUTHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

#### 7.2.3.2. Zona B (Oriental) (Figs. 7.7 y 7.10)

##### MEGACICLO 1

##### *Ciclo I*

1. Conglomerados y areniscas limosas rojas de Torrecilla.
2. Grupo.
3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo Tera de G. TISCHER (1966).
4. Corte en la ribera izquierda del río Iregua, entre los km 290 y 292 de la carretera de Soria a Logroño. Hoja 241, Anguiano.
5. El Grupo está formado por tres secuencias, cada una de las cuales comprende de base a techo: conglomerados, areniscas y, por último, limos o limolitas rojas. Los conglomerados son sobre todo silíceos y solamente la última secuencia, que es además la más potente, incluye elementos calcáreos en abundancia. Está enriquecida en detríticos (limo-areniscas) e incluye concreciones algares centimétricas y nódulos calcáreos (resultantes de la pedogénesis).  
No se han encontrado fósiles.  
La potencia es de unos 100 m.  
Se apoya sobre el Oxfordiense superior marino de carácter regresivo.
6. El Grupo de Torrecilla se extiende a lo largo de una estrecha franja de unos 8 km de anchura a un lado y a otro de Torrecilla en Cameros.
7. Sistema aluvial complejo (canales divagantes, llanuras de inundación, lagos) desarrollado al pie de una cadena montañosa, que a lo largo del tiempo evoluciona en el sentido de mayor preponderancia de las facies típicas de llanura de inundación.
8. No existe más que en el área señalada.
9. Kimmeridgiense-Berriasiense inferior p. p.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).



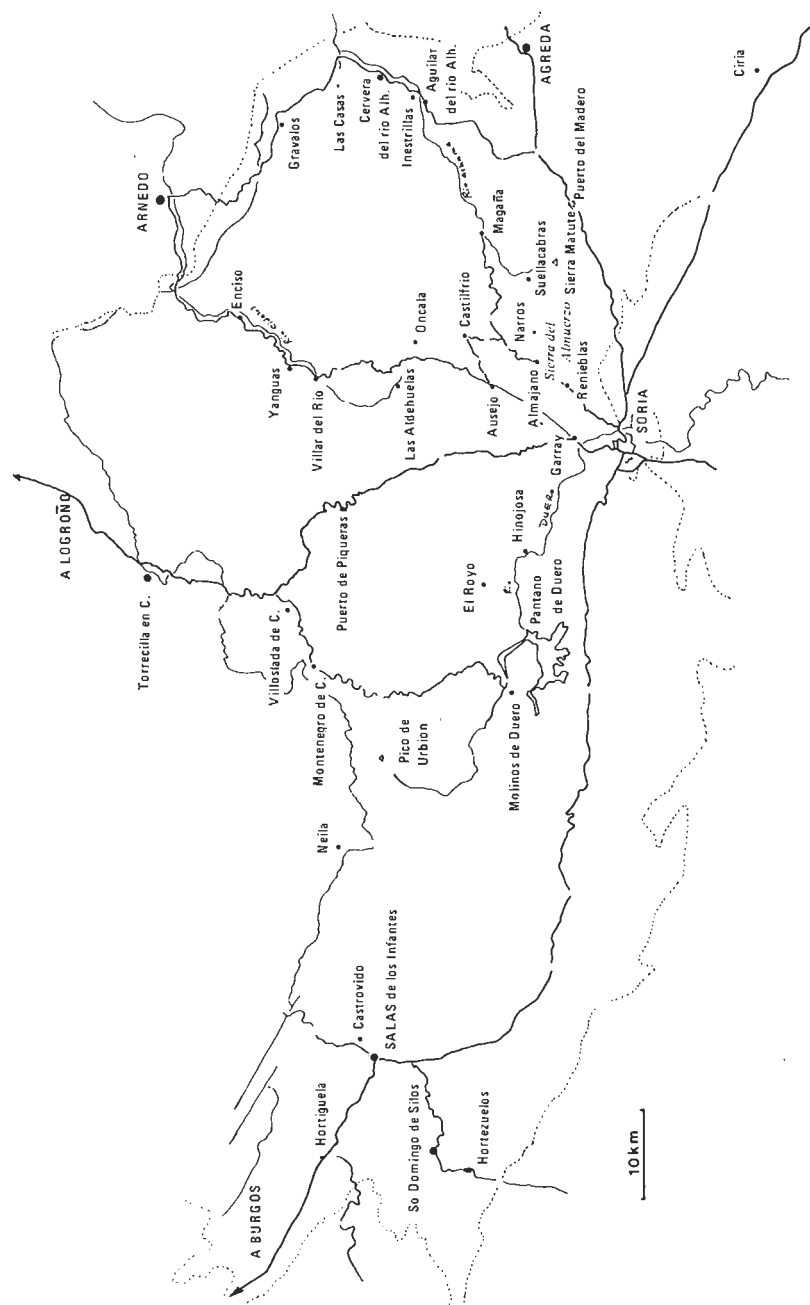


Fig. 7.8.—Situación de las localidades citadas en el texto.

1. Conglomerados, areniscas y calizas de Garray.
  2. Grupo.
  3. J. SALOMON en 1980 la define con el mismo rango y nombre.
  4. Al SW de Garray (Norte de Soria), al O de la carretera Soria-Logroño, en el km 4. Lat. 41° 47' 35" y long. 2° 27' 11" W. Hoja 350, Soria.
  5. Secuencia única que comprende conglomerados poligénicos en la base, luego areniscas con encostramientos y por último calizas lacustres en bancos más o menos masivos.  
Se encuentran algunos Ostrácodos y tallos de Charofitas a techo en las calizas.  
La potencia es de 50 m.  
Se apoya sobre el Jurásico (Oxfordiense detrítico).
  6. Solamente aparece en este punto.
  7. Se trata de un sistema aluvial complejo, de canales divagantes en zonas proximales y con instalación de un lago tras el desarrollo de la deposición fluvial.
  8. Desaparece al SW, pasa hacia el E al Grupo de Renieblas (al NE) y al Grupo del Madero (al SE).
  9. Kimmeridgiense a Berriasiense inferior p. p.
  10. J. SALOMON (1980 y 1982).
- 
1. Conglomerados poligénicos, areniscas rojas y margas marmorizadas de Renieblas.
  2. Grupo.
  3. J. SALOMON en 1980 la define con el mismo grado y nombre.
  4. Al norte de Renieblas, en el km 2 de la carretera de Soria a Magaña. Lat. 41° 49' 42" y long. 2° 21' 41" W. Hojas 350, Soria, y 318, Almarza.
  5. Grupo constituido por varias secuencias, cada una de las cuales comprende de base a techo: conglomerados poligénicos (de base erosiva), areniscas rojas y margas rojas y violetas.  
Aparecen numerosas señales de desarrollo de procesos pedogenéticos, marmorizaciones y calcretas.  
No se han encontrado fósiles.  
La potencia es de 60 m.  
Se apoya sobre el Jurásico desmantelado (calizas del Oxfordiense).
  6. No es visible más que en este punto.
  7. Sistema aluvial complejo en el que destacan las zonas de migración de canales y de llanura de inundación.
  8. Hacia el E pasa al Grupo del Madero con aumento del espesor y de las facies más detríticas.
  9. Kimmeridgiense a Berriasiense inferior p. p.
  10. J. SALOMON (1980-1982).

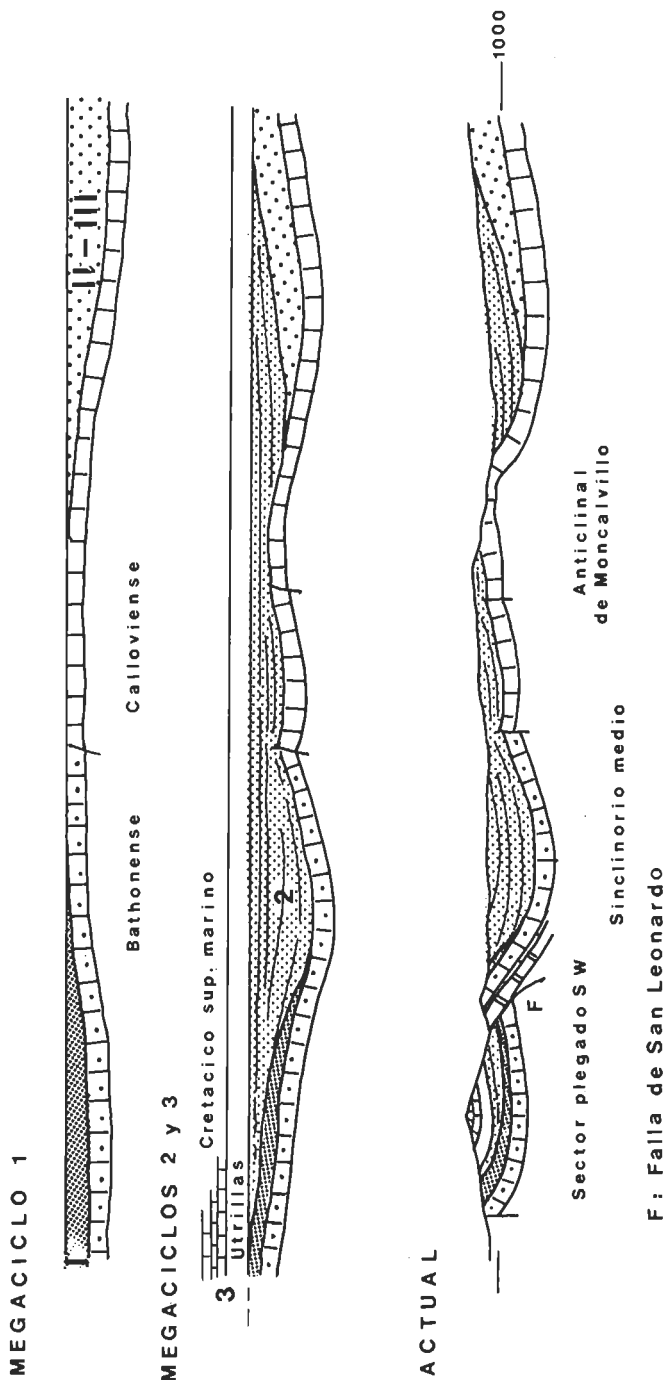


FIG. 7.9.—Formaciones continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior en la zona Occidental (Zona A).—Megaciclo 1. Ciclo I: Grupo de Hortezuolos; Ciclo II: Fm. de Neila; Ciclo III: Fm. de Urbión.—Megaciclo 2. Grupo de Salas.—Megaciclo 3. Base: Fm. de Utrillas.

1. Areniscas y limolitas rojas del Madero.
2. Grupo.
3. Es descrita por J. SALOMON en 1980. Equivalente al Grupo Tera pp. de G. TISCHER (1966).
4. Al N del Puerto del Madero (carretera de Soria a Agreda, en el km 250,5) y a lo largo del camino que conduce a Villar del Campo. Hoja 315, Santo Domingo de Silos.
5. Alternancia de areniscas rojas, limos rojos y raros niveles calcáreos en bancos decimétricos.  
Aparecen algunos raros Ostrácodos en las calizas y numerosas estructuras debidas a procesos pedogenéticos (costras, marmorizaciones, nodulizaciones).  
La potencia es de 100 a 200 m.  
Reposa sobre el Jurásico (Oxfordiense marino detrítico).
6. Se extiende hacia el NW hasta Pobar y hacia el SE hasta Olvega.
7. Se trata de un sistema aluvial complejo con predominio de facies características de llanura de inundación.
8. Pasa al W al Grupo de Renieblas. Desaparece hacia el NE y está ausente en la Sierra de Pegado.
9. Kimmeridgiense a Berriasiense inferior p. p.
10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

1. Conglomerados, areniscas y calizas de Ciria.
2. Grupo.
3. Fue descrita por P. F. BULARD en 1972. Considerada como Grupo por J. SALOMON en 1980.
4. Valle del río Manubles, al S de Ciria.
5. Este grupo desarrolla una serie de seis secuencias cada una de las cuales comprende de base a techo: conglomerados que engloban cantos calcáreos del Jurásico, areniscas calcáreas y por último margas limosas de color vinoso. Las secuencias son relativamente potentes (hasta 10 m). Los elementos conglomeráticos pueden ser de gran tamaño (hasta 10 cm). En los términos basales de las secuencias aparecen numerosas costras calcáreas (calcretas).  
Por encima de estas secuencias aparece una potente masa de calizas lacustres con Charofitas y Ostrácodos (alrededor de 150 metros).  
Se apoya sobre el Jurásico marino (Oxfordiense superior).
6. Este grupo se encuentra en la misma posición (reposando sobre el Jurásico superior) al W de Berdejo, al S de Bijuesca y al N de Ricla (Valle del Jalón). Tiene pocas variaciones, aunque se aprecia una disminución general de espesor entre Ciria y Ricla.
7. Sistema aluvial complejo de canales divagantes, llanuras de inundación y lagos.

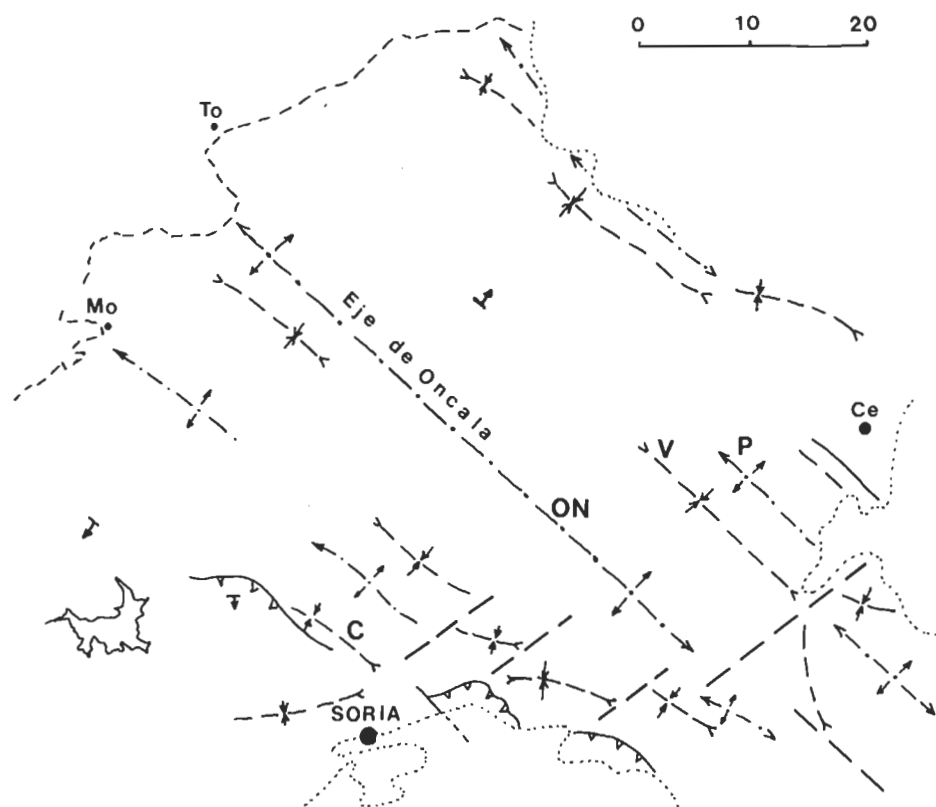


FIG. 7.10.—Zona oriental. Esquema estructural.— --- Fallas o flexuras.— <-> eje anticlinal.— >-< eje sinclinal.—Ce. Cervera del Río Alhama.—Mo. Montenegro en Cameros.—To. Torrecilla.—ON. Anticlinal de Oncala.—C. Sinclinal de Canredondo.—V. Sinclinal de Valdeprado.—P. Anticlinal de Pegado.

8. Se encuentra entre Berdejo y Bijuesca, así como en Ricla, donde tiene menos espesor.
9. Kimmeridgiense-Berriasiense inferior.
10. P. F. BULARD (1972). J. SALOMON (1980-1982).

#### Ciclo II (II-AB) (Fig. 7.11)

1. Calizas con Ostrácodos de la Sierra Matute.
2. Formación.
3. Es descrita por J. SALOMON en 1980. Equivalente al Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).
4. Es visible en toda la Sierra Matute, al norte de Aldealpozo. Latitud  $41^{\circ} 41'$  y long.  $2^{\circ} 12' 21''$  W. Hojas 318, Almarza, y 350, Soria.

5. Sucesión de calizas grises en bancos decimétricos que contienen abundantes Ostrácodos. Se reconoce *Theriosynoecum forbesii*. En la base aparecen grietas de desecación (mud cracks). La potencia en la Sierra Matute es de 800 m. Se apoya sobre el grupo de Madero (Ciclo I).
6. Está representada al SW del eje anticlinal de Oncala, en todos los sinclinales del SW de la zona oriental de la Sierra de los Cameros. La potencia varía de forma regular de 800 a 20 m, con empobrecimiento en Ostrácodos y aparición de facies con Algas y Charofitas. De la Sierra Matute al pantano del Duero se diferencian varias unidades con rango de Miembro.
7. Lacustre poco profundo.
8. Está ausente en todo el norte de la Sierra, así como en toda la zona occidental.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

#### (II-A)

1. Calizas con Ostrácodos de Suellacabras.
  2. Miembro.
  3. Descrito por J. SALOMON en 1980. Está incluido dentro del Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).
  4. Aflora en los alrededores de Suellacabras (hoja 318), en el flanco NE del sinclinal de Calderuela. Hay un corte a lo largo de la carretera de Almajano-Trebajo hasta El Espino.
  5. Calizas grises en bancos delgados con concreciones algares centimétricas y numerosos Ostrácodos. Aparecen con relativa frecuencia «mud cracks». Fauna: *Theriosynoecum forbesii*. Potencia de 100 a 150 m. Se apoya sobre la Fm. del Madero.
  6. Solamente está representada en las partes NE y E del sinclinal de Calderuela.
  7. Medio lacustre, ocasionalmente desecado.
  8. Hacia el N pasa a la Fm. de Castilfrío por cambio lateral de facies (enriquecimiento muy rápido en detríticos).
  9. Berriasiense inferior.
  10. J. SALOMON (1980-1982).
- 
1. Conglomerados silíceos y areniscas del pantano del Duero.
  2. Formación.
  3. Es descrita por J. SALOMON en 1980.
  4. Es visible de una a otra parte del Duero a la salida del pantano del Duero. Hoja 317, Vinuesa.

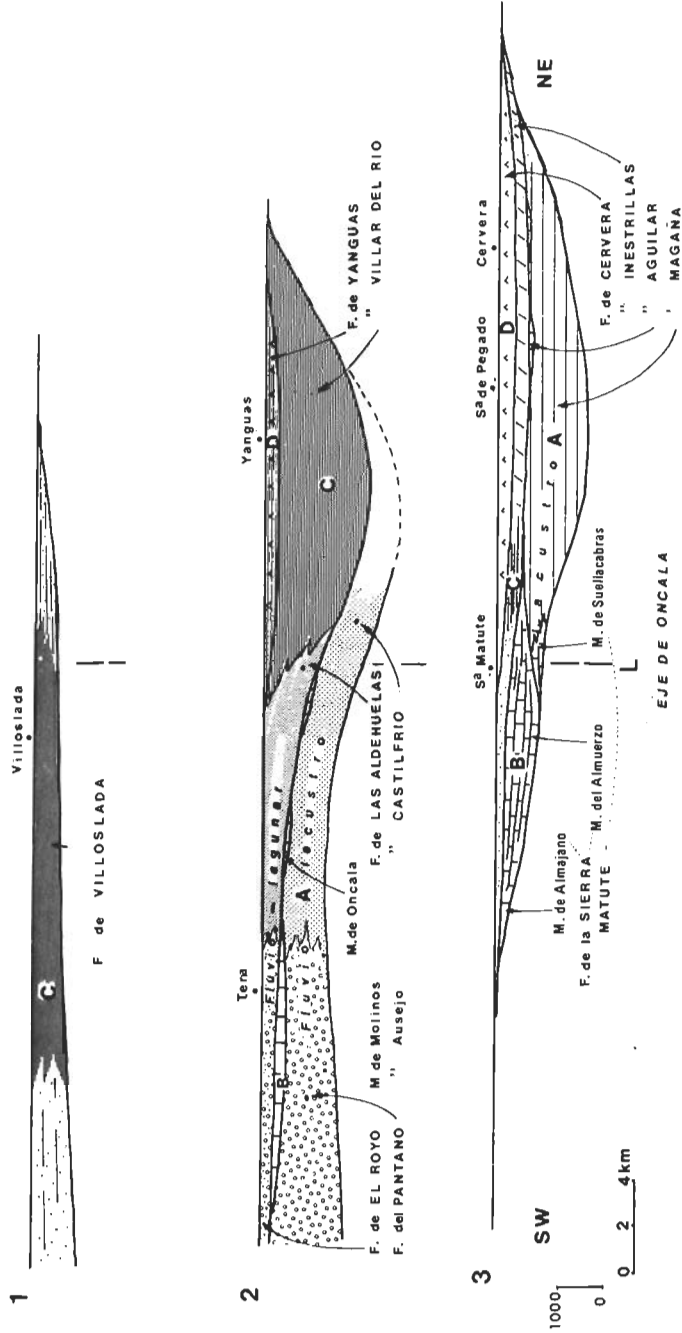


Fig. 7.11.—El Ciclo II en la zona oriental (B). Sectores 1, 2, 3 (ver. fig. 7.7).

5. Conglomerados silíceos y areniscas. Los cantos de los conglomerados no pasan del centímetro. Aparece estratificación cruzada pero no de una forma sistemática.  
La potencia no puede ser apreciada, pero verosíblemente alcanza varios centenares de metros.  
No se han encontrado fósiles.  
No es posible observar aquí el substrato, pero al SE reposa sobre los Grupos de Garray o de Renieblas (según un contacto neto).
6. Se extiende hasta el valle del río Tera al NE; aparece también en Garray y Renieblas, donde ya no mide más que 50 m.
7. Fluvial (Sistema braided).
8. Pasa lateralmente por cambio lateral de facies a la Fm. de Castilfrío.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982).

1. Areniscas, arcillas y calizas de Castilfrío.
2. Formación.
3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo Oncala de G. TISCHER (1966) mas Tera p. p.
4. Cortes tipo: Cerca del pueblo de Ausejo para el techo de la unidad, de Castilfrío para la parte media y por último también cerca de Carrascosa. Hoja 318, Almarza.
5. Formación en gran parte detrítica con alternancia de areniscas (localmente con estratificación cruzada), arcillas oscuras y bastante raramente calizas con Ostrácodos y concreciones algares. Localmente aparecen niveles conglomeráticos.  
Estructuras sedimentarias: Slumps, grietas de desecación, laminaciones.  
La potencia es de alrededor de 700 m.  
Fósiles raros: *Theriosynoecum forbesii*.  
Se apoya en el SE sobre la Fm. del Madero.
6. Se extiende desde el valle del Tera al NW hasta la Sierra del Almuerzo al SE.
7. Medio lacustre con influencias fluviales al SW y marcas de exposición subaérea al NE (de Ausejo a Valtajeros).
8. Pasa al SW a la Fm. Pantano del Duero, al SE a la Fm. de Magaña y al Miembro de Suellacabras de la Fm. de la Sierra Mátute.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

1. Arcillas y areniscas de Magaña.
2. Formación.



3. Descrita en 1980 por J. SALOMON. Es equivalente a parte del Grupo Oncala descrita por G. TISCHER en 1966.
4. Entre los pueblos de Pobar y Magaña (carretera de Soria a Magaña, entre los km. 16-26). Hojas 318, Almarza, y 319, Agreda.
5. Arcillas compactadas grises y verdes, limos, areniscas en bancos continuos o en canales y algunos niveles calcáreos.  
Aparecen numerosas estructuras sedimentarias: estratificación cruzada, slumps, pistas y bioturbación, nodulizaciones y laminaciones. La potencia está comprendida entre los 1.000 y los 1.500 metros.  
No se han encontrado fósiles.  
Se apoya sobre la Fm. del Madero en la zona del corte tipo.
6. Está representada exclusivamente entre Pobar y Cervera (SE de la Sierra) sin cambios de facies notables. No está presente más que en el cierre periclinal del sinclinal de Valdeprado y del anticlinal de Pegado, aproximadamente al SE del valle del río Alhama (donde se apoya sobre el Oxfordiense superior).
7. Lacustre (cuenca lacustre con una profundidad superior a 15 m).
8. Pasa al SW, por cambio de facies, al Miembro de Suellacabras de la Fm. de la Sierra Matute, y al NW a la Fm. de Castilfrío.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

## (II-B)

1. Calizas con Ostrácodos de la Sierra del Almuerzo.
2. Miembro.
3. Descrito en 1980 por J. SALOMON. Equivalente al Grupo Oncala pp. de G. TISCHER (1966).
4. En el corte de la carretera de Pobar a Almajano entre los 41°53'10" de lat. y 2°14'01" de long. 41°51'10" de lat. y 2°20'21" de long., al pie de la Sierra del Almuerzo. Hoja 318, Almarza.
5. Calizas grises en bancos decimétricos, ricas en Ostrácodos, concreciones algales y pequeños Casterópodos.  
Entre los Ostrácodos se reconoce *Theriosynoecum forbesii*.  
La potencia en el corte tipo es de 250 m pero algunos km más al Este mide ya 800 m, aunque no sufre cambio de facies.  
Se apoya tanto sobre el Miembro Calizas con Ostrácodos de Suellacabras al SE como sobre la Fm. Areniscas y limolitas de Castilfrío. El contacto es siempre progresivo.
6. Está representado en el flanco NW del sinclinal de Calderuela.
7. Lacustre, siempre inundado y poco profundo.
8. Pasa hacia el SE al Miembro Calizas de Almajano y hacia el NW al Miembro Calizas del Pico San Juan.

9. Berriasiense inferior.
  10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).
- 
7. Calizas de Almajano.
  2. Miembro.
  3. Descrito por J. SALOMON en 1980. Equivalente al Grupo Oncala p. p. de G. TISCHER (1966).
  4. Al sur de Almajano, en el km 11,5 de la carretera local de Magaña. Lat. 41° 50' y lat. 2° 31' 31" W. Hoja 318, Almarza.
  5. Calizas ocre y grises en bancos de espesor variable, facies frecuentemente grumelosas, pobre en componentes orgánicos (restos de Gasterópodos y de Ostrácodos). El espesor es de 60 m. Se apoya sobre la Fm. del Pantano del Duero.
  6. Está representada en el flanco SW del sinclinal de Calderuela hasta Aldealpozo.
  7. Lacustre, constantemente inundado, poco profundo.
  8. Pasa hacia el NE al Miembro Calizas con Ostrácodos de la Sierra del Almuerzo.
  9. Berriasiense inferior.
  10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).
- 
1. Calizas con Charofitas de Ausejo.
  2. Miembro.
  3. Descrito por J. SALOMON en 1980. Está incluida dentro del Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).
  4. Corte de la carretera comarcal de Medinaceli (hoja 318), entre las poblaciones de Matute y La Rubia.
  5. La serie comienza con bancos calcáreos con intercalaciones de niveles limosos y continúa por calizas ricas en Charofitas. El techo es más detrítico, apareciendo areniscas y limos intercalados entre las calizas.  
La potencia es de alrededor de 200 m.  
Se apoya sobre la Fm. de Castilfrío en paso gradual.
  6. Constituye todo el macizo del Pico de San Juan, entre Ausejo y Matute.
  7. Medio lacustre.
  8. Pasa hacia el E al Miembro de la Sierra del Almuerzo y hacia el W al Miembro de Hinojosa.
  9. Berriasiense inferior.
  10. J. SALOMON (1980-1982).
- 
1. Calizas estromatolíticas de Hinojosa.
  2. Miembro.
  3. Descrito por J. SALOMON en 1980. Se incluye dentro del Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).

4. Es visible al E de Hinojosa, alrededor del sinclinal de Canredondo. Hoja 317, Vinuesa.
5. En la base hay calizas pseudobrechoides, luego con calizas con Charofitas que pasan a calizas estromatolíticas en bancos potentes.  
La potencia es de 200 m al NE del sinclinal, pero pasa a 50 m más hacia el SW.  
Se apoya sobre la Fm. del Pantano del Duero según contacto neto.
6. No existe más que en el sinclinal de Calderuela.
7. Medio lacustre.
8. Pasa hacia el W al Miembro de Molinos y hacia el E al Miembro de Ausejo.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982).

1. Calizas y areniscas de Molinos de Duero.
2. Miembro.
3. J. SALOMON en 1980. Es equivalente al Grupo Oncala p. p. de G. TISCHER (1966).
4. Cantera a 2 km al S de Molinos de Duero, al sur de la carretera de Molinos a Almazán. Lat. 41° 52' 00" y long. 2° 46' 51" W. Hoja 317, Vinuesa.
5. Calizas relativamente masivas, con aspecto a veces arriñonado, que se presentan en bancos de 5 m de espesor y entre los cuales se intercala una pasada de areniscas conglomeráticas. Sobre todo son calizas con Charofitas y calizas gravelosas.  
No se ha encontrado fauna determinable.  
La potencia es de 10 a 15 m.  
Se apoya sobre la Fm. conglomerados del Pantano del Duero según contacto neto.
6. Se extiende con las mismas características todo alrededor del Pantano del Duero.
7. Lacustre.
8. Desaparece hacia el O, hacia el E pasa al Miembro Calizas de Hinojosa, de la Fm. de la Sierra Matute.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

1. Calizas y limolitas con Ostrácodos de Oncala.
2. Miembro.
3. Descrito por J. SALOMON en 1980.
4. En el km 21 de la carretera Soria-Arnedo, en el cruce con la comarca de Oncala. Hoja 318, Almarza.

5. Alternancia de bancos calcáreos más o menos masivos, ricos en Ostrácodos y Charofitas y de bancos delgados limoso-arenosos azoicos.  
Fauna: *Theriosynoecum forbesii*.  
La potencia es de 15 m.  
Se apoya sobre la Fm. de Castilfrío en contacto gradual.
6. Se encuentra esporádicamente hacia el W hasta el valle del río Tera, pero desaparece hacia el N y el E.
7. Medio lacustre.
8. Pasa lateralmente hacia el S al Miembro de Ausejo.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982).

1. Calizas y margas de Aguilar del Río Alhama.
2. Formación.
3. J. SALOMON (1980). Es equivalente a parte del Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).
4. En el km 9 de la carretera de San Felices a Cervera del Río Alhama. Lat. 41° 57' 30" y long. 2° 00' 31" W. Hoja 319, Agreda.
5. De base a techo se distinguen:
  - Calizas constituidas por alternancia repetida de horizontes con Ostrácodos y Charofitas y horizontes azoicos. Estos niveles constituyen secuencias que tienen en la base niveles bioclásticos y a techo niveles más o menos brechificados con grietas de desecación (estos niveles son a menudo dolomíticos). Estas secuencias traducen así el fenómeno inundación-exposición subaérea (desección).
  - Serie de bancos calcáreos y arcillas oscuras con Ostrácodos. Inundación constante.
  - Calizas laminadas con acumulaciones locales de Ostrácodos. Estructura de deslizamiento. Estructura fenestral.Son muy ricas en *Theriosynoecum forbesii* y Charofitas (girogonitos indeterminables).  
La potencia es de 50 m.  
Se apoya sobre la Fm. de Magaña según contacto neto.
6. No está presente más que en el flanco NE del anticlinal de Pegado.
7. Lacustre con alternancias de inundaciones y desecaciones. La extensión lacustre es limitada en el espacio.
8. Equivalente al Miembro de Almuerzo de la Fm. de la Sierra Matute.
9. Berriasiense inferior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

## (II-C)

1. Areniscas y limolitas arcillosas de Villoslada.
  2. Formación.
  3. Definida por J. SALOMON en 1980. Equivalente al Grupo Tera más el Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).
  4. Carretera de Montenegro a Villoslada en Cameros. Hoja 279, Villoslada en Cameros.
  5. Serie monótona de areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala en la base, areniscas limosas y arcillas limosas alternando en bancos decimétricos. Aparecen algunas faunas de Ostrácodos características de aguas salobres con: *Fabanella boloniensis* y *Macrodentina mediostricta transfuga*. En el techo, niveles más calcáreos con Gasterópodos del tipo *Glaucania* sp. Potencia de 200 a 300 m.  
Se apoya sobre el Jurásico superior marino. Contacto neto.
  6. Se extiende por la parte NW de la zona oriental de la Sierra de los Cameros pero no llega a Luezas. Disminuye de espesor progresivamente de SW a NE.  
Nota: En los alrededores de Ortigosa se ha encontrado flora estudiada por G. DEPARE y J. DOUBINGER en 1956-1960.
  7. Lagunar.
  8. Pasa lateralmente al SW a la Fm. de Neila y al SE a la Fm. de las Aldehuelas.
  9. Berriasiense superior.
  10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).
- 
1. Conglomerados y areniscas silíceas de El Royo.
  2. Formación.
  3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo Oncala más el Grupo Urbión de A. BEUTHER (1966).
  4. Corte parcial al N de El Royo, km 19 de la carretera de Tera a Molinos de Duero. Hoja 317, Vinuesa.
  5. Conglomerados cuarzosos y areniscas dispuestas en numerosos canales de dimensiones métricas en la base de la Formación (100 m). Luego areniscas aparentemente laminadas.  
No se han encontrado fósiles.  
La potencia es de 700-800 m.  
Reposa en el SW sobre los Miembros de Molinos y de Hinojosa de la Formación de la Sierra de Matute y en el NW sobre el Jurásico.
  6. Está presente en la zona de paso entre la zona oriental y la occidental (denominada zona de las Sierras).  
Se encuentra en el sinclinal de Canredondo; su espesor decrece

de NW a SE, se condensa muy rápidamente a la altura del valle del Duero y desaparece hacia el SE (ribera derecha del Duero).

7. Fluvial en la base, pasando a subacuático al techo.
8. Pasa hacia el NW a la Fm. de Neila, al N a la Fm. de Villoslada y E a la Fm. de las Aldehuelas.
9. Berriasiense superior.
10. A. BEUTHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

1. Areniscas y limolitas de las Aldehuelas.
2. Formación.
3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo de Oncala de G. TISCHER (1966).
4. La formación está atravesada por la carretera Soria-Arnedo, entre los km 22,5 y 27. Hojas 318, Almarza, y 280, Enciso.
5. Areniscas relativamente finas, casi limosas y micáceas, se presentan en bancos decimétricos (20, 30 cm), organizadas en estratificación cruzada a gran escala. Cada banco presenta estratificación cruzada de pequeña escala y grietas de desecación en el techo. No se ha encontrado fauna representativa. Potencia, alrededor de 700 m. Reposa sobre la formación Castilfrío.
6. Se extiende alrededor del eje anticlinal de Oncala y sobre el arranque SW del mismo, hasta el valle del río Rayan, enriqueciéndose en areniscas con estructuras de canales hacia el SW.
7. Medio de transición fluvial lagunar.
8. Pasa al NE a la Formación de Villar del Río y por el SW a la Formación de El Royo.
9. Berriasiense superior.
10. J. SALOMON (1980 y 1982). G. TISCHER (1966).

1. Areniscas laminadas de Narros.
2. Miembro.
3. Descrito por J. SALOMON en 1980. Forma parte del Grupo Urbión de G. TISCHER (1966).
4. Aparece en el sinclinal de Calderuela, al sur de Narros. Hoja 318, Almarza.
5. Está compuesto por areniscas en pequeños bancos decimétricos. En la base aparecen algunos niveles más groseros con cantos de cuarzo, que rápidamente se hacen más finos y se enriquecen en mica blanca. La potencia es indeterminada (¿100 m?). No se ha encontrado fauna. Se apoya sobre la Fm. de la Sierra Matute según contacto transicional.
6. No existe más que en el sinclinal de Calderuelo.

7. Llanura de inundación (?).
  8. Es equivalente a la Fm. de las Aldehuelas.
  9. Berriasiense superior.
  10. J. SALOMON (1980-1982).
1. Limos y arcillas de Villar del Río.
  2. Formación.
  3. J. SALOMON (1980). Equivalente al Grupo de Oncala p. p. de G. TISCHER (1966).
  4. Corte a lo largo de la carretera de Soria a Arnedo entre el km 25 y Villar del Río. Hoja 280, Enciso.
  5. Limos y arcillas negras laminadas. Contienen Ostrácodos de medio salobre, en la parte superior las arcillas se hacen nodulosas (producidas por sucesivas desecaciones), en los limos arenosos aparecen estructuras de tipo «ripples» y «climbing bedding». Fauna: *Fabanella boloniensis*. Potencia de 1.500 a 1.800 m a la altura del corte tipo. Base no visible.
  6. Se extiende por el arranque NE del anticlinal de Oncala, entre los valles del río Baos (al NW) y Alhama (al SE). Disminuye de espesor de NW a SE, alcanzando 300 m en el SE. Esta evolución se acompaña con la aparición, cada vez más frecuente, de grietas de desecación.
  7. Medio lagunar, permanente en el NW y máximo a la desecación en el SE.
  8. Pasa en el SW a la Formación de las Aldehuelas y en el SE a la Formación de Inestrillas con cambio de facies.
  9. Berriasiense superior.
  10. J. SALOMON (1980-1981). G. TISCHER (1966).
1. Calizas dolomíticas de Inestrillas.
  2. Formación.
  3. J. SALOMON (1980). Agrupados por G. TISCHER con las calizas de Cervera (II-D). Equivalente al Grupo Oncala p. p.
  4. Corte tipo: antigua cantera a 4 km de la carretera de Cervera del río Alhama, cerca del pueblo de Inestrillas. Lat. 41° 58' 10" N y long. 1° 58' 41" W. Hoja 319, Agreda.
  5. Calizas dolomíticas de color amarillo-beige, teñidas de rojo. Aspecto a menudo pulvurulento a causa de la decalcificación secundaria originando niveles brechificados o nodulosos. Bancos regulares decimétricos. Contiene un 45 por 100 de dolomita. Numerosas estructuras de «slumps» métricos a decamétricos. Potencia, 200 m. Fósiles raros (Ostrácodos de medio salobre).

Reposa sobre la Formación de Magaña o sobre la Formación de Aguilar del Río Alhama, con un contacto progresivo en este caso.

6. No existe nada más que en el cierre SE del sinclinal de Valdeprado y alrededor del anticlinal de Pegado.
7. Medio de sebkha.
8. Pasa lateralmente hacia el NW a la Formación de Villar del Río.
9. Berriasiense superior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

#### (II-D)

1. Arcillas yesíferas de Yanguas.
2. Formación.
3. Es descrita por J. SALOMON en 1980. Corresponde a parte del Grupo Oncala de G. TISCHER (1966).
4. Entre Villar del Río y Yanguas (carretera de Soria a Arnedo, kilómetros 38 a 40). Hoja 280, Enciso.
5. Serie monótona de arcillas laminadas con niveles milimétricos de yeso (pseudomorfosis en calcita).  
Potencia de 200 m.  
Se apoya sobre la Formación de Villar del Río. Contacto progresivo.
6. Se extiende de NW a SE desde Diustes al valle del río Mayor (flanco NE del anticlinal de Oncala).
7. Sebkha.
8. Pasa al SE a la Formación de Cervera por cambio lateral de facies (enriquecimiento en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ).
9. Berriasiense superior.
10. J. SALOMON (1980-1982). G. TISCHER (1966).

1. Calizas yesíferas de Cervera del Río Alhama.
2. Formación.
3. Descrita por J. SALOMON (1980) y por G. TISCHER (1966) bajo el nombre de «Plattenbänderkalk». Equivalente al Grupo de Oncala p. p.
4. Corte: Carretera de Cervera del Río Alhama, km. 37 a km. 34. Hoja 281, Illueca.
5. Calizas finamente laminadas, micríticas, beiges a rosas, en bancos de centimétricos a decimétricos que contienen lechos de yeso (pseudomorfosis en calcita). Estas calizas son a veces dolomíticas.  
Presencia frecuente de «mud craks».  
Restos locales de Ostrácodos: *Fabanella* s. p.  
Potencia, 200 m.



Reposa sobre la Formación de calizas dolomíticas de Inestrillas. Contacto progresivo.

6. Se extiende sobre el sinclinal de Valdeprado y el anticlinal de Pegado, desde San Pedro Manrique al W hasta el borde actual de la cuenca al E.
7. Sebkha.
8. Pasa al NW a la formación de arcillas yesíferas de Yanguas.
9. Berriasiense superior.
10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

### *Ciclo III (III-A) (Fig. 7.12)*

1. Areniscas y arcillas del Cidacos.
2. Formación.
3. G. TISCHER en 1966 la sitúa en el Grupo Urbión y Enciso p. p Redefinida e individualizada por J. SALOMON en 1980.
4. Carretera de Soria a Arnedo, aguas abajo de Yanguas (valle del Cidacos) hasta el pueblo de Las Ruedas. Hoja 280, Enciso.
5. Importantes masas de areniscas en bancos métricos alternando con limos y arcillas. Se caracteriza por la existencia de marcas de deslizamiento y de resedimentación con numerosas estructuras en la base de las capas areniscosas. No se han encontrado fósiles.  
La potencia pasa de 1.500 m en el valle a 0 m a la altura del borde actual NE.  
Se apoya sobre la Formación de Yanguas al SW y sobre el Jurásico al NE.
6. Se extiende al NE sobre una gran parte del comienzo del anticlinal de Oncala y al NW sobre la charnela del mismo.
7. Lacustre, sedimentación de talud.
8. Pasa lateralmente por cambio de facies a la Formación de las Casas (hacia el NW y el SE).
9. Valanginiense inferior.
10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

1. Calizas, areniscas y arcillas de Las Casas.
2. Formación.
3. G. TISCHER en 1966 la sitúa en el Grupo Urbión y en el Grupo Enciso. J. SALOMON le da el rango de Formación en 1980.
4. Corte en la carretera de Cervera a Fitero (km. 34-32) y después en la carretera de Grávalos (km. 31 a 23). Hoja 281, Cervera del Río Alhama.
5. Megasecuencia que comprende: en la base calizas oscuras, con niveles conglomeráticos intercalados y trazas de concreciones al-

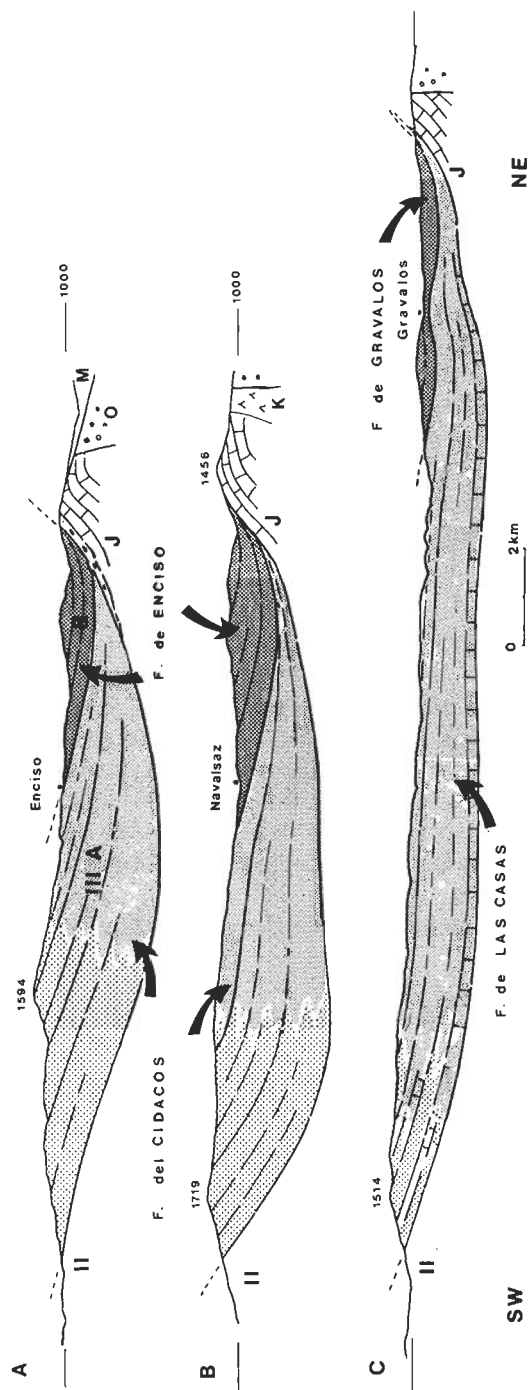


FIG. 7.12.—El Ciclo III en la zona oriental. J. Sustrato hasta el Oxfordense.—II. Formaciones del Ciclo II.—O. Oligoceno.—M. Mioceno.

gares, luego areniscas y arcillas con Ostrácodos y Vivíparos y por último areniscas y arcillas azoicas.

El término intermedio está compuesto de pequeñas secuencias con: base-arcillas calcáreas ricas en organismos (Ostrácodos, Unios, Vivíparos), parte media-limos con escasos organismos y techo-areniscas con microestratificación y superficie rubefactada (secuencias de inundación-deseccación).

Fauna: Ostrácodos con *Theriosynoecum fittoni*. Unios, Vivíparos. La potencia es de 200 m.

Se apoya sobre la Formación de Cervera en contacto neto.

6. Está representada en el SE de la zona oriental y al NW de la misma (de Jubera a Luezas).
7. Lacustre con aportes detríticos.
8. Pasa lateralmente hacia el NW, por cambio de facies, a la Formación del Cidacos.
9. Valanginiense inferior.
10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

### (III-B)

1. Arcillas y areniscas de Enciso.
2. Formación.
3. Comprende una parte del Grupo Enciso y el Grupo Oliván de G. TISCHER (1966). Fue definida por J. SALOMON en 1980.
4. Valle del Cidacos, en la carretera de Soria a Arnedo, entre las poblaciones de Ruedas y Arnedillo. Hoja 280, Enciso.
5. Alternancias de areniscas limosas y arcillas negras con fauna de Ostrácodos características de facies salobres. Las areniscas son finas y laminadas.

Fósiles: *Fabanella boloniensis* y pisadas de reptiles en las arcillas compactas.

Potencia: 500 m.

Se apoya sobre la Formación del Cidacos al SW y sobre el Jurásico al NE.

6. Aparece en todo el borde NE de la Sierra de Cameros. Su espesor se reduce muy rápidamente a la altura del borde actual de la cuenca al NE.
7. Lagunar (playa-lake).
8. Pasa lateralmente por cambio de facies a la Formación de Grávalos (al SE).
9. Valanginiense (¿sup?).
10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

1. Areniscas y limolitas de Grávalos.
2. Formación.

3. Descrita por G. TISCHER en 1966 bajo el nombre de Grupo Oliván. Definida como Formación en 1980 por J. SALOMON.
4. Carretera de Grávalos, desde el km 23 hasta Grávalos. Hoja 281, Cervera del Río Alhama.
5. Alternancia de areniscas dispuestas en canales métricos y de limolitas de rojas a verdes que han sufrido procesos pedogenéticos.  
No se han encontrado fósiles.  
Potencia indeterminada (más de 500 m).  
Se apoya sobre la Formación de las Casas al SW y sobre el Jurásico al NE.
6. Aparece en el SE de la zona oriental.
7. Llanura aluvial con canales y llanura de inundación.
8. Pasa lateralmente al NE por cambio de facies a la Formación de Enciso.
9. Valanginiense (¿sup?).
10. G. TISCHER (1966). J. SALOMON (1980-1982).

#### 7.2.4. Cronoestratigrafía

##### *Datos fosilíferos más importantes. Discusión*

Establecer la estratigrafía de las formaciones continentales es una cuestión delicada debido a la ausencia de los fósiles clásicamente utilizados para dataciones (Foraminíferos o Ammonites). Es necesario recurrir a otros taxones, como los Ostrácodos, Charofitas, Polen, aceptando un cierto grado de imprecisión.

El empleo de los Ostrácodos se ha generalizado a partir de los trabajos de F. W. ANDERSON sobre las formaciones de Inglaterra y de G. MARTIN en las formaciones de Alemania. Se ha utilizado principalmente el género *Cypridea*, del cual abundan diferentes especies en los medios continentales de esta época, y ha sido la base de un cierto número de escalas estratigráficas. Pero, dada la gran variabilidad intraespecífica de las especies de *Cypridea* (y de numerosos Ostrácodos continentales), la ausencia de estudios estadísticos sobre sus poblaciones y la dificultad de determinar una especie definida por un autor, el valor estratigráfico de las especies de *Cypridea* es muy restringido, incluso a nivel local.

Por el contrario, el género *Theriosynoecum*, menos rico en especies, es mucho más utilizable. Así, desde los trabajos de C. A. WICHER en 1957, es posible determinar con certeza dos especies: *T. forbesii* y *T. fittoni*, que son característicos del Berriasiense inferior y del Valanginiense inferior, respectivamente (J. SALOMON, 1972 y 1980) (Fig. 7.13).

A partir de los trabajos de L. GRAMBAST se utilizan frecuentemente las Charofitas y más particularmente los Clavatoráceos. Permiten pre-

| Angleterre | Allemagne du NW   | Espagne                                                                           | Faune             |
|------------|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| WEALDEN    | W 6               |  | <i>T. fittoni</i> |
|            | W 5               |                                                                                   |                   |
|            | W 4               |                                                                                   |                   |
| PURBECK    | W 3<br>W 2<br>W 1 | Berriasien<br>supérieur                                                           |                   |
|            | Serpulit          |  | <i>T. forbesi</i> |
|            | Obere M. M.       |                                                                                   |                   |

Fig. 7.13.—Correlación entre las series del SE de Inglaterra y el NW de Alemania (según DÖRHÖFFER-NORRIS, 1977). Correlación con el N de España en función de las especies de *Therapsynoecum* (J. SALOMON, 1980).

cisiones estratigráficas que, sin embargo, no deben pasar de uno o dos pisos. A pesar de ello, y si se utilizan junto con otros datos, proporcionan un elemento interesante de aproximación.

Los análisis polínicos son más delicados de utilizar, o bien las formaciones no presentan condiciones de conservación del polen o bien los espectros de repartición obtenidos no son característicos. Así, sólo en casos raros y aislados el polen puede proveer indicaciones estratigráficas, de esta forma constituyen un complemento para los otros datos.

### 7.2.5. *Paleogeografía y Paleotectónica*

#### 7.2.5.1. El megaciclo 1

##### a) *Ciclo I* (Fig. 7.14)

Se extiende desde el Kimmeridgiense al Berriasiense inferior p. p., incluyendo por tanto un espacio de tiempo bastante largo. En el curso de este ciclo se desarrollaron una serie de sistemas aluviales complejos, desarrollados al pie de zonas montañosas, aparentemente independientes los unos de los otros y que rodean la actual Sierra de los Cameros. La repartición de estos sistemas parece estar controlada por el juego de ciertas estructuras, este hecho relativamente más claro en la parte occidental (Fig. 7.15). Si al comienzo del ciclo aparecen depósitos groseros de relleno de canal o más finos de llanura de inundación, el final del mismo está constituido por depósitos calcáreos en el interior con algunas cubetas, zonas deprimidas y cerradas, con una lámina permanente de agua, debidas a un reajuste estructural.

##### b) *Ciclo II*

Se desarrolla durante el Berriasiense y representa un momento en el cual la actividad tectónica de la cuenca es más intensa. Este complejo ciclo marca una ruptura con el precedente. Se diferencian cuatro fases:

*Fase A* (Fig. 7.16).—Formación de una cuenca que se extiende por la zona oriental de la Sierra y más particularmente en su parte central y suroriental.

Está controlada por dos estructuras principales denominadas de Soria (N-60) y Oncala (N-135), las cuales la dividen en dos ramas de subsidencia desigual.

En la rama principal N-60 aparece un complejo fluvio-lacustre alimentado desde una zona situada al SW, y en el cual la sedimentación

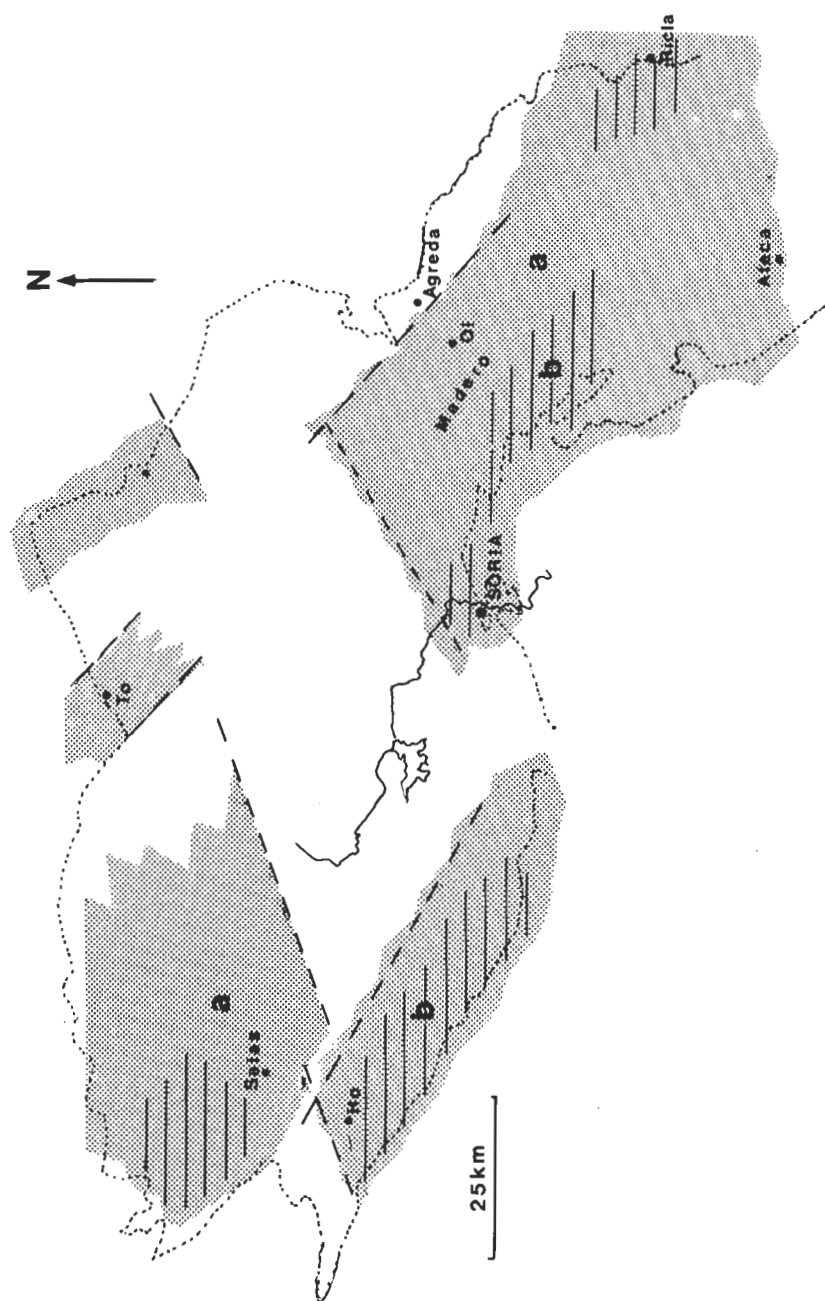


FIG. 7.14.—Ciclo I. Extensión de los depósitos y estructuración del dominio sedimentario.—a. Depósitos detríticos de relleno de canal y de llanura de inundación.—b. Depósitos de calizas lacustres.

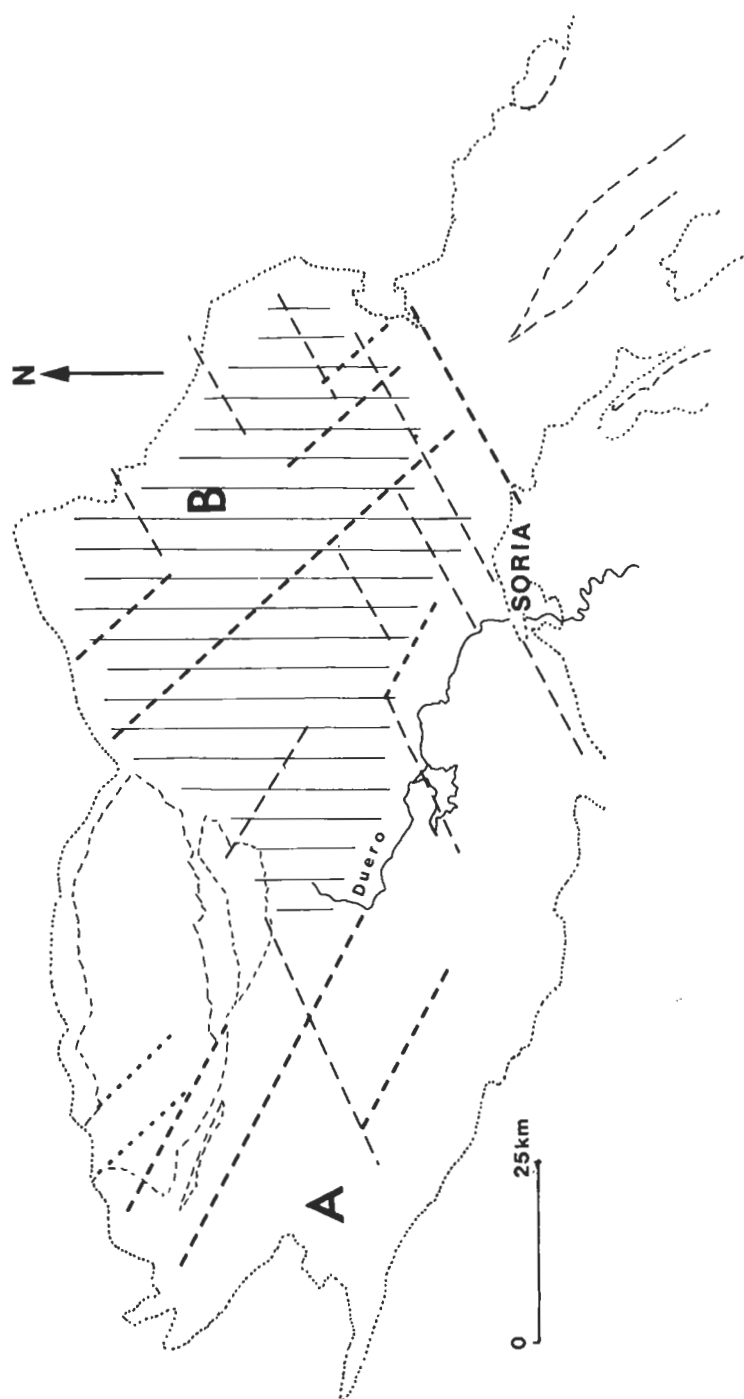


FIG. 7.15.—Las grandes líneas estructurales de la Sierra de los Cameros y de la Sierra de la Demanda.—Zona rallada: Zona con sedimentación wealdense importante (Megaciclo I). Diferenciación de dos ramas estructurales de orientación N120 (A) y N135 (B).



es predominantemente detrítica. En la rama N-135 existe un estrecho compartimento, fuertemente subsidente, con sedimentación lacustre y detrítica fina.

*Fase B* (Fig. 7.17).—El dominio sedimentario se estrecha, reduciéndose a un angosto sector en el interior de la cuenca precedente. Está cerrado hacia el SW y el SE y la sedimentación fue controlada principalmente por una sucesión de estructuras N-60. La sedimentación es calcárea, dentro de un medio lacustre, y la expansión localizada y temporal de la lámina de agua hacia el NE da lugar a charcas donde se produce deposición de materiales calcáreos o margosos.

En el resto del área la sedimentación es, al parecer, reducida o ausente.

*Fase C* (Fig. 7.18).—Puede ser considerada como la mayor fase de expansión, con depósitos que recubren casi toda la Sierra de los Cameros, comprendida la actual Sierra de la Demanda. Solamente la parte SW de la zona occidental escapa a este fenómeno.

Se aprecia una estructuración muy densa de la cuenca, sobre todo en el dominio oriental, en el cual, además de la estructura de Oncala N-135, se manifiestan numerosas estructuras N-60. Sin embargo, la sedimentación no llega a alcanzar todavía una parte de los márgenes NE actuales de la Sierra.

El medio de sedimentación es el de una llanura aluvial, pasando al NE a una laguna (aguas salobres) que puede ser o bien permanente o bien temporal. La sedimentación es sobre todo detrítica y localmente carbonatada (calizas dolomíticas al SE).

*Fase D* (Fig. 7.19).—Se produce un retroceso notable del dominio sedimentario, se instala una laguna al NE del eje de Oncala. La sedimentación, arcillosa o carbonatada, es acompañada por la deposición de yesos (medio de Sebkha).

### c) *Ciclo III*

Se manifiesta en el Valanginiense inferior. Se constituye una nueva cuenca, que recubre una pequeña parte de la zona occidental y toda la zona oriental. Los márgenes actuales NE de esta última han sido activos durante las dos fases de este ciclo.

*Fase A* (Fig. 7.20).—La estructura principal que controla la dinámica de la cuenca es todavía la estructura Oncala N-135. La zona más subsidente ocupa el estrecho sector comprendido entre dicha estructura y los actuales márgenes NE. El medio de sedimentación es el de una llanura aluvial al SW y un lago al NE. La sedimentación es detrítica, salvo sobre los bordes SE y N, donde aparecen calizas oscuras con Unios y Vivíparos.

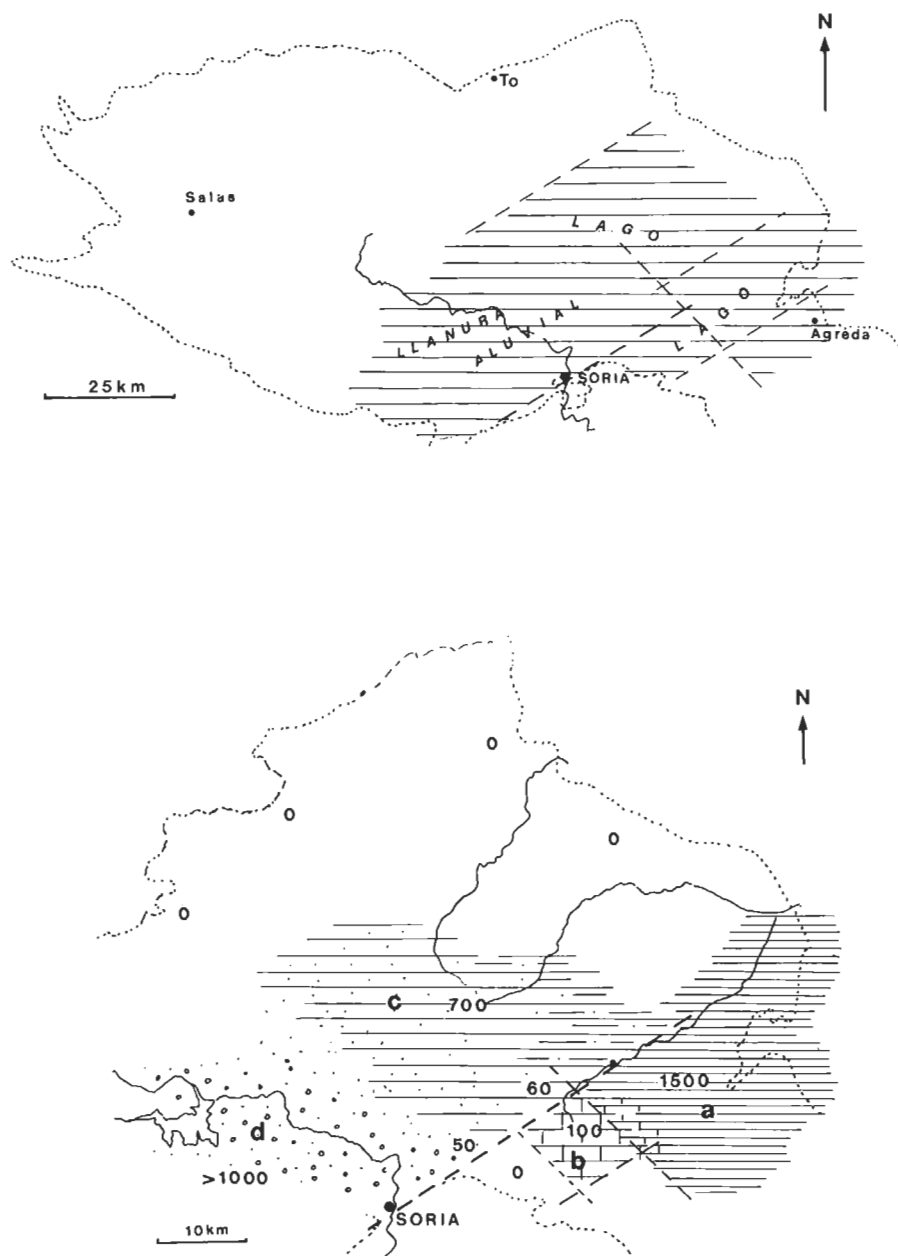


FIG. 7.16.—Ciclo II. Fase A. Arriba: Extensión de los depósitos, medios de sedimentación y estructuración del dominio sedimentario. Abajo: Repartición de las formaciones en la zona oriental.—a. Fm. de Magaña (arcillas y areniscas).—b. M. de Suellacabras (calizas con Ostrácodos).—c. Fm. de Castilfrío (limos, arcillas y calizas).—d. Fm. del Pantano del Duero (conglomerados y areniscas).

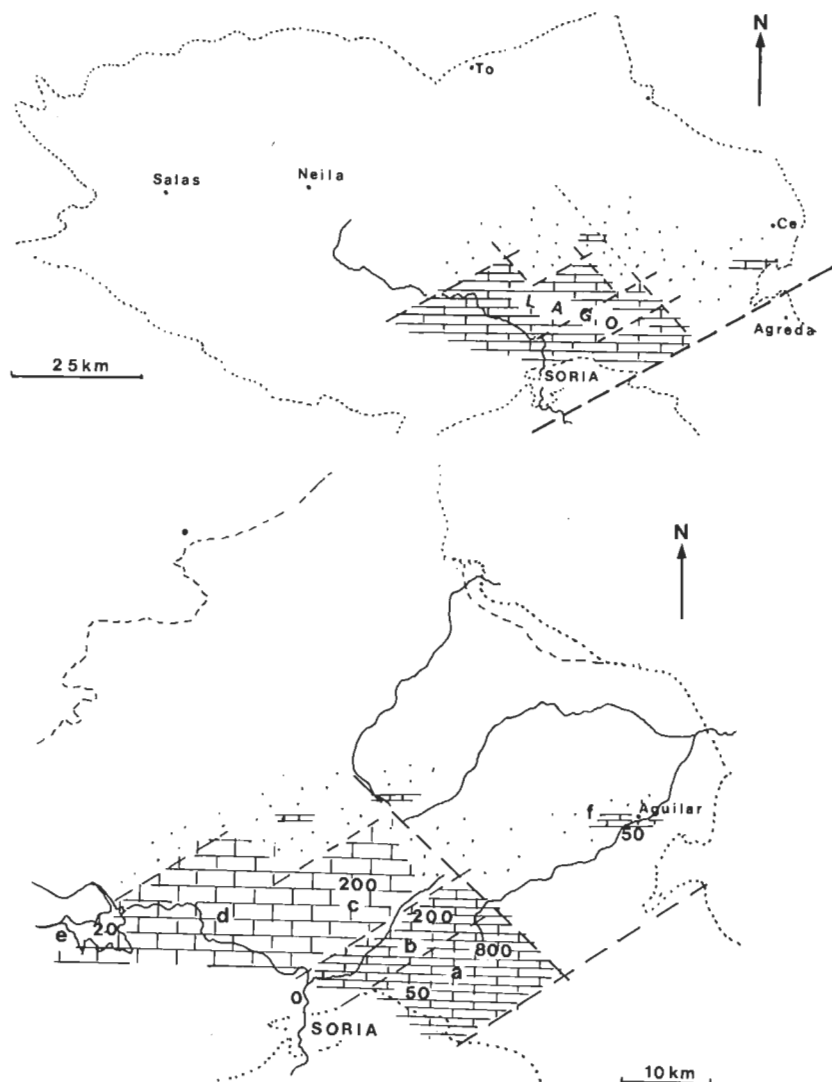


FIG. 7.17.—Ciclo II, Fase B. Arriba: Extensión de los depósitos, medios de sedimentación y estructuración del dominio sedimentario. Abajo: Repartición de las formaciones en la zona oriental. Fm. de la Sierra Matute (calizas lacustres).—a. M. de la Sierra del Almuerzo (calizas con Ostrácodos).—b. M. de Almajano (calizas grumelares).—c. M. de Ausejo (calizas con Charofitas).—d. M. de Hinojosa (calizas de Algas).—e. M. de Molinos (calizas y arenismas).—f. Fm. de Aguilar del Río Alhama (calizas y margas con Ostrácodos).—Las estructuras N60 compartimentan el dominio lacustre que se extiende principalmente al SW de L (eje actual del anticlinal de Oncala).

*Fase B.*—Representa los últimos depósitos del megaciclo 1. La extensión del dominio sedimentario es difícil de establecer. Se manifiesta en todo el sector próximo a los bordes NE actuales. El medio de sedimentación es el de una laguna (con sedimentación arcillosa) rodeado por una llanura aluvial con numerosos canales. En definitiva, parece que, durante toda su historia, la cuenca durante el megaciclo 1 se caracterizó por un cierto endorreísmo, diferenciándose así de la cuenca W cantábrica.

#### 7.2.5.2. Los megaciclos 2 y 3

Durante el período que va del Barremiense al Albiense (megaciclo 2) una gran parte de la rama occidental se caracteriza por la existencia de una sedimentación fluvial que ocupa un surco de orientación N-120 compartimentado por estructuras N-75.

Hay que hacer notar que este surco se desarrolla en zonas que habían funcionado con una tendencia positiva durante una parte de la historia del megaciclo 1. En el curso de este ciclo 2 hay ciertas estructuras que actúan durante la sedimentación, ocasionando una migración de los prismas sedimentarios, que se desplazan según el capricho de una morfología que cambia constantemente.

En el Albiense sup. las estructuras se estabilizan en parte y la Formación Utrillas (base del megaciclo 3) se instala de forma uniforme por toda la Sierra de los Cameros.

### 7.3. El Cretácico superior

#### 7.3.1. Introducción

El Cretácico medio y superior en la Meseta norcastellana está representado por una serie sedimentaria fundamentalmente calcárea con algunos intervalos de sedimentación terrígena y de dolomías, con una potencia comprendida entre 250 y 800 m. Todas las facies indican un amplio dominio de sedimentación de plataforma poco profunda a plataforma muy somera. Este dominio de plataforma se extiende desde la cuenca alta del Ebro hasta Segovia, al S, y hacia la región de Molina de Aragón hacia el SE.

Dentro de este extenso dominio se ha realizado una división en cuatro regiones (Fig. 7.21), en cada una de las cuales se han definido distintas unidades litoestratigráficas.

*Región 1:* Comprende la parte suroccidental de la cordillera cantábrica y el extremo suroriental de Asturias. Hacia el NE se extiende hasta una línea que va desde las proximidades de Espinosa de los Monteros hasta el N del diapiro de Peñacerrada. Hacia el S se en-

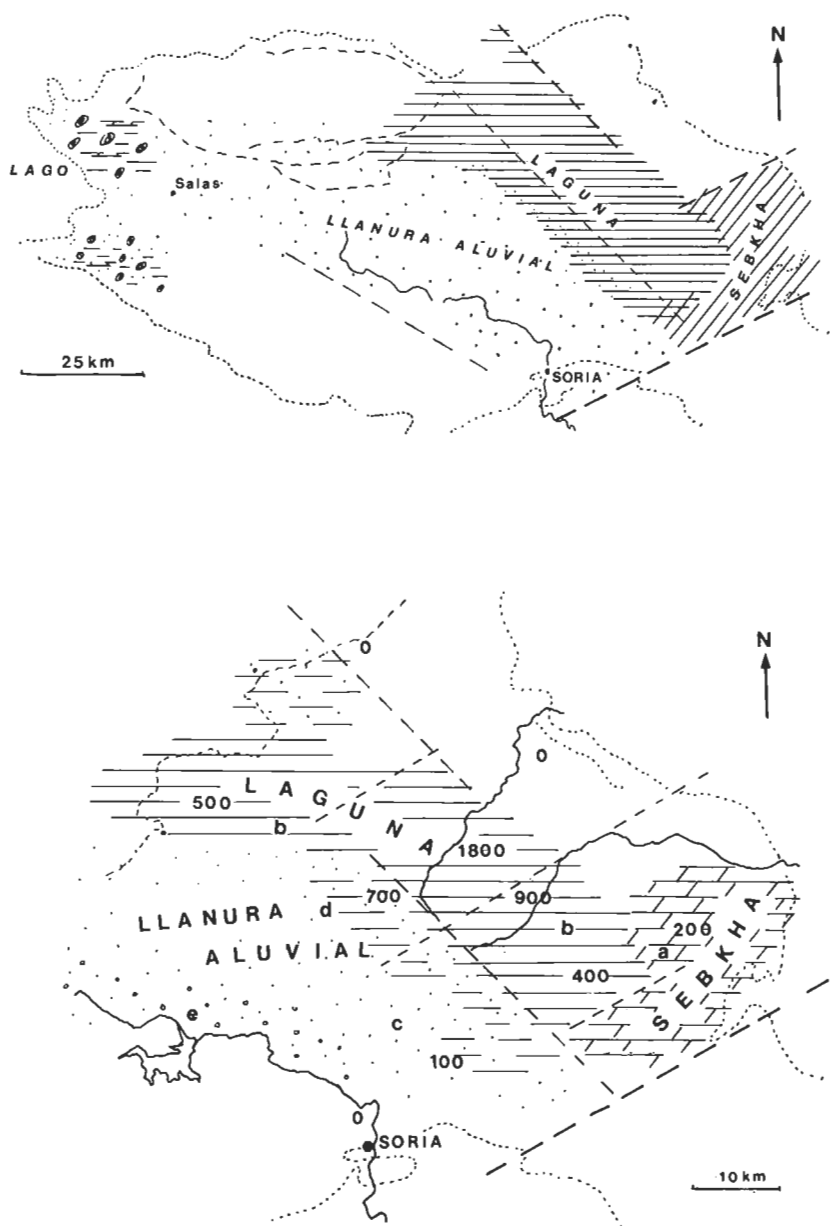


FIG. 7.18.—Ciclo II. Fase C. Arriba: Extensión de los depósitos, medios de sedimentación y estructuración del dominio sedimentario. Abajo: Repartición de las formaciones en la zona oriental.—a. Fm. de Inestrillas (calizas dolomíticas).—b. Fm. de Villar del Río (arcillas). Fm. de Villoslada (arcillas y limos).—c. M. de Narros (areniscas laminadas).—d. Fm. de Las Aldehuelas (areniscas, limos y arcillas).—e. Fm. de El Rojo.

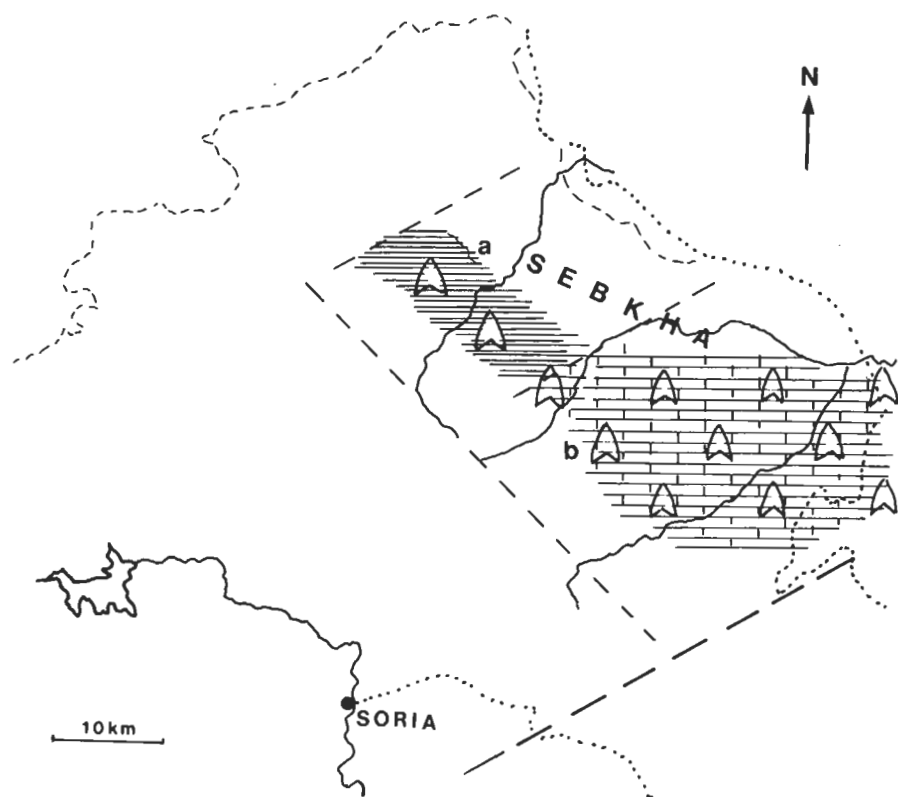


FIG. 7.19.—Ciclo II. Fase D. Extensión de los depósitos (presentes sólo en la zona oriental), repartición de las formaciones y estructuración del dominio sedimentario.—a. Fm. de Yanguas (arcillas yesíferas).—b. Fm. de Cervera (calizas laminadas con yesos).

cuenta limitada por la depresión terciaria de Burgos y por el frente de cabalgamiento de los Montes Obarenes. Esta región 1 corresponde a la parte más externa o distal de la plataforma y se encuentra en comunicación directa con los dominios septentrionales: cuenca navarro-cántabra y surco del flysch. En esta región se pueden separar dos partes diferenciadas:

- una parte N, situada al norte del alto Ebro, en donde las relaciones con la cuenca navarro-cántabra son netas;
- una parte S, situada al sur del Ebro, en donde los medios de plataforma tienden a ser protegidos.

**Región 2: Cordillera Ibérica Norte:** Se sitúa en el borde W y S de la Sierra de la Demanda y de la Sierra de Cameros, incluyendo en esta región los afloramientos de Burgo de Osma y Atienza en el ex-

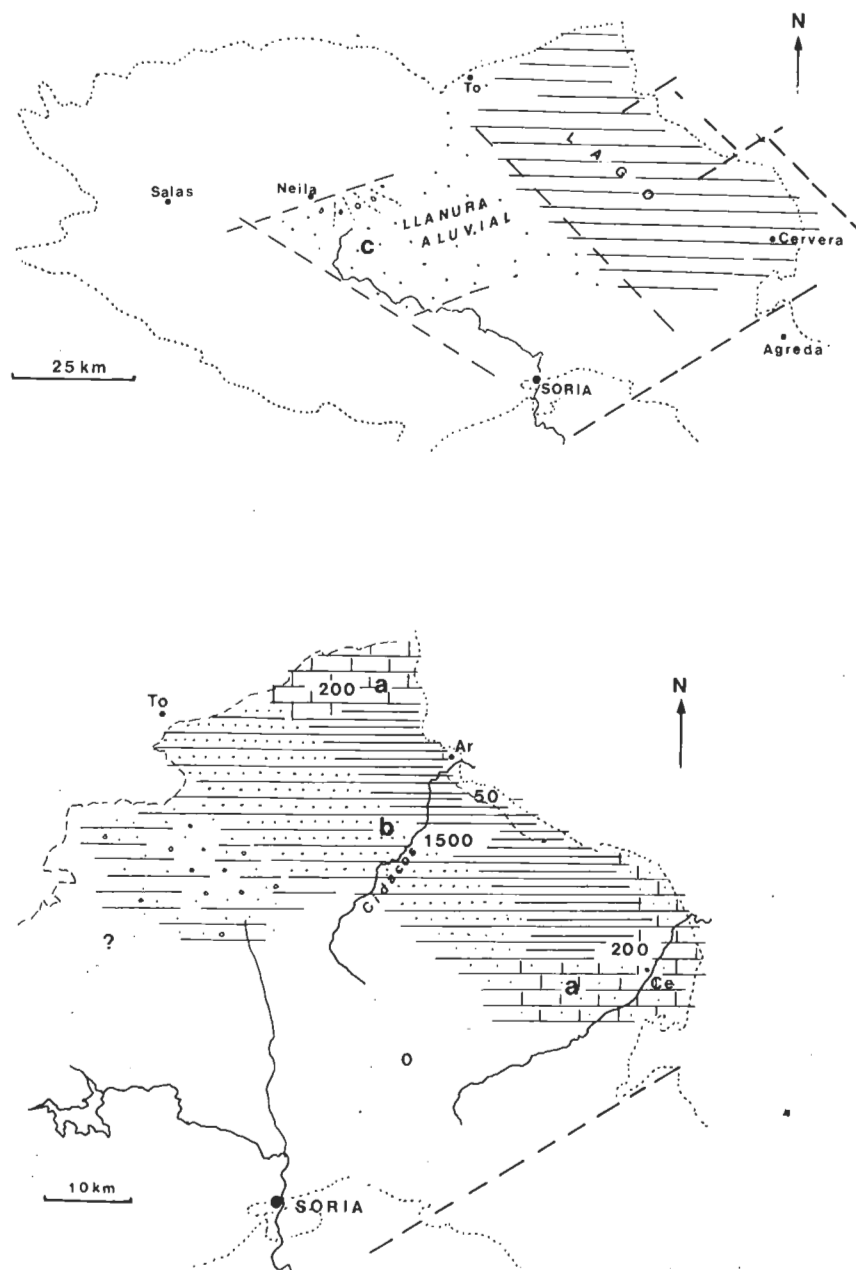


FIG. 7.20.—Ciclo III. Fase A. Arriba: Extensión de los depósitos medios y estructuración del dominio sedimentario. Abajo: Repartición de las formaciones en la zona oriental.—a. Fm. de Las Casas (areniscas, arcillas y calizas con Unios, Vivíparos y Ostrácodos).—b. Fm. de Cidacos (areniscas resedimentadas y arcillas).—c. Fam. de Urbión.

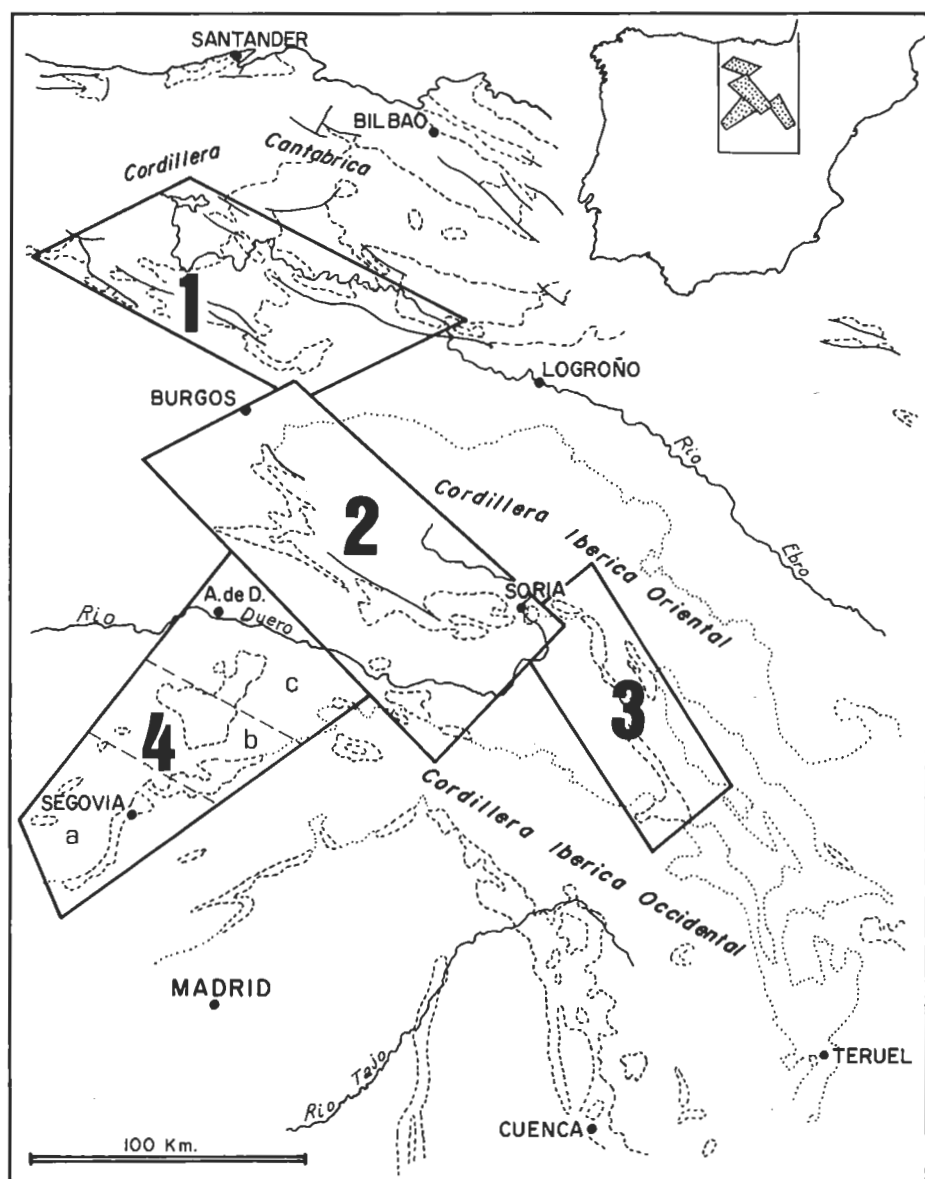


FIG. 7.21.—Localización de la zona estudiada. Situación de las 4 regiones en que se ha dividido: Región 1, Cordillera Cantábrica suroccidental; Región 2, Cordillera Ibérica norte; Región 3, Cordillera Ibérica Central; Región 4, Borde norte del Sistema Central.



tremo sur. Esta región corresponde a la parte media de la plataforma, dependiente de las cuencas septentrionales pero con desarrollo de medios más protegidos o proximales. Al sur de Atienza comienzan las relaciones con los medios de depósito del Cretácico superior correspondientes a la rama suroccidental de la Cordillera Ibérica.

*Región 3: Cordillera Ibérica Central:* Se sitúa en el extremo NE de la rama castellana de la Cordillera Ibérica y se extiende desde Soria hasta Molina de Aragón. Esta región 3 constituye la parte de la plataforma en donde se efectúa la comunicación entre el mar septentrional y el mar situado al SE, es decir, entre la plataforma norcastellana y las plataformas mediterráneas, existiendo períodos con influencias meridionales dominantes y otros períodos en donde son más patentes las influencias septentrionales.

*Región 4: Borde Norte del Sistema Central:* Esta región queda comprendida entre el Duero y la Sierra de Guadarrama, extendiéndose desde Aranda de Duero hasta Villacastín. Esta región 4 se mantiene dependiente de la cuenca Norte y presenta medios más protegidos y confinados. Los límites del dominio de sedimentación de la plataforma marina se sitúan hacia el W, hacia la Meseta y hacia el S.

### 7.3.2. *Antecedentes*

#### 7.3.2.1. *Región 1. Cordillera Cantábrica Suroccidental*

La presencia del Cretácico superior en el borde S, SE y E del macizo Asturiano fue citado en la segunda mitad del último siglo sucesivamente por DE VERNEUIL (1852), D'ARCHIAC (1853), DE VERNEUIL y DE LORIERE (1854), DE VERNEUIL, COLOMB y TRIGUER (1860), CASIANO DEL PRADO (1860), MAESTRE (1864), SAMPAYO (1876), GONZÁLEZ LASALA (1876), ORIOL ROMÁN (1876), ARÁNZAZU (1877), PUIG y SÁNCHEZ LOZANO (1888), MALLADA (1892), etc.

El primer análisis relativamente detallado aparece con LARRAZET (1876) mientras que a principio de siglo siguen apareciendo trabajos relativamente puntuales: MALLADA (1904), GAVALA (1916), TERMIER (1905), MENGAUD (1920), SCHRIEL (1930), etc.

A partir del año 1930 tienen lugar investigaciones más precisas con CIRY (1928, 1933, 1936) y SAENZ GARCÍA (1933). Los trabajos de ambos traen grandes progresos en el conocimiento de la estratigrafía local corrigiendo los datos de SCHRIEL (1930). En 1935, KARRENBURG estudia las faunas de Ammonites y KLINGHART estudia las faunas de Rudistas, mientras que LAMBERT (1935) se ocupa de la fauna de Equínidos.

El primer trabajo fundamental sobre el Cretácico superior de la región con un análisis estratigráfico y estructural particularmente detallado es el de CIRY (1940), al mismo tiempo que SÁENZ GARCÍA continúa sus investigaciones (1940, 1944).

Se realizaron diversos estudios detallados de campo, con el fin del establecimiento de la cartografía geológica, estos trabajos fueron realizados por: DEL VALLE y LERZUNDI, YRUEGAS; RÍOS, ALMELA y GARRIDO (1945); MENDIZÁBAL, RÍOS y COMBA (1946), ALVARADO, LÓPEZ AZCONA y BARRÓN (1946); RÍOS (1949, 1954, 1956); SANZ y ALMELA (1955); ALMELA, ALVARADO y BADILLO (1956); ALMELA (1957); SANZ y RÍOS (1959), etcétera.

En su importante estudio sobre Utrillas SAEFTTEL (1959) incluye los afloramientos de los montes Obarenes. Bajo el impulso de LOTZE (1955, 1962, 1963), que aporta una importante contribución al conocimiento de la estratigrafía local, se desarrollan los trabajos de WIEDMANN (1959, 1960, 1962, 1964) sobre Ammonites y los de SCHROEDER (1962) sobre Orbitolinas. Al mismo tiempo CIRY (1964) continúa sus trabajos y proporciona nuevos datos micropaleontológicos.

Las investigaciones más temáticas comienzan con FEUILLÉE (1961-1967), que analiza con detalle, para el conjunto de la cuenca vascocantábrica, las características de la transgresión cenomaniense. Muestra cómo los mares originarios de las cuencas septentrionales han ido chocando con un obstáculo («dorsal del Ebro») en la región cantábrica suroccidental, antes de desbordarse ampliamente hacia el Sur sobre la Meseta, en el Cenomaniense superior.

En 1971 RAMÍREZ DEL POZO realiza un importante estudio de la bioestratigrafía y de las microfacies de la región Cantábrica durante el Cretácico superior, basado fundamentalmente en el análisis de microfauas. Sus resultados no coinciden siempre con los obtenidos a partir del estudio de macrofaunas efectuados por otros autores, en particular para el Senoniense superior. Señala la existencia de una laguna entre Cenomaniense superior y Turoniense inferior y otra laguna todavía más importante que comprende desde el Turoniense superior al Coniaciense inferior y medio para una parte del sector SW de la Cordillera Cantábrica. Proporciona un cuadro paleogeográfico general para el conjunto de la cuenca vascocantábrica.

Siguiendo los trabajos de LOTZE, se publica en 1973 un mapa geológico de conjunto de la región pirineocantábrica; puede aproximarse a la proporcionada por RAT en 1957 para la región vascocantábrica. En la misma época (1970-1971) aparecen los mapas geológicos de síntesis a escala 1:200.000 del I. G. M. E. (núm. 11: Reinosa; núm. 12: Bilbao; núm. 20: Burgos; núm. 21: Logroño) que contienen parte de la región cantábrica suroccidental.

Con relación a un itinerario geológico a través del Cretácico medio de las cadenas vascogóticas, WIEDMANN (1979) da una visión general

de la región así como varios cortes detallados en la cordillera cantábrica suroccidental, acompañado de las precisiones estratigráficas obtenidas del estudio de macro y microfauna. Al mismo tiempo WIEDMANN y KAUFFMAN (1978) establecen la correlación de faunas de Ammonites y de Inoceramus.

Las investigaciones de carácter sedimentológico y de reconstrucción de paleoambientes comienzan con FLOQUET (1978). Este autor realiza un análisis secuencial de los depósitos y define una plataforma norcastellana, abierta hacia el N hacia la cuenca navarrocantábrica (en la región 1, cantábrica suroccidental) y cada vez más restringida hacia el S (hacia las regiones 2, 3 y 4). Dentro del megaciclo del Cretácico superior establece dos secuencias litoclinales; una inferior cenomano-turonense y una superior senoniense. Los datos sobre megasporas proporcionados por FLOQUET y LACHKAR (1979) permiten establecer precisiones sobre los medios asociados a la transgresión del Cenomaniense superior. FLOQUET y MONTY (1980) señalan la importancia de los estromatolitos y de las laminaciones cyanobacterianas en la serie del Cretácico superior. Esta misma serie es la escogida por FEUILLEE, FLOQUET y RAT (1980) para ilustrar los fenómenos de transgresiones y regresiones.

Algunos datos de carácter general sobre paleogeografía y estratigrafía, así como algunos cortes del Coniaciense al Maâstrichtiense, al norte de la región, los proporcionan LAMOLDA, RODRÍGUEZ LÁZARO y WIEDMANN (1981).

Recientemente se han realizado algunos trabajos de carácter más sintético, fundamentalmente para el piso Turoniense, y que afectan de forma diversa a la región estudiada:

— ALONSO y FLOQUET (1982) establecen algunas precisiones paleogeográficas para el conjunto del dominio de la plataforma Norcastellana.

— AMIOT, FLOQUET y MATHEY (1982) aportan datos sedimentarios paleogeográficos y tectónicos entre el dominio castellano y las cuencas septentrionales en relación con la apertura del golfo de Vizcaya.

— FLOQUET, PHILIP y WIEDMANN (1982) estudian los cambios sedimentarios, faunísticos y paleogeográficos entre el Turoniense y Coniaciense, que permiten la división en dos litoclinas del megaciclo del Cretácico superior y que provocan una importante reorganización de la plataforma.

FLOQUET (1982) realiza un análisis de los diversos fenómenos de transgresión-regresión y de eustatismo-tectónica-sedimentación para la plataforma Norcastellana. El mismo autor (1982) resalta la importancia del estudio de las discontinuidades sedimentarias para el conocimiento de los dominios de plataforma, tomando como ejemplo la región de Sedano-Villarcayo.

## 7.3.2.2. Región 2. Cordillera Ibérica Norte

Después de los primeros reconocimientos del Cretácico de las Cadenas celtibéricas efectuadas por CALDERÓN (1874), quien descubre la fauna de *Ostraea* y *Radiolites* de Castroceniza, y por ARÁNZAZU (1877), PALACIOS y SÁNCHEZ LOZANO (1885), PALACIOS (1890), etc., se encuentran los estudios más precisos de LARRAZET (1896) sobre el Cenomano-kuro-niense de Hontoria del Pinar y sobre el Coniaciense de Cuevas de San Clemente, así como los de CHUDEAU (1896) sobre el Cenomano-kuro-niense de la región de Soria, particularmente sobre el corte de Pico-frentes.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1981, 1922, 1923) estudia el Cretácico superior desde un punto de vista estratigráfico y estructural, de los macizos situados al E de la provincia de Burgos.

LOTZE (1929) establece una visión general de la estratigrafía de las Cadenas celtibéricas, mientras que FALLOT (1931) realiza estudios más puntuales y detallados volviendo sobre el estudio de los Ammonites y de otros fósiles cenomano-turonenses de Picofrentes, cerca de Soria. SÁENZ GARCÍA (1936) continúa los trabajos para el «Garumniense» del mismo sitio.

Los trabajos sobre la tectónica de las Cadenas celtibéricas son debidas a HAHNE, RICHTER y SCHROEDER (1930); RICHTER y TEICHMÜLLER (1933) proporcionan nuevos datos estratigráficos (Ammonites turonenses, coniacienses...). LAMBERT (1936) en su análisis sobre los Equínidos del Cretácico superior de España cita algunas formas de la región. CÍRY (1940) en su tesis realizada en la Cordillera cantábrica SW efectúa algunas comparaciones, sobre todo de orden paleogeográfico, con la región celtibérica.

SÁENZ GARCÍA (1944) hace notar la extensión de las facies de Ammonites del Turoniense en todo el centro de la península Ibérica.

Con SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y COLOM (1947), que aportan nuevos datos sobre la tectónica, estratigrafía y paleontología de las sierras del S de la provincia de Burgos, comienza un período de levantamientos cartográficos de detalle. Estos se traducen en la realización de los mapas geológicos de Cilleruelo de Abajo (núm. 314) y de Lerma (núm. 276) por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1950 y 1953), de Peñaranda de Duero (núm. 317) por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1954), de Fuentearmegil (núm. 348) y de Cabrejas del Pinar (núm. 349) por RÍOS, QUINTERO AMADOR y TRIGUEROS MOLINA (1956).

SÁENZ GARCÍA (1954, 1955) reinicia sus estudios sobre Picofrentes, interesándose a continuación (1957) en la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a través de la Cordillera Ibérica. En la misma época GREKOFF y DEROD (1956) estudian la fauna de Ostrácodos del Cretácico medio de Burgo de Osma, de Picofrentes proporcionada anteriormente por los trabajos de COLOM (1952).

SAEFTEL (1959) publica su importante obra sobre la naturaleza, repartición y significado de las «capas de Utrillas» (Cf. otras regiones).

WIEDMANN (1960, 1962, 1964) aporta una contribución esencial al conocimiento de la fauna de Ammonites del Cenomaniense-Turonien- se y del Coniaciense de la región.

BRINKMANN (1961) proporciona un nuevo resumen general sobre la Cordillera Ibérica del Norte de España. BEUTHER (1967) realiza nuevas precisiones sobre «las Utrillas», realizando TISCHER (1967) el mismo tipo de trabajo para la parte W de la Sierra de Cameros. En ese mismo año FEUILLÉE (1967) efectúa algunas comparaciones entre el Cenomaniense cantábrico, objeto de su tesis y el Cenomaniense Ibérico, sobre los cortes de autores anteriores. GUTIÉRREZ ELORZA (1969) aporta datos sobre la geología de los alrededores de Los Ausines. MORILLO-VELARDE y MENÉNDEZ HEVIA (1972) señalan el interés paleo- gráfico (Cretácico inferior) de la falla de San Leonardo, e incluyen al- gunos datos sobre el Cretácico superior.

La publicación por el I.G.M.E. (1970-1974) de los mapas geológicos de síntesis a e:1:200.000 de Burgos (núm. 20), Aranda de Duero (nú- mero 30) y de Soria (núm. 31) proporcionan una visión general de los afloramientos del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica Norte. El I. G. M. E. (1973) publica la hoja geológica de escala 1:50.000 de Olvega (núm. 351) próxima a la región de Soria.

WIEDMANN (1975) realiza una revisión del corte de Picofrentes y de su contenido en Ammonites cenomano-turonien- ses, precisando en el mismo año (1975) las subdivisiones bioestratigráficas del Cretácico superior para el conjunto de las Cadenas celtibéricas. BREMAN (1976) propone una reconstrucción de paleoambientes a partir de un estudio de Ostrácodos del Cenomaniense y Turoniense en la región de Soria y Guadalajara.

Para la región de Cuevas de San Clemente a San Leonardo de Yagüe, VALLADARES (1976) realiza un análisis litoestratigráfico y sedi- mentológico del Cretácico superior, con el fin de definir los medios de depósitos sin establecer precisión en la edad exacta.

FLOQUET (1978-1979), tomando como ejemplo el Cretácico superior de Castilla la Vieja, realiza investigaciones sobre un modelo de evolu- ción en dominio de plataforma. Define una plataforma norcastellana que incluye la Cordillera Ibérica Norte proporcionando algunas preci- siones bioestratigráficas: considera que el corte de la cima de Pico- frentes, relacionado con la Cordillera Ibérica Norte, no presenta más que una serie marina de edad Cenomaniense superior a Santoniense inferior, y proporciona un análisis de facies y medios del Cenomani- se superior-Turonien- se de la región de Santo Domingo de Silos, así como Coniaciense superior-Santoniense de la región de Soria.

Con ocasión de una excursión al Cretácico medio de la península Ibérica, WIEDMANN (1979) proporciona un corte detallado del Turo-

niense de Hortezielos y un nuevo corte del Cenomanoturonense de Picofrentes, acompañado de una rica ilustración de Ammonites.

FLOQUET y LACHKAR (1979) descubren megasporas en el Cenomaniense superior de Barbadillo del Mercado y proponen una reconstrucción de los medios asociados a la transgresión cenomaniense. Más tarde FLOQUET y MONTY (1980) señalan la importancia de las formaciones ciano-bacterianas para el conjunto de la serie del Cretácico superior norcastellano.

MORENO DE CASTRO (1981) estudia una serie estratigráfica del Cretácico superior, observada en sondeos en las proximidades de Burgos. Su trabajo está basado en el estudio de la microfauna y microflora, llegando a conclusiones similares a las de RAMÍREZ DEL POZO (1971) para la región Cantábrica, conclusiones que en parte están en contradicción con los resultados obtenidos gracias a la macrofauna recogida en las regiones circundantes.

FLOQUET (1982) establece nuevas precisiones sobre los medios de depósito y su sucesión, fundamentalmente para el conjunto del Senoniense en la Cordillera Ibérica Norte y Centro y en particular para el Santoniense superior Campaniense de la región de Santo Domingo de Silos, Burgo de Osma, Cuevas de Soria, en donde el autor describe secuencias de medios de lagoon, de canal de marea y de sebkha supramareal.

En su tesis sobre las formaciones continentales del Jurásico superior y Cretácico inferior del Norte de España, SALOMON (1982) relaciona la formación Arenas de Utrillas, para la Cordillera Ibérica Norte (y Cantábrica SW), a un megaciclo Cretácico superior.

Para ilustrar los fenómenos de transgresión —regresión y de eustatismo-tectónica-sedimentación en la plataforma norcastellana FLOQUET (1982) toma como ejemplo diversos cortes del Cretácico superior de la región. Por último, en los trabajos de síntesis recientes (1982) sobre el Turoniense norcastellano y cántabro se presentan nuevos cortes acompañados de precisiones estratigráficas, sedimentológicas y paleogeográficas proporcionados por ALONSO y FLOQUET (región de Santo Domingo de Silos: precisiones sobre paleoambientes), por AMIOT, FLOQUET y MATHEY (región de Tejada: inserción en el margen iberocantábrico) y por FLOQUET, PHILIP y WIEDMANN (región de Hontoria del Pinar: problema del límite Turoniense-Coniaciense).

### 7.3.2.3. Región 3. Cordillera Ibérica Central

MARTIN DONAYRE (1873) es el primero que en la provincia de Zaragoza señala la litología de la formación cretácica formada por arenas y calizas, apunta la existencia de Corales y Madréporas, atribuyendo una edad Cenomaniense y Turoniense para la fauna clasificada.

Poco después MALLADA (1881) recoge la fauna citada por MARTIN DONAYRE (1873).

CORTAZAR (1885) y PALACIOS (1890, 1893) dan los primeros datos sobre el Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón. PALACIOS (1893) mantiene la separación entre el conjunto detrítico inferior y un conjunto superior calcáreo que corresponde al tramo Cenomaniense señalando la existencia de capas formadas por la aglomeración de fragmentos de conchas pertenecientes al género *Ostraea* con cemento margoso.

CHUDAU (1896) describe la fauna del Turoniense inferior cerca de Portillo de Soria en la Sierra del Costanazo, poco después DEREIMS (1898) en el corte de Cubel reconoce Ostreidos del Cenomaniense y las calizas duras que él atribuye al Turoniense.

TRICALINOS (1929) discute la estratigrafía establecida por DEREIMS (1898).

LOTZE (1929) en su trabajo general sobre la estratigrafía y la tectónica de las Cadenas Celtibéricas (cf. otras regiones), describe a grandes rasgos la serie cretácica y distingue tres conjuntos.

1. Capas de arenas calcáreas blancas y rojas, que equivalen a las «capas de Utrillas» (TRICALINOS y HAHNE, 1928) y que corresponde al Gault y Cenomaniense inferior.
1. Margas con bancos de caliza con *Ostraea*, *Turritella* y *Nerinea* que corresponde al Cenomaniense superior.
3. Calizas duras y compactas con un tramo margoso intercalado hacia la mitad, correspondiente al Turoniense y en parte al Senoniense.

Con ocasión de los trabajos realizados para la construcción del pantano de la Tranquera y Carenas, SÁENZ GARCÍA (1931) estudia en detalle los alrededores de Nuévalos, establece en detalle la sucesión estratigráfica de los materiales cretácicos, diferenciando siete unidades y señala la posibilidad de que los materiales que constituyen los últimos tramos, formados por una creta terrosa con *Fucoides* representen el tramo Danés o Garumnense.

RICHTER y TEICHMULLER (1933) indican los primeros datos de carácter paleogeográfico muy generales para el sistema Ibérico y señalan que el área de sedimentación en la Cordillera Ibérica durante el Cretácico superior estaba cubierta por una pequeña extensión o mar accesorio de los grandes geosinclinales Bético y Pirenaicos.

QUINTERO AMADOR y TRIGUEROS MOLINA (1956) realizan una síntesis del Cretácico para el conjunto de la Cordillera Ibérica que incluye una descripción de litologías y fósiles de distintos pisos: Albiense (capas de Utrillas), Cenomaniense, Turoniense, Danés o Garumnense.

Describen la fauna encontrada y recopilan la descrita por otros autores.

En su estudio general del Albiense en las cadenas Celtibéricas (ver también las regiones 1, 2 y 4), SAEFTTEL (1960) indica para el área de Alhama de Aragón una potencia comprendida entre 50 y 150 m para las capas de Utrillas; la dirección de aporte es hacia el S y W y los tamaños de cantos permiten reconocer dos abanicos deltaicos dirigidos hacia el SW. Desde el punto de vista evolutivo señala que el margen constituido por el umbral de Ateca sufre un hundimiento de poca importancia debido a las pequeñas potencias observadas, pero que condicionan, sin embargo, las áreas de sedimentación.

El primer estudio secuencial de los materiales cretácicos que afloran en el borde Mioceno de Arcos del Jalón es el de SÁNCHEZ DE LA TORRE (1963), quien establece dos bisecuencias (positivo-negativas) en los materiales detríticos basales, señalando su correspondencia con movimientos regresivos suaves. También reconoce tres secuencias positivas en la unidad carbonatada de clara sedimentación marina transgresiva.

DESPARMENT (1967) describe en la región numerosos fósiles del Cenomaniense-Turoniense como Foraminíferos (*Daxia*, *Charentia*), Ostrácos, Exogiras, Rudistas (*Ichtyosarcolites*), Equínidos. ...

MELÉNDEZ (1972), en un estudio inédito en el valle del río Mesa, entre Mochales y Jaraba, establece diversos perfiles detallados del Cretácico superior que permiten la datación de los diferentes pisos de la serie cretácica, diferencia 7 unidades litoestratigráficas, y señala la existencia de facies bioconstruidas de Rudistas y el tránsito lateral a facies someras y de lagoon durante el Senoniense.

LUNAR HERNÁNDEZ y SÁNCHEZ CELA (1973) estudian el Cretácico superior de los alrededores de Alhama de Aragón desde un punto de vista petrológico. Señalan la diferencia entre materiales detríticos y carbonatados, atribuyendo a los primeros un origen continental con transporte rápido y corto y caracterizan su área madre. Los materiales carbonatados son agrupados en cuatro familias con caracteres texturales análogos.

El descubrimiento de nuevos Ammonites en los cortes de Nuevalos y Monterde permite a MOJICA y WIEDMANN (1977) precisar el límite Cenomaniense-Turoniense y presentar un cuadro de comparación del Cretácico con otras regiones de la Ibérica.

Poco después MOJICA (1979) divide el Cretácico superior en tres unidades, señalando el límite Cenomaniense-Turoniense. Las unidades descritas son: Margas cenomanienses, Calizas cenomanienses y calizas del Cretácico superior.

En la definición de la plataforma norcastellana FLOQUET (1978) indica que las relaciones entre las influencias marinas provenientes del



N y S se realiza en la región comprendida entre Soria y Molina de Aragón. Señala igualmente la persistencia de dos secuencias litoclinales en que se divide el megaciclo del Cretácico superior (cf. otras regiones 1 y 2).

FEUILLE, FLOQUET y RAT (1980) utilizan brevemente la serie Turo-niense-Coniaciense de la región de Nuévalos como ilustración de los fenómenos de reorganización de un dominio de plataforma.

PEDAUYE (1980), en un trabajo inédito, estudia con detalle los materiales carbonatados del Cretácico superior de la región de Nuévalos, con la descripción de diversos perfiles, establece seis unidades litoestratigráficas, agrupa los materiales en 14 facies diferentes, estableciendo sus características macro y microscópicas, procediendo a su interpretación ambiental. Define un modelo de plataforma carbonatada con distintos subambientes, sub a supramareal, con presencia de medios de barrera. Realiza el estudio de la evolución vertical que corresponde a una evolución cíclica compleja.

A continuación MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980) establecen seis unidades litoestratigráficas diferenciando 13 litofacies. La asociación de facies permite establecer un modelo de plataforma en el que se desarrollan diversos tipos de secuencias que se ordenan en tres megasecuencias comprendidas entre ambientes supramareales y sedimentos correspondientes a plataforma externa.

FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981) realizan un estudio de detalle del Cretácico superior entre el Cenomaniense y Santoniense superior en el corte del pantano de la Tranquera. Se diferencian 6 estadios evolutivos:

1. Instalación del régimen marino ... .. Cenomaniense.
2. Máximo transgresivo ... .. Cenomaniense-Turonense.
3. Regresión ... .. Turonense superior-Coniaciense.
4. Instalación de medios marginales ... .. Coniaciense.
5. Transgresión ... .. Santoniense.
6. Regresión finicretácica ... .. A partir del Santoniense superior.

En este trabajo se describen las diferentes facies que caracterizan los distintos estadios evolutivos, así como los distintos tipos de secuencias (llanura mareal, plataforma externa, barrera, lagoon, sebkha...).

Estos mismos autores (1981), en dos cortes realizados en la garganta del río Henar, entre Cihuela y Embid de Ariza, describen con detalle los últimos estadios evolutivos de la serie Cretácica, correspondientes a la regresión finicretácica; en esta descripción se estudian las

facies y secuencias que corresponden a: medios de plataforma interna durante el Santoniense superior-Campaniense, lagoon y sebkhas costeras supramareales, durante el Campaniense y medios lacustres y palustres en el Campaniense-Maastrichtiense, para terminar con los episodios fluviales del Paleoceno.

En un análisis de la sucesión de medios de sedimentación en el curso del Senoniense en la Cordillera Ibérica Norte, FLOQUET (1982 a y b) toma un ejemplo de los cortes del Santoniense-Campaniense de la región de Ibdes-Jaraba. El mismo autor (1982 c), en la investigación sobre el papel desempeñado por el eustatismo, la tectónica y la sedimentación en las diversas transgresiones y regresiones sobre la plataforma norcastellana, toma nuevamente ejemplos de la región de Nuévalos.

FLOQUET, PHILIP y WIEDMAN (1982), en su estudio sedimentológico paleogeográfico y paleontológico del límite Turoniense-Coniaciense en la plataforma norcastellana, se refieren al corte del pantano de la Tranquera.

Por último, MELÉNDEZ y PENDÓN (1982) establecen 8 unidades litoestratigráficas que corresponden a distintos estadios evolutivos de la serie cretácica para esta región, señalando la ordenación de secuencias y la distribución de facies para los distintos medios sedimentarios, así como su evolución vertical en dos megasecuencias complejas.

#### 7.3.2.4. Región 4. Borde norte del Sistema Central.

Los antecedentes bibliográficos del Cretácico de la región 4 son francamente escasos, tratándose además, en general, de trabajos sobre aspectos petrogenéticos y estructurales o también estudios de amplias zonas que incluyen nuestra región (SCHROEDER, 1930; SAEFTEL, 1961).

Los primeros trabajos referentes concretamente a la región 4 son los de CORTÁZAR en 1890 y S. MIGUEL DE LA CÁMARA en 1951, 1952 y 1955. Ambos realizan trabajos estratigráficos y cartográficos en general, el segundo diferencia tres tramos dentro del Cretácico, que relaciona con Albiense, Cenomaniense y Cenomaniense-Turoniense, respectivamente, e indica la posibilidad de que a techo esté representado el Senoniense.

ASENSIO AMOR y SÁNCHEZ CELA publican en 1968 dos trabajos complementarios sobre la granulometría, morfometría y composición de la fracción arenosa de las Arenas de Utrillas. El último autor, además, publica en 1969 el estudio de la fracción aleurítica y arcillosa de los mismos materiales. De dichos trabajos deducen que las arenas de la base del Cretácico (que consideran Albienses), son de origen continental, producidas como retoque bajo clima cálido y húmedo de materiales anteriormente elaborados por un medio marino.

En 1974 y 1975 aparecen los trabajos de MINGARRO MARTÍN y LÓPEZ DE AZCONA quienes realizan un estudio petrogenético de las rocas car-

bonatadas (incluyendo la fracción arcillosa) del Cretácico de la provincia de Segovia. Sus conclusiones son las siguientes:

Existencia de un movimiento isostático generalizado; condiciones someras permanentemente en la cuenca; cambios climáticos y topográficos del área madre que se reflejan en las modificaciones de los aportes; clima templado y pluviosidad escasa y continua; conexión de cuenca hacia el N y NE hacia el mar abierto; evolución hacia techo a condiciones de mayor restrictividad, somerización generalizada; aumento de la temperatura y la relación Mg/Na hacia techo.

En 1971, CADAVID *et al.* realizan un detallado estudio estructural en la zona de Sepúlveda, dando como base para el mismo una serie cretácica más detallada que la de S. MIGUEL DE LA CÁMARA.

ALONSO y MÁS, en 1977, realizan un estudio sedimentológico de la primera unidad marina del Cretácico en la sierra de Pradales, interpretando el ambiente de sedimentación como litoral de llanura de marea y lagoon. Le asignan edad Turoniense y señalan su carácter regresivo hacia techo.

En 1981, ALONSO realiza un estudio completo del Cretácico de la provincia de Segovia, desde Villacastín hasta la sierra de Pradales incluida. En él diferencia siete Unidades con rango de Formación dentro de las cuales describe algunos Miembros y agrupándolas a su vez en dos Superunidades con rango de Grupo.

Excepto en su base y techo la columna estratigráfica para el Cretácico es datada en base al estudio de Ammonites, Ostrácodos, Rudistas y Foraminíferos. Sitúa la llegada del primer impulso transgresivo en el Turoniense inferior a medio y el comienzo de la regresión tardicretácica en el paso Santoniense-Campaniense.

Distingue dos ciclos sedimentarios, el primero de los cuales da comienzo en el Cenomaniense y tiene carácter transgresivo-regresivo pasando de sedimentos continentales de tipo abánico aluvial y fluvial a lagoon carbonatado y llanura de marea mixta.

El segundo ciclo, con el mismo carácter, da comienzo con materiales fluviales para pasar en seguida a plataforma interna abierta y rampa carbonatada de alta energía bioconstruida. El ciclo termina con una somerización general que da lugar a amplias llanuras de marea carbonatada y sebkhas.

Además, realiza un detallado estudio de las relaciones tectónica y sedimentación en la zona, localizando dos unidades estructurales de dirección NW-SE, que denomina «escalones» y que son, respectivamente los de Sepúlveda y Pedraza.

Por último, ALONSO y FLOQUET, en 1982, realizan en base a la correlación de cortes estratigráficos, el estudio sedimentológico, paleogeográfico y paleotectónico del Turoniense de la plataforma norcastellana.

### 7.3.3. Unidades litoestratigráficas

El Cretácico medio y superior de la meseta norcastellana puede ser correctamente caracterizado por 37 formaciones (C<sub>1</sub> a C<sub>37</sub>, Fig. 7.22), repartidas en las cuatro regiones definidas anteriormente (5.2.1). Las 37 formaciones se distribuyen en dos grupos.

- un grupo inferior, al que corresponden las formaciones C<sub>1</sub> a C<sub>15</sub> que definen un Ciclo cenomano-turoniense, dentro del megaciclo del Cretácico superior.
- un grupo superior al que corresponden las formaciones C<sub>16</sub> a C<sub>37</sub> y que definen un Ciclo senoniense dentro del megaciclo del Cretácico superior.

A continuación se describen las unidades diferenciadas siguiendo los apartados: 1, Nombre; 2, Rango; 3, Antecedentes; 4, Corte tipo; 5, Descripción; 6, Extensión; 7, Medio sedimentario; 8, Relaciones con otras unidades; 9, Edad; 10, Referencias.

#### *Grupo inferior*

1. Arenas de Utrillas (C-1).
- 3, 4 y 5. Esta unidad fue definida formalmente con el mismo rango y nombre por AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO y RIBA en 1971.
6. En la meseta norcastellana la formación C-1 presenta a rasgos generales las mismas características que en la localidad tipo, aunque se aprecian algunas variaciones, lo cual nos ha permitido diferenciar unas unidades de rango inferior que facilitan el estudio de forma más sencilla.

Los miembros que se pueden diferenciar y que se describen a continuación son los siguientes:

C<sub>1a</sub>: Miembro arenas de Olleros de Pisuerga (región 1).

C<sub>1b</sub>: Miembro arenas de Tejada (regiones 2 y 3).

C<sub>1c</sub>: Miembro arenas de Carabias (región 4).

La extensión de la formación abarca prácticamente toda la zona 5, excepto la parte meridional de la región 4, en la que desaparece por no deposición.

La potencia de la formación a lo largo de toda la zona varía entre los 0 m y 200 m.

Se apoya sobre materiales muy diferentes:

- En la región 1 (Cordillera Cantábrica SW): sobre el Paleozoico sedimentario del borde S del macizo asturiano, sobre el Jurásico marino, o sobre el Jurásico superior-Cretácico inferior continental, siempre en discordancia.

| MEGACICLO SUPERIOR DEL CRETACICO                                                                             |                                                                                                    | GRUPO SUPERIOR<br>(Ciclo senonense.)                                                               |                                                                                                                                  | GRUPO INFERIOR<br>(Ciclo cenomano - turonense.)                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| NW REGION I                                                                                                  |                                                                                                    | REGION 2                                                                                           |                                                                                                                                  | REGION 4                                                                                           |                                                                                                    | REGION 2                                                                                           |                                                                                                    | REGION 3                                                                                           |                                                                                                    | SE                                                                                                 |
| Parte N<br>al N del Ebro                                                                                     |                                                                                                    | Parte S<br>al S del Ebro                                                                           |                                                                                                                                  |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |
| DANIENSE                                                                                                     | MAESTRICHTENSE                                                                                     | CAMPANIENSE                                                                                        | SANTONIENSE                                                                                                                      | CONIACIENSE                                                                                        | TURONIENSE                                                                                         | CENOMANIENSE                                                                                       | ALBIENSE                                                                                           |                                                                                                    |                                                                                                    |                                                                                                    |
| C34 Fm. de Lander<br>C33 Fm. de Lander<br>C32 Fm. de Sabregha<br>C29 Fm. de Valdenoceda<br>C28 Fm. de Sedano | C36 Fm. de Santibañez del Val                                                                      | C30 Fm. de Santo Domingo de Silos                                                                  | C30 Fm. de Burgo de Osma<br>C23 Fm. de Hontoria del Pinar                                                                        | C18 Fm. de Horteuzuelas                                                                            | C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                                                        | C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                                                        | C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                                                        | C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                                                        | C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                                                        | C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                                                        |
| C25 Fm. de Quintanalema<br>C22 Fm. de Tubilla del Agua<br>C21 Fm. de Nacedo de Burgos                        | C37 Fm. de Sierra de la Pica<br>C36 Fm. de Santibañez del Val<br>C30 Fm. de Santo Domingo de Silos | C31 Fm. de Valle de Tobladilla                                                                     | C27a Mb. de Pañarravasa<br>C24b<br>C24c Mb. de Montijo<br>C26 Fm. de Castrolimano<br>C24c Mb. de Hontoria<br>C24a Mb. de Linares | C19 Fm. del Pantano de la Tranquera                                                                | C15 Fm. de Castro de Fuentidueña<br>C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                    | C15 Fm. de Castro de Fuentidueña<br>C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                    | C15 Fm. de Castro de Fuentidueña<br>C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                    | C15 Fm. de Castro de Fuentidueña<br>C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                    | C15 Fm. de Castro de Fuentidueña<br>C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                    | C15 Fm. de Castro de Fuentidueña<br>C13 Fm. de Muñecas<br>C7 Fm. de Picofrentes                    |
| C17 Fm. de Nidoguila                                                                                         | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo                               | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo | C12 Fm. de Villoscusa de las Torres<br>C9 Fm. de Revilla de Pomar<br>C6 Fm. de Santa Cruz del Tozo |
| C1 Fm. de Utrillas                                                                                           | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                                               | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 | C1 Fm. de Utrillas                                                                                 |

Fig. 722.—Cuadro de las unidades litostratigráficas diferenciadas para el Cretácico superior de la Meseta castellana norte. Relaciones entre ellas y edades.

- En la región 2 (Cordillera Ibérica Norte): de manera general sobre las formaciones continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior, localmente sobre el Jurásico marino, siempre discordante.
  - En la región 3 (Cordillera Ibérica Norte a Central): en discordancia sobre muy diversos materiales: paleozoicos, triásicos, jurásicos o cretácico inferior continental.
  - En la región 4 (borde Norte del Sistema Central y núcleo de la Sierra de Pradales) aparece discordante sobre materiales jurásicos, triásicos, paleozoicos y metamórficos.
7. El medio sedimentario es, como en la localidad tipo, fundamentalmente continental fluvial, pero varía desde zonas medias y distales de abanicos aluviales hasta ríos meandriformes. Predominan situaciones de corrientes *braided*.
  8. Lateralmente la formación pasa:
    - Hacia el N (en el límite N de la región 1, en el borde de la cuenca navarrocantabra), a las formaciones marinas supraurgonianas (Albiense superior, Vraconiense) y a las formaciones con Orbitolinas del Cenomaniense inferior-medio (C-2).
    - Hacia el S (al S de la localidad tipo de Utrillas), a las formaciones marginales y marinas albienses (cf. Zona 6).
  9. La edad de la formación es extraordinariamente variable, ya que presenta una notable diacronía. Puede abarcar desde una edad Albiense medio-superior en su base hasta Turoniense inferior en el techo en los casos más extremos.
  10. Referencias: AGUILAR, RAMÍREZ DEL POZO, RIBA (1971); PARDO, VILLENA (1979); PARDO (1980); PARDO, VILLENA (1980).
1. Arenas de Olleros de Pisuerga (región 1).
  2. Miembro de la Formación Arenas de Utrillas (C-1).
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación o miembro, esta unidad corresponde al corte tomado como ejemplo por CIRY (1940, páginas 139-140), posteriormente por ALMELA, ALVARADO y BADILO (1956) para el Cenomano-Turoniense de la región plegada del borde SE del macizo asturiano. Recientemente, FLOQUET y LACHKAR (1979) señalan la presencia de megasporas en los niveles lignitíferos del Cenomaniense superior en el corte de Olleros de Pisuerga.
  4. El corte tipo se sitúa en la trinchera de la carretera y la colina situada al N y NE del pueblo de Olleros de Pisuerga. Lat. 42° 44' 40" Long. 4° 17' 10", en la hoja núm. 133 de Prádenas de Ojeda.

5. Areniscas gris a amarillo-rojizas heterométricas, con intercalaciones de gravas y cantos de cuarzo, con estratificación cruzada en surco, con granulometría decreciente hacia techo e intercalaciones de argilitas ligeramente arenosas grises a negras, lignitosas y laminadas. Contenido fosilífero muy pobre: restos vegetales y restos de lamelibranquios en las facies finas, madera silicificada en las facies gruesas. Espesor visible en el corte tipo: 40 m.  
Esta unidad descansa en discordancia cartográfica sobre las formaciones continentales del Jurásico superior y/o Cretácico inferior.
  6. Unidad de gran extensión y buenos afloramientos, las arenas de Olleros se siguen hacia el NE hasta Dosante (existe un buen corte en Ciudad de Valdepores, cf. unidad C-2). Más hacia el NE desaparece por cambio de facies. Hacia el SE se continúa con parecidas características hacia Tejada (región 2), Soria-Alhama de Aragón (región 3), etc. Presenta un espesor variable entre 50 y 100 m.
  7. Fluvial de tipo braided con facies de llanura de inundación hacia el techo de serie.
  8. Hacia el NE pasa lateralmente a las formaciones supraurgonianas (región de Espinosa de los Monteros) y a la Formación Arenas y Calizas de Dosante (C-2, parte inferior). Hacia el SE, tránsito lateral al miembro Arenas de Tejada (C-1b).
  9. Albiense s. l. hasta Cenomaniense superior.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
1. Arenas de Tejada (regiones 2 y 3).
  2. Miembro de la Formación Arenas de Utrillas (C-1).
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación o miembro, las facies correspondientes a los afloramientos de Tejada han sido descritas en áreas cercanas por numerosos autores, y particularmente por SAEFTEL (1960), BEUTHER y TISCHER (1966). Más recientemente, VALLADARES (1976) cita los cortes de Contreras-Carazo; FLOQUET (1979) cita los cortes de Barbadillo del Mercado y Santo Domingo de Silos.
  4. Presenta numerosos afloramientos en el núcleo anticlinal de Tejada, bajo el Pico de la Sierra. Lat. 41° 57' - Long. 3° 32' 30'', en la hoja núm. 314 de Cilleruelo de Abajo.
  5. Facies dispuestas en secuencias con arenas y areniscas conglomeráticas y groseras en la base, arenas de cuarzo con caolín, de grano medio a fino en la parte alta, y limos y arcillas poco abundantes hacia techo. Estratificación cruzada planar y en surco, presencia de canales, superficie basal erosiva. Escasos fósiles, sólo algunos restos vegetales lignitosos en las facies finas y algunos restos vegetales silicificados. Espesor visible en Tejada, 100 m. Estas facies descansan discordantemente sobre las formaciones

continentales del Jurásico superior y Cretácico inferior, localmente sobre el Jurásico marino en la región 2, y sobre diversas formaciones (Paleozoico, Triásico, Jurásico) en la región 3.

6. Unidad bien representada en todos los núcleos anticlinales de pliegues cretácicos del borde W y S de la sierra de Cameros, sin variaciones importantes, espesor de 60 a 150 m, y en los pliegues cretácicos del borde W del Paleozoico de Ateca.
7. Fluvial del tipo braided en su conjunto.
8. Tránsito lateral hacia el NW al Miembro Olleros de Pisuerga C-1a), que presenta características muy semejantes (la distinción de los dos miembros se justifica por el hecho de su alejamiento y de la mayor proporción de facies finas en la unidad de Olleros). Hacia el Sur pasa lateralmente al Miembro de Carabias (C-1c). Hacia el SE se continúa en facies análogas hasta Alhama de Aragón-Cubel (región 3) para la parte inferior, mientras que la parte superior pasa a la formación marina de Nuévalos (C-4).
9. Desde Albiense superior hasta Cenomaniense superior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Arenas de Carabias (región 4).
2. Miembro de la Formación Arenas de Utrillas (C-1).
3. ALONSO, en 1981, la describe con rango de Formación.
4. Cantera abandonada de Carabias, en el pueblo del mismo nombre, en la carretera nacional Madrid-Irún, en el kilómetro 132. Lat. 41° 26' 40" - Long. 3° 39' 58" de la hoja 403 de Maderuelo.
5. Arenas blancas y rosas gruesas, heterométricas y arcósicas, conglomerados de cuarcita y arcillas en pequeña proporción. Las arenas tienen estratificación cruzada planar y de surco, los conglomerados aparecen en general en forma lenticular, de base plana y techo convexo. La potencia en el corte tipo es de 103 m. El contenido fosilífero es casi nulo, de forma escasa y dispersa aparecen restos vegetales limonitizados y silicificados. Aparece discordante sobre materiales jurásicos, triásicos, paleozoicos y metamórficos, rellenando un paleorrelieve importante.
6. Aparece representada en la sierra de Pradales (Serrezuela) hasta una línea aproximada Cantalejo-Pedraza, donde desaparece por no deposición (Partes b y c de la zona 4). La potencia varía desde 0 hasta cerca de 200 m. Las variaciones litológicas son muy poco representativas.
7. Fluvial tipo braided proximal o medio.
8. Pasa lateralmente hacia el N a la Unidad Miembro Arenas de Carazo.
9. Desde Albiense superior a Turoniense.
10. ALONSO. 1981.



1. Arenas y Calizas de Dosante (Región 1, Parte N) (C-2).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación, esta unidad corresponde al corte de Dosante, que es tomado por CIRY (1940, pp. 121-123) y FEUILLE (1967, pp. 239-240) como ejemplo para el Cenomaniense marino del borde E de Asturias. En este corte, SCHROEDER (1962) describe *Orbitolina cóncava quatarica* HENSON, y RAMÍREZ DEL POZO (1971) cita numerosa microfauna. El corte de Ciudad de Valdepores, muy próximo al anterior, es estudiado por WIEDMANN (1979).
4. Corte tipo realizado en la trinchera del ferrocarril Bilbao-La Robla y en la trinchera de la vía férrea Santander-Mediterráneo, a partir de la estación de Ciudad de Valdepores, en dirección a Pedrosa de Arcellares. Lat. 43° 00' 50" - Long. 3° 45' 40", en la hoja número 48 de Espinosa de los Monteros.
5. La formación presenta una potencia aproximada de 80 m, y comprende:
  - Una parte inferior, de 60 m de espesor, en la que dominan los terrígenos con arcillas negras arenosas y lignitosas, margas arenosas con Orbitolinas, areniscas micáceas con estratificación cruzada, calizas arenosas y arcillas con Orbitolinas, Exogyras, Rudistas (*Ichtiolarcolites*, *Caprina*...), Briozoarios, etc.
  - Una parte superior de 20 m de potencia, con predominio calcáreo: calcarenitas bioclásticas con estratificación oblicua y cruzada planar, con Foraminíferos bentónicos sin Orbitolinas, con restos de algas de Briozoarios, Lamelibranquios.

La base se presenta como un paso progresivo del Miembro arenas de Olleros de Pisuerga (C-1a) de la Formación Arenas de Utrillas (C-1).
6. Esta formación se encuentra bien desarrollada desde Espinosa de los Monteros hasta el pantano del Ebro, desapareciendo progresivamente hacia el NE, hacia el S y SE de la región por cambio lateral de facies. En dirección SE la parte superior calcárea es muy característica, enriqueciéndose en Prealveolinas, lo que permite definir el Miembro de Calizas de Pancorbo (C-2a).
7. De litoral a plataforma externa.
8. Hacia el NE la formación pasa lateralmente a las facies esquisto-arenosas y margosas («flysch de bolas» de los autores) con Foraminíferos pelágicos de la cuenca navarrocantabra. Hacia el S, SW y SE, su parte inferior pasa a las Arenas de Olleros de Pisuerga (miembro C-1a, de la Formación Utrillas C-1), mientras que su parte superior pasa a las Arenas arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas (C-3).

9. Cenomaniense inferior-medio a superior.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
- 
1. Calizas de Pancorbo (región 1).
  2. Miembro de la formación Arenas y Calizas de Dosante (C-2).
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación o miembro. Las calizas de Pancorbo son conocidas hace mucho tiempo, concretamente para un período más reciente gracias a FEUILLÉE (1962, 1967) y a RAMÍREZ DEL POZO (1971).
  4. En el núcleo anticlinal de Pancorbo, en su flanco norte, al borde de la carretera N-I (km 303,5), o en los flancos cortados por la autopista Vitoria-Burgos. Lat. 42° 38' 20" - Long. 3° 06' 30", en la hoja núm. 169 de Casalarreina.
  5. Calizas bien estratificadas, más o menos dolomíticas, bioclásticas (packstone) a arcillosas (mudstone) fosilíferas: Foraminíferos (abundancia de Praealveolinas), Rudistas (*Ichtyosarcolites*), Briozoarios, Políperos. Hacia techo se acentúa la dolomitización. El corte tipo presenta una potencia de 25 m.
  6. Esta unidad de calizas con Praealveolinas está bien desarrollada a lo largo de una banda de 20 a 40 km de longitud a ambas partes del Ebro, desde los alrededores de Soncillo, al WNW, hasta Haro, al ESE, con una potencia que varía de 0 a 40 m. Hacia el N y S desaparece por cambio lateral de facies, hacia el W y hacia el E no aflora.  
Las calizas con Praealveolinas descansan sobre algunos metros de calizas arenosas, de arenas y calizas arcillosas con escasas Orbitolinas y que son el equivalente de la parte inferior de la formación de Dosante (C-2). Incluso se encuentran sobre las arenas y arcillas lignitosas de la Formación Utrillas (Miembro de Olleiros, C-1a).
  7. Plataforma interna: lagoon con Foraminíferos, localmente plataforma abierta con «patches» de Rudistas y barras calcareníticas.
  8. Hacia el N presenta paso lateral a las facies margocalcáreas con Rosalinas de la cuenca navarrocantabra. Hacia el Sur, la parte inferior pasa a la Formación Utrillas (Miembro de Olleros), y la parte superior a la Formación con Ostreidos de Santa María de las Hoyas.
  9. Cenomaniense superior.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
- 
1. Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas (regiones 1, 2 y 3) (C-3).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación, si bien es conocida hace mucho tiempo y constituyen los niveles más citados del Cretá-

cico superior. Se corresponde con: el tramo 2 (margas fosilíferas) descrito por SÁENZ (1931), a la unidad 2 de FLOQUET (1978), al tramo 2 (Cenoman mergel), MOJICA (1979), a la unidad C-1 (F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>), descrita por MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980) y al conjunto 1 A de FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981).

4. El corte tipo se sitúa a 1,5 kilómetros al NE del pueblo de Santa María de las Hoyas, en la trinchera de la carretera. Lat. 41° 46' 50" - Long. 3° 07' 30", en la hoja núm. 348 de Fuentearmegil.
5. En la base se trata de una alternancia de arenas blancas y amarillas, arcillas arenosas con estratificación horizontal u oblicua de bajo ángulo con los primeros restos de *Ostreas* en el techo de los bancos arenoso dolomíticos, presenta una potencia de 20 m, a continuación 15 m de arcillas grises a negras con *Ostraea*, margas arcillosas ricas en *Exogyra* y gran cantidad de otros fósiles (Lamelibranchios, Equínidos). En la región 3 de este tramo presenta una litología de margas y calizas más o menos dolomíticas con Ostreidos, Ostrácodos, Foraminíferos y Algas verdes. A techo se presenta un nivel entre 1 y 2 m de potencia de calizas mal estratificadas, nodulosas, fosilíferas (Lamelibranchios, Equínidos, Braquiópodos), en la región 3 contiene Rudistas (*Ichtyosarcolithes*). La formación pasa gradualmente en la base a las Arenas de Utrillas (Miembro de Tejada, C-1b).
6. Formación constante y muy extendida, en toda la región 2 (Cordillera Ibérica Norte), en la parte Sur de la región 1 (Cantábrica SW), con un espesor variable entre 5 y 40 m, y en la región 3 (Cordillera Ibérica Central), donde llega a alcanzar los 50 m de potencia.
7. Mareal (llanura de marea terrígena) que evoluciona a plataforma interna protegida.
8. Pasa lateralmente hacia el N a la unidad Calizas de Pancorbo de la Formación Dosante (C-2).
9. Cenomaniense superior (localmente medio a ¿superior?).
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas dolomíticas de Nuévalos (región 3) (C-4).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en cuanto a formación. No obstante, las facies de esta unidad han sido estudiadas durante largo tiempo. Así, por ejemplo, esta unidad es equivalente al tramo III, «calizas compactas» de SÁENZ GARCÍA (1931), a la unidad C de MELÉNDEZ (1972), a la unidad C-2 de MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980), a la unidad 3, «Cenoman Kalke», de MOJICA (1979), así como al conjunto 1 b de FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981) y a la unidad 2 de MELÉNDEZ y PENDÓN (1982).

4. Existen numerosos cortes en las trincheras de la carretera que bordea el pantano de la Tranquera, entre Nuévalos e Ibdes. El corte tipo se sitúa en la carretera a Ibdes, al S de la Ermita de San Daniel. Lat. 41° 13' 40" - Long. 1° 52' 20", en la hoja 437 de Ateca.
5. Se trata de una sucesión de margas calcáreas con bioturbación y niveles de Ostreidos, calizas micríticas con ripples de oscilación e interferencia, calizas micríticas microesparíticas y calizas dolomíticas con laminación, bioturbación y niveles ferruginosos encostrados. Se presenta ordenado en secuencias estratocrecientes con una potencia de 35 m, se dispone de manera concordante sobre la unidad anterior: Formación Arcillas, Arenas y Calizas de Santa María de las Hoyas (C-3).
6. Formación muy homogénea en toda la región 3 (Cordillera Ibérica Norte a Central).
7. Corresponde a un medio de lagoon submareal.
8. Presenta un tránsito lateral muy progresivo hacia el NW en la región 2 hacia Soria-Abejar a la Formación Santa María de las Hoyas (C-3).
9. Cenomaniense superior.
10. MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980); FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981); MELÉNDEZ y PENDÓN (1982); FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Margas de Puente de Ibañeta (región 1, parte N) (C-5).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en cuanto a formación. El corte tipo es conocido hace mucho tiempo gracias a SÁENZ GARCÍA (1933) y a CIRY (1933, 1940, pp. 126-127). Ha sido revisado recientemente en detalle desde el punto de vista bioestratigráfico por WIEDMANN (1962, 1979), y de una manera más general, sedimentológica, por ALONSO y FLOQUET (1982).
4. En la trinchera del ferrocarril Santander-Mediterráneo, km 358,6 a 358, a 1,5 km al SW del pueblo de Puente de Ibañeta. Lat. 42° 58' 15" - Long. 3° 42' 10", en la hoja núm. 109 de Villarcayo.
5. Calizas arcilloso-glaucónicas en la base y margas y arcillas calcáreas con limos, con intercalaciones de bancos estratificados de calizas arcilloso-arenosas finas. Conjunto fosilífero: Ammonites, Gasterópodos, Equínidos, Inocerámidos, Braquiópodos. La potencia del corte tipo son 40 m.

En la base estas facies se encuentran en continuidad con la formación subyacente de Dosante (C-2). Cerca de Dosante (Pedrosa de Arcellares) las margas limosas con Ammonites se encuentran en contacto brusco, mediante una superficie endurecida, con la Formación de Dosante.

6. En el área de afloramiento, parte norte de la región 1, al N del Ebro, la formación se presenta muy homogénea, con espesores comprendidos entre 8 y 50 m. Al S del Ebro desaparece por cambio de facies.
  7. Plataforma externa, abierta, circalitoral.
  8. Hacia el E y NE la formación pasa lateralmente a margas negras hojosas y a calizas arcillosas con Foraminíferos plantónicos en la cuenca navarrocantábrica. Hacia el SW, S y SE pasa a la formación Margas arenosas y glauconíticas de Santa Cruz del Tozo (C-6).
  9. Turoniense inferior (de inferior a medio).
  10. FLOQUET (inérito, tesis en curso).
- 
1. Margas arenosas y glauconíticas de Santa Cruz del Tozo (región 1, parte S) (C-6).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación. El corte de Santa Cruz del Tozo fue escogido por CIRY (1940, pp. 160-162) como corte tipo para el Turoniense de facies castellana; posteriormente, FEUILLÉE (1967, p. 275) tomó este corte para el Cenomaniense, y más tarde WIEDMANN (1962, 1979, pp. 198-199) lo vuelve a tomar para el Cenomano-turoniense.
  4. El corte se sitúa en el camino a 300 m al Norte del pueblo de Santa Cruz del Tozo. Lat. 42° 39' - Long. 3° 52' 50", en la hoja núm. 166 de Villadiego.
  5. Margas arenosas y calizas arcilloso-arenosas glauconíticas, nodulosas muy bioturbadas, fosilíferas: Ammonites, Equínidos, Briozoarios, Lamelibranquios, Gasterópodos. En la parte superior areniscas lajosas arcillomacíceas, glauconíticas, verdosas, pobres en fósiles. El espesor del corte tipo es de 40 m. Estas facies reposan mediante contacto neto sobre un resalte de 2,5 m que forma el techo de la Formación Santa María de las Hoyas (C-3).
  6. Formación constante con espesor comprendido entre 10 y 50 m para el conjunto de la parte Sur de la región. Hacia el W tiende a aumentar su contenido en cuarzo detrítico y a hacerse más glauconítica. Al W del meridiano de Cervera de Pisuerga desaparece por no deposición. Hacia el E tiende a hacerse más calcárea, con disminución en su contenido en terrígenos y glauconita, disminuyendo al mismo tiempo de espesor.
  7. Plataforma externa abierta infralitoral.
  8. Al Norte del Ebro pasa lateralmente a la Formación de Puente-dey (C-5). Hacia el SE, más allá de la cuenca terciaria de Burgos, pasa a la Formación de Picofrentes.
  9. Turoniense inferior a medio.
  10. FLOQUET (inérito, tesis en curso).

1. Margas de Picofrentes (región 2) (C-7).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación, el corte de Picofrentes es uno de los cortes más citados y más conocidos del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica Norte (CHUDEAU, 1896; FALLOT, 1931; SÁENZ GARCÍA, 1936, 1954, 1955, etc.). Los últimos levantamientos detallados, desde el punto de vista bioestratigráfico, son debidos a WIEDMANN (1975-1979).  
En la región 4 se corresponde con la parte inferior del miembro C-2a de la Formación de Moral de Hornuez descrita por ALONSO (1981).
  4. El corte tipo se sitúa en el flanco E de Picofrentes, cerca del pueblo de Fuentetoba. Lat. 41° 07' - Long. 2° 33' 45'', en la hoja número 349 de Cabrejas de Pinar.
  5. 55 m de margas grises, arcillas calcáreas y calizas arcillosas nodulosas, bioturbadas y fosilíferas: Ammonites, Gasterópodos, Equínidos, Lamelibranquios, etc.  
La formación descansa sobre las calizas del techo de la Formación de Santa María de las Hoyas (C-3), bien en contacto neto (ligera superficie endurecida, caso del corte tipo), bien en tránsito progresivo.
  6. Constante en facies y espesor (con pequeñas variaciones, 30 a 60 metros) en toda la región 2, la formación desaparece progresivamente hacia el NW y hacia el SE por cambio lateral de facies. Hacia el N y S no aflora. Al otro lado de la cuenca terciaria del Duero, hacia el S, vuelve a encontrarse en la región de Somolinos.
  7. Plataforma abierta, infralitoral por debajo de la zona hidrodinámica (claramente menos sometida a los aportes terrígenos que el medio de depósito de la formación equivalente de Santa Cruz del Tozo (C-6) de la región 1).
  8. Presenta cambios laterales de facies:
    - Hacia el NW, a la Formación de Santa Cruz del Tozo (región 1, S).
    - Hacia el E y el SE, a la Formación Monterde (región 3).
    - Hacia el S, a la Formación Castro de Fuentidueña (región 4).
  9. Turoniense inferior a medio.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
- 
1. Calizas Nodulosas de Monterde (región 3) (C-8).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación. Los niveles equivalentes en otros cortes, como los de Nuévalos, corresponden a las unidades:

- IV, «margas turónico-coniacienses» de SAENZ GARCÍA (1931).
  - d, «calizas tableadas» de MELÉNDEZ (1972).
  - «Mergelkalke» de MOJICA y WIEDMANN (1977).
  - C-3, F-7, «margas y calizas nodulosas» de MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980).
  - Conjunto 2, tramos 8 y 9 de «calizas nodulosas» de FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981).
4. El corte tipo se sitúa en la carretera de Monterde a Llumes, hacia el km 4. Lat. 41° 08' 10" - Long. 1° 44', en la hoja 464 de Used.
  5. En la base calizas margosas nodulosas con Tylostoma, Equínidos, Pectínidos, Foraminíferos plantónicos; hacia techo calizas margosas nodulosas alternando con margocalizas grumosas con estratificación paralela discontinua, muy bioturbadas y fosilíferas: Equínidos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Ammonites escasos. El espesor del corte tipo es de 30 m. Se dispone sobre la formación Nuévalos mediante contacto transicional rápido.
  6. El máximo de espesor se observa en la localidad tipo, pero la potencia puede disminuir hasta unos 3 m en Nuévalos. Salvo en la localidad tipo, en donde presenta facies más margosas, en el resto de los afloramientos de la región tienden a ser netamente calcáreas, lo que diferencia esta formación de las formaciones equivalentes de Picofrentes (C-7) y margoarenosa de Santa Cruz (C-6). Se encuentra bien representada en el conjunto de la región 3. Hacia el NW hacia Soria, desaparece por cambio de facies, hacia el S se sigue hasta los alrededores de Molina de Aragón.
  7. Plataforma abierta, por debajo de la zona hidrodinámica.
  8. Paso lateral de facies hacia el NW a la Formación Picofrentes (C-7).
  9. Cenomaniense superior-Turonense inferior.
  10. MELÉNDEZ (1972); MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980); FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981); FLOQUET (inédito, tesis en curso).
1. Margas de Hornillalatorre (región 1, parte N) (C-9).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes. Los niveles equivalentes, en un corte cercano, han sido descritos e interpretados recientemente (AMIOT, FLOQUET y MATHEY, 1982, unidades III, IV, V, Fig. 3).
  4. Afloramientos naturales en la base de la cuesta que domina al SE el pueblo de Hornillalatorre (orilla izquierda del Arroyo de la Hoz). Lat. 43° 02' 30" - Long. 3° 35' 30", en la hoja núm. 84 de Espinosa de los Monteros.
  5. 100 a 150 m de margas gris azuladas con bancos de calizas arcilloso-limosas nodulosas, y calizas arcillosas nodulosas bioturbadas. Estratificación paralela discontinua; contenido fosilífero

pobre: raros Equínidos, Lamelibranquios, Cavadores, Inocerámidos, Ammonites, Foraminíferos planctónicos.

La formación pasa, en su base, progresivamente a la Formación margolimososa de Puentevedey (C-5).

6. Formación desarrollada y homogénea en el conjunto de la parte N de la región 1, con tendencia a disminuir de potencia hacia el SW, el S y el SE, aumentando de espesor hacia el NE y E. Hacia el W desaparece por no afloramiento.
7. Plataforma abierta, externa o distal, circalitoral a infralitoral.
8. Tránsito lateral hacia el SW, el S y el E a la Formación de Revilla de Pomar (C-10) y hacia el NE y el E a una potente formación alternante de margas y calizas de la cuenca navarrocantábrica.
9. Turoniense medio a medio-superior.
10. AMIOT (inédito), FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Arenas y Calizas de Revilla de Pomar (región 1, parte S) (C-10).
2. Formación.
3. Sin antecedentes.
4. Trinchera en la carretera de Pomar de Valdivia a la Lora de Valdivia, al E de Revilla de Pomar. Lat. 42°46'10" - Long. 4°09'10", en la hoja núm. 134 de Polientes.
5. Arenas y areniscas verdosas glauconíticas; areniscas calcáreas y calizas arenosas conchíferas con estratificación cruzada planar de alto ángulo y en surco (geometría canaliforme); calizas bioturbadas fosilíferas, arenas arcillosas y arcillas verdosas azoicas. Con una potencia de 80 m, la formación descansa, en transición, sobre las margas arenosas y calizas areniscosoglauconíticas bioturbadas de la Formación de Santa Cruz del Tozo (C-6).
6. Formación representada únicamente en la parte S de la región 1 con espesor variable de 80 a 85 m, facies variables con tendencia a aumentar su contenido en terrígenos hacia el W, y a disminuir hacia el E y SE. Desaparece hacia el N y NE (parte N de la región 1) por cambio de facies progresivo.
7. Litoral, sistema deltaico a plataforma proximal.
8. Presenta cambios laterales de facies: hacia el E, a la formación de Hornillalatorre, y hacia el S (región 2) a la Formación de Muñecas.
9. Turoniense medio a medio-superior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas de Cueva (región 1, parte N) (C-11).
2. Formación.
3. Sin antecedentes.



4. Trinchera de la carretera de Cueva a Villamartín, unos 500 m al S de Cueva. Lat. 43° 02' 10" - Long. 3° 42' 30", en la hoja núm. 48 de Espinosa de los Monteros.
  5. Calcarenitas finas (*micropackstone* o *packstone-grainstone*) con pequeños restos bioclásticos de fragmentos de Rudistas, bien estratificadas, con estratificación cruzada de bajo ángulo, en gruesos bancos masivos en la parte inferior y en pequeños bancos más netos en la parte superior con estilolitización y color gris azul a beige. Espesor, 60 m. La formación se apoya en transición rápida, sobre las calizas arcillosas del techo de la Formación de Hornillalatorre.
  6. Formación limitada a la parte N de la región 1, con espesor comprendido entre 55 y 80 m; desaparición hacia el NE y E (cuenca navarrocantábrica) y hacia el S (parte S de la región 1) por cambio lateral de facies. Dolomitización local que permite la distinción del Miembro de El Rivero. Presenta localmente construcciones de Madreporarios que permiten la distinción del Miembro de Santelices.
  7. Plataforma externa, abierta, de media a alta energía, barrera.
  8. Paso lateral de facies hacia el S a la formación de Villaescusa de las Torre; hacia el E a la alternancia margo-calcárea de la cuenca navarrocantábrica.
  9. Turoniense superior a Coniaciense basal.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso), AMIOT (inédito).
- 
1. Dolomías de El Ribero (región 1, parte N).
  2. Miembro de la Formación Calizas de Cueva (C-11).
  3. Sin antecedentes.
  4. En el borde de la carretera de El Ribero a Dolina, alrededor del kilómetro 40,5. Lat. 43° 01' 30" - Long. 3° 28', en la hoja núm. 85 de Villasana de Mena.
  5. 60 m de dolomías sacaroideas, pulvulentas o masivas, azoicas.
  6. Limitado alrededor por el diapiro de Gayangos, desaparición en los alrededores por cambio lateral de facies. Facies análogas se encuentran al SW en el anticlinal de La Lastra. Estas dolomías se encuentran sobre la Formación Hornillalatorre.
  7. La génesis de esta unidad podría ser debida a la dolomitización de facies calcáreas de plataforma gracias al juego positivo del diapiro (activo desde el Turoniense superior).
  8. Pasa lateralmente a la Formación de Cuevas hacia el W, a la alternancia margocalcárea de la cuenca navarrocantábrica hacia el E y a la formación Villaescusa de las Torres hacia el S.
  9. Turoniense superior a Coniaciense basal.
  10. AMIOT (inédito).

1. Calizas con Corales de Santelices (región 1, parte N).
2. Miembro de la Formación Calizas de Cueva (C-11).
3. Sin antecedentes en cuanto a miembro o formación. El corte tipo ha sido descrito e interpretado recientemente por FLOQUET en AMIOT, FLOQUET y MATHEY (1982, Fig. 3, unidades VI y VII).
4. Camino que sube a la cuesta situada al E del pueblo de Santelices. Lat. 43° - Long. 3° 44' 10'', en la hoja núm. 84 de Espinosa de los Monteros.
5. 60 m de calizas que se dividen en:
  - 10-15 m de calizas micríticas finamente granudas en secuencias.
  - 10-12 m de calizas con Madreporarios lamelares dispuestos en dos biostromos.
  - 20-30 m de calcarenitas a calcirruditas con restos de Rudistas, Madreporarios, con estratificación cruzada planar de alto ángulo.

La base presenta tránsito progresivo entre la formación subyacente de Hornillalatorre (C-9) y esta unidad.

7. Barrera recifal a plataforma externa.
8. Pasa, hacia el NE, a la Formación de Cueva, y más hacia el E, a las facies margocalcáreas de la cuenca navarrocantábrica; hacia el S, a la Formación de Villaescusa de las Torres.
9. Turoniense superior a Coniaciense inferior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calcarenitas y calizas con Rudistas de Villaescusa de las Torres (región 1, parte S) (C-12).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en cuanto a formación. El corte tipo ha sido descrito e interpretado recientemente por FLOQUET en ALONSO y FLOQUET (1982, 2, unidades IV, V, VI, VII, VIII).
4. El corte tipo se sitúa en la trinchera del ferrocarril, entre el kilómetro 390 a 390,5, al WSW del pueblo de Villaescusa de las Torres. Lat. 42° 45' 25'' - Long. 4° 16' 20'', en la hoja núm. 133 de Prádanos de Ojeda.
5. 53 m de calizas muy variadas que comprenden de base a techo:
  - 10 m de calcarenitas bioclásticas, oolíticas finas, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y en surco, de gran escala.
  - 7 m de calizas con restos de Rudistas con un biostromo de Radiolites.
  - 8 m de calcarenita bioclástica con estratificación cruzada de fuerte ángulo.

- 10 m de micritas con Rudistas en posición de vida y Foraminíferos.
- 18 m de calcarenitas finas y gruesas con patches de Radiolites.

Esta unidad reposa sobre la Formación de Revilla de Pomar (C-10), el tránsito de una unidad a la otra es bastante gradual.

6. Formación característica muy bien representada en toda la parte Sur de la región 1. Presenta débiles variaciones de espesor; de 50 a 70 m, las variaciones de facies son más frecuentes según predominen las micritas o las calcarenitas.
7. De plataforma interna (lagoon) a barrera construida o bioclástica.
8. Hacia el NE pasa a la Formación de Cueva y hacia el SE a la formación de Muñecas (C-13), al otro lado de la cuenca terciaria de Burgos.
9. Turoniense superior a Coniaciense inferior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas bioclásticas de Muñecas (región 2) (C-13).

2. Formación.

3. Sin antecedentes en cuanto a formación. Algunos cortes cercanos al corte tipo han sido descritos recientemente:

- Corresponde a la unidad «calizas bioclásticas» descritas por VALLADARES (1976) en Arauzo de Miel.
- Corresponde igualmente a la unidad «calcaires variés» descritas por FLOQUET (1979) en Santo Domingo de Silos.
- Y corresponde a las unidades I, II y III descritas para la región de Hontoria del Pinar por FLOQUET, en FLOQUET, PHILIP y WIEDMANN (1982, Fig. 2 B). En la región 4 se corresponde con la parte superior del Miembro C-2a de la Formación Moral de Hornuez descrita por ALONSO (1981).

4. El corte tipo ha sido realizado en el camino forestal de Muñecas a Hontoria del Pinar, entre los km. 4 y 5 en el Portillo situado en el borde N del núcleo anticlinal de Muñecas. Lat. 41° 48' 50" - Long. 3° 10' 20", en la hoja núm. 348 de Fuertearmegil.

5. 65 m de calizas variadas, que comprenden:

- 5 a 6 m de calizas en lajas, con laminaciones y ripples, contienen Ostrácodos, pequeños Gasterópodos, Sérpulas.
- 40 m de calizas bioclásticas (wackstone a packstone) glauconíticas con un nivel estromatolítico.
- 19 m de calizas bien estratificadas, en lajas, con laminación y ripples, calcarenitas finas con Ostrácodos, Gasterópodos, oolitos...

Esta unidad reposa concordantemente en transición sobre las margas y calizas arcillosas fosilíferas de Picofrentes (C-7).

6. Formación constante en espesor (60 a 70 m) y en facies para el conjunto de la región 2 y en la parte N de la región 4.
7. Bahía protegida y llanuras de marea.
8. Tránsito por cambio progresivo de facies hacia el SW y más allá de la cuenca terciaria del Duero a la Formación Castro de Fuentidueña. Hacia el SE a partir de Ciria a la Formación de Jaraba, hacia el NW y al otro lado de la cuenca terciaria de Burgos a la Formación de Villaescusa de las Torres.
9. Turoniense medio-superior a Coniaciense inferior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas bioclásticas de Jaraba (región 3) (C-14).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en cuanto a formación. Facies análogas han sido descritas por diferentes autores.

Es equivalente al tramo V de «Calizas silíceas» de SAENZ GARCÍA (1931) y la unidad «Calizas intermedias» de MELÉNDEZ (1972).

Queda comprendida en parte del tramo 4, «Obertereide Kalke», de MOJICA (1979).

Se corresponde con la unidad C-4 de «Dolomías masivas» de MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980) y al conjunto 3, tramos 10 y 11; «Dolomías masivas con Rudistas» de FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981). Está descrita por FLOQUET, PHILIP y WIEDMANN (1982), figura 2 c, unidades I, II, III, y por MELÉNDEZ y PENDÓN (1982), unidad 4.

4. El corte tipo se sitúa en la carretera de Jaraba a Calmarza (en el valle del río Mesa), a partir del km 2, al Sur del Balneario de la Virgen. Lat. 41° 10' 50" - Long. 1° 53' 20", en la hoja núm. 436 de Alhama de Aragón.
5. Se presenta la siguiente sucesión de base a techo:

— 15 m de calizas micríticas (*wackstone*) frecuentemente dolomitizadas, con aspecto sacaroideo.

— 35-40 m de calizas finamente bioclásticas y calcarenitas gruesas con Rudistas (*packstone-grainstone*). Generalmente dolomitizadas, con aspecto masivo, presenta barras de acumulación bioclástica y bioconstrucciones. Contienen Rudistas, Gasterópodos, Equínidos, Ostreidos, Briozoos, Corales. Presenta estratificación cruzada de gran escala.

Esta unidad se dispone sobre la Formación Calizas nodulosas de Monterde de forma neta, pudiendo ser localmente erosivo.

6. Formación constante en la región 3 con ligeras variaciones de potencia, 40 a 80 m. Presenta una disminución progresiva de la dolomitización hacia el NW.
7. Plataforma de alta energía, barrera (barras de acumulación o bioconstrucción) con pequeñas áreas protegidas.
8. Presenta cambios laterales de facies: hacia el NE a la Formación Muñecas (región 2), hacia el Sur llega a ser equivalente de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada.
9. Turoniense superior-Coniaciense basal.
10. MELÉNDEZ PEDAUYE (1980); FLOQUET, MELÉNDEZ, PEDAUYE (1981); MELÉNDEZ y PENDÓN (1982); FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña (región 4) (CC-15).
2. Formación.
3. Fue descrita por ALONSO en 1981, aunque en dicho trabajo se consideró con rango de Miembro, perteneciente a su Formación Calizas, Margas y Areniscas de Moral de Hornuez.
4. El corte tipo se considera en un corte de ladera situado a 1 km al W del pueblo de Castro de Fuentidueña, a lo largo de una línea perpendicular a la carretera de Sepúlveda a la general Segovia-Aranda de Duero. Lat. 41° 25' 35" - Long. 3° 51' 37" de la hoja 402 de Olombrada.
5. Arenas blancas y amarillas, areniscas, arcillas grises y negras y dolomías limolíticas. Las arenas son finas, homométricas y muy feldespáticas. Aparece generalmente estratificación cruzada, ripples, estratificación flaser y lenticular y laminación paralela. Fuerte bioturbación.

La potencia en el corte es de unos 60 m.

El contenido fosilífero es relativamente escaso y, salvo excepciones, se restringe a restos vegetales. Aparecen a veces Ostreidos, Pelecípodos y Gasterópodos.

Se apoya siempre sobre el Miembro Arenas y conglomerados de Carabias, de la Formación Arenas de Tejada. El contacto es neto, excepto en escasos lugares donde parece ser transicional.

6. Aparece representada exclusivamente en una franja que incluye buena parte de la Serrezuela en el borde norte del Sistema Central (parte b de la zona 4).

La potencia varía entre el máximo de 60 m en el corte tipo hasta 0 m.

Las variaciones litológicas se manifiestan sobre todo por un aumento de las arenas hacia el Oeste.

7. Llanuras de marea siliciclásticas. Localmente complejo playa-barrera.
8. Pasa lateralmente, por cambio de facies, hacia el N a la Formación de Muñecas.

9. Turoniense medio a Coniaciense basal.
10. ALONSO, 1981.

### *Grupo superior*

1. Arenas y arcillas de Segovia (región 4) (C-16).
  2. Formación.
  3. Se corresponde exactamente con la Formación Arenas y Arcillas de Segovia descrita por ALONSO en 1981.
  4. Cruce de la carretera de Segovia a Valladolid con la de Soria. Lat. 40° 57' 52" - Long. 4° 06' 22" del mapa 483 de Segovia.
  5. Está formada por arenas blancas, limos y arcillas rojas y verdes y algunos niveles de conglomerados. Las arenas son arcósicas y de tamaño grueso y medio, predomina la estratificación cruzada de surco frente a la planar.  
La potencia en el corte es de 55 m.  
El contenido fosilífero es muy escaso, se reduce a restos vegetales dispersos y localmente Ostrácodos. Se apoya en contacto normal y neto sobre las Formaciones Calizas bioclásticas de Muñecas, Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña y sobre el Miembro Arenas de Carabias. En el extremo más meridional, en el borde de la Sierra de Guadarrama, se apoya directamente sobre el zócalo metamórfico y localmente granítico rellenando un paleorrelieve.
  6. Se encuentra representada en toda la zona 4 (Sierra de Pradales y borde norte del Sistema Central).  
Los espesores varían entre 55 m y 0 m. Las variaciones litológicas no son muy significativas. Hacia el Norte aumentan las arcillas.
  7. Fluvial tipos braided distal y meandriforme. Localmente llanuras de marea.
  8. Hacia el N desaparece por no deposición presumiblemente. Los afloramientos no permiten estudiarla con detalle.
  9. Desde Coniaciense basal o incluso Turoniense superior a Coniaciense medio.
  10. ALONSO, 1981.
- 
1. Margas y calizas margosas con Ammonites de Nidáguila (región 1) (C-17).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación. Los cortes de interés fundamentalmente bioestratigráfico que corresponden a esta formación han sido descritos por CIRY (1973, 1940): Corte de Terradillos de Sedano, y WIEDMANN (1960, 1979): Corte de Terradillos de Sedano.

4. Afloramientos naturales situados en la base de la cuesta situada al Norte del pueblo de Nidáguila. Lat. 42° 38' 20" - Long. 3° 46' 10", en la hoja núm. 167 de Montorio.
5. 75 m de calizas arcillosas que contienen de base a techo:
  - 19 m de calizas arenoso-arcillosas a glauconíticas, granudas y finamente bioclásticas (Exogyras, Braquiópodos), mala estratificación cruzada planar de ángulo bajo.
  - 12 m de margas y calizas arcillosas, gris azuladas, fosilíferas: Exogyras, Equínidos, Ammonites, Braquiópodos.
  - 4 m de calizas glauconíticas bioclásticas, compactas y duras.
  - 40 m de margas gris azuladas, arcillas, calizas deleznales y fosilíferas: Exogyras, Equínidos, Briozoarios, Ammonites, Gasterópodos.

Esta unidad descansa en contacto neto, mediante superficies endurecidas y ferruginizadas, sobre las formaciones calcáreas de Cueva (C-11) y de Villaescusa de las Torres (C-12).

6. Formación representativa en toda la región 1, con espesor comprendido entre 70 y 120 m con tendencia a aumentar de espesor hacia la parte N del Ebro, disminuyendo de espesor hacia el S. Las facies son bastante constantes a lo largo de toda la región, apreciándose, no obstante, una tendencia a ser más margosas hacia el N, NE y W de la región y, por el contrario, más calcáreas hacia el E y SE.
  7. Plataforma externa, abierta, infralitoral a circalitoral.
  8. Presenta los siguientes cambios laterales de facies:
    - Hacia el NE y más allá de la región 1 a las formaciones margo-calcáreas alternantes y calizas de la cuenca navarrocantábrica.
    - Hacia el SE y al otro lado de la cuenca terciaria de Burgos, a la Formación de Hortezielos.
  9. Coniaciense a Santoniense inferior (Coniaciense en la parte S de de la región 1; Coniaciense a tránsito Santoniense inferior-superior en la parte N de la región 1).
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
1. Calizas nodulares de Hortezielos (región 2 y parte N de la región 4) (C-18).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en cuanto a formación, WIEDMANN (1960-1964) cita un yacimiento fosilífero cerca de la localidad tipo. Esta formación parece corresponder a la facies de «wackstones con Moluscos» que VALLADARES (1976) describe en la región de Arauzo de la Miel. Corresponde también a las «calizas finas» que FLO-

QUET (1979) describe en la región de Santo Domingo de Silos y a las calizas con Ammonites (unidad IV, Fig. 2 B) que FLOQUET, en FLOQUET, PHILIP y WIEDMANN (1982), describen en el corte de Hontoria del Pinar.

En la zona 4 corresponde al miembro C-4a de la formación de Castrojimeno-Hontoria descrita por ALONSO (1981).

4. En el borde de la carretera de Hortezielos a Espinosa de Cervera, hacia el km 65 al Sur de Hortezielos. Lat. 41° 54' 40" - Longitud 3° 28' 00", en la hoja núm. 315 de Santo Domingo de Silos.
5. Calizas nodulares y margocalizas grises, con estratificación horizontal muy discontinua con puntos margosos, y fuerte bioturbación. Contenido fosilífero bastante variado. Equínidos, Gasterópodos, Pelecípodos cavadores, raros Ammonites, abundantes *Pycnodonta vesicularis*, Algas verdes... Potencia del corte tipo: 80 m. Esta formación se dispone en contacto neto (superficies endurecidas ferruginizadas) sobre la formación Calizas de Muñecas (C-13).
6. Se encuentra bien representada en el conjunto de la región 2 y en la parte N de la región 4; esta formación presenta poca variación de potencia, y continuidad de facies. Los términos más margocalcáreos se desarrollan hacia el NW y W, mientras que los más calcáreos se presentan hacia el E al mismo tiempo que aparecen los restos de Rudistas.
7. Plataforma abierta de hidrodinamismo débil (infralitoral).
8. Paso lateral: Hacia el NW, al otro lado de la cuenca terciaria de Burgos, a la formación de Nidáguila (C-17).  
Hacia el E, a la Formación del pantano de la Tranquera.  
Hacia el S, en el borde N del Sistema Central a la Formación de Caballar (C-20).
9. Coniaciense (s. l).
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera (región 3) (C-19).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en cuanto a formación. Las facies que corresponden a esta unidad han sido descritas por varios autores:

- Corresponde a parte del tramo VI, «Calizas compactas», de SÁENZ GARCÍA (1931).
- Es parte de la unidad 4, «Obertereide Kalke», de MOJICA (1979).
- Se identifica con los tramos inferior, «Calizas con cantos negros», y medio. «Calizas con niveles brechoides», de la unidad C-5, de MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980), y al conjunto 4 A y 4 B, tramos 12, 13 y 14 de «Calizas estratificadas, con cantos



negros, Calizas micríticas con laminación y Calizas estratificadas con brechas calcáreas», de FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981).

— Es equivalente a la unidad 5 de MELÉNDEZ y PENDÓN (1982).

4. El perfil tipo se sitúa en el borde de la carretera del Pantano de la Tranquera, entre la Ermita de la Virgen de San Daniel y el pueblo de Ibdes. Lat. 41° 13' 40" - Long. 1° 48' 30", en la hoja 437 de Ateca.
5. 120 m de calizas dolomíticas o microcristalinas con cantos negros, laminación y niveles brechoides, que, de base a techo, presenta:
  - 50 m de calizas bien estratificadas, más o menos dolomitizadas, y micritas con niveles brechoideos con cantos negros, canaliformes.
  - 15 m de calizas micríticas, laminadas, dispuestas en secuencias con pseudomorfo de anhidrita y costras.
  - 55 m de calizas micríticas dolomitizadas, con niveles de brechas calcáreas monogénicas y heterométricas.

Esta unidad reposa mediante contacto neto (superficie ferruginizada endurecida) sobre la Formación de Jaraba (C-14) y en parte hacia el N sobre la Formación Muñecas (C-13).

6. Es una formación característica en toda la región 3 y en el extremo E de la región 2. Espesor constante: 100-120 m, facies igualmente constantes, los niveles micríticos presentan mayor desarrollo hacia el NW, los niveles con cantos negros y brechoides adquieren más importancia hacia el SW.
7. Plataforma interna, llanura mareal carbonatada de submareal a supramareal.
8. Paso lateral de facies:
  - Hacia el NW, en la región 2, a la Formación de Hortezielos.
  - Hacia el S, a las formaciones dolomítica de la rama castellana de la Cordillera Ibérica.
  - Hacia el SE a las formaciones equivalentes con cantos negros.
9. Conaciense (s. l) a Santoniense inferior.
10. MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980); FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981); MELÉNDEZ y PENDÓN (1982); FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Dolomías tableadas de Caballar (región 4) (C-20).
2. Formación.

3. Se corresponde a las unidades C-4b (Miembro Dolomías tableadas de Caballar) y C-4c (Miembro Areniscas y arcillas de Hontoria), descritas por ALONSO en 1981.
  4. A lo largo de la carretera de Caballar a Basardilla, a 150 m aproximadamente de la primera localidad. Lat.  $41^{\circ} 07' 35''$  - Longitud  $3^{\circ} 57' 47''$ , de la hoja 457 de Turégano.
  5. Está formada principalmente por dolomías finamente cristalinas bioclásticas, areniscas dolomíticas, arenas finas, margas dolomíticas y arcillas.  
La estratificación predominante es plano-paralela, con muchos niveles de ripples y algunos de estratificación cruzada de bajo ángulo. También niveles con estratificación flaser y lenticular. Además de los fantasmas de fauna no identificables, se pueden observar abundantes niveles de Algas cianofíceas, Gasterópodos, dientes de peces y restos vegetales.  
Se apoya siempre sobre la Formación Arenas y arcillas de Segovia, según contacto normal y neto.
  6. Aparece representada en las partes a y b de la zona 4. Las potencias varían entre 4 m en el Sur y 47 m en la zona de Sepúlveda. La unidad se hace progresivamente más arenosa hacia el Sur, donde llega a estar constituida exclusivamente por arenas finas dolomíticas.
  7. Plataforma interna carbonatada-lagoon protegido y llanura de marea mixta siliciclástica y carbonatada.
  8. Pasa lateralmente a la Formación Calizas nodulares de Hortezuelos.
  9. Coniaciense.
  10. ALONSO, 1981.
- 
1. Calizas de Nocedo de Burgos (región 1) (C-21).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes.
  4. Corte de la carretera de Sedano a Nocedo de Burgos. Latitud  $42^{\circ} 44' 20''$  - Longitud  $3^{\circ} 45' 00''$ , de la hoja 135 de Sedano.
  5. 120 m de calizas arcillosas y calcarenitas que se diferencian en:
    - unos 45 m de calizas arcillosas finas y calcarenitas finas dispuestas en secuencias, con estratificación horizontal y con algunos Lamelibranquios, Gasterópodos, escasos Ammonites, etcétera;
    - unos 35 m de calcarenitas de finas a gruesas, con estratificación cruzada planar, con *Lacazina*, restos de Rudistas, Foraminíferos bentónicos, etc.

- unos 40 m de calcarenitas de finas a gruesas, rosas, a menudo dolomitizadas, con estratificación cruzada planar y muy ricas en restos de Equinodermos.

La unidad se apoya, según contacto normal transicional, sobre las Margas y calizas arcillosas de Nidáguila (C-17).

6. La formación tiene un espesor constante (100 a 120 m) en toda la región 1. Por el contrario, la distribución de sus facies varía, las calizas finas de la parte inferior se hacen, en la parte W de la región 1, más preponderantes, en detrimento de las calcarenitas gruesas de la parte superior. En la parte S de la región 1 ocurre lo contrario.
7. Plataforma interna abierta tranquila y de alta energía (barras calcareníticas).
8. Tiene cambios de facies laterales progresivos: hacia el N y NE, en la cuenca navarro-cántabra, pasa a formaciones margo-calcáreas; hacia el SE pasa a la Formación de Hontoria del Pinar (C-23).
9. Coniaciense final a Santoniense superior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas y margas arenosas de Tubilla del Agua (región 1) (C-22).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. CIRY (1940) la describe por primera vez como «Margas de Tubilla», mientras que KARRENBURG (1934) había utilizado el nombre de «Krebsscherenmergel».
4. Escarpaduras naturales en la pendiente al NNW del pueblo de Tubilla del Agua, en la ribera izquierda del río Rudrón. Latitud 42° 42' 50" - Longitud 3° 48' 20", de la hoja 135 de Sedano.
5. Alternancia de calizas arcillo-arenosas o margas arenosas y calizas granudas bioclásticas (calcarenitas rojas), dispuestas en secuencias, los niveles fosilíferos contienen: Lamelibranquios (Exogyras, Pectínidos, Pycnodonte), Equínidos, Braquiópodos, Briozoos, restos de Crustáceos, Gasterópodos, etc.

La unidad se apoya en contacto neto sobre la Formación de Necedo de Burgos (C-21).

6. La formación está representada en el conjunto de la región 1, pero con variaciones muy netas de espesor (de 20 a 70 m) y de facies:
  - Hacia el SE y el SW disminuye de espesor y se acentúa cada vez más el predominio de facies calcareníticas finas rojas.
  - Hacia el N y NE aumenta el espesor y las facies se hacen más margo-arenosas (ej., corte de Cogullos, al N del Ebro).
7. Plataforma externa, abierta.

8. Pasa lateralmente hacia el NE a las facies margo-calizas de la cuenca navarro-cántabra. Desaparece hacia el S más allá del Terciario de Burgos.
9. Santoniense superior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas de Hontoria del Pinar (regiones 2 y 3).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. Las facies descritas por VALLADARES en 1976 bajo los nombres de «Calizas de equinidos y wackestones de foraminíferos», en la región de Santo Domingo de Silos parecen corresponder a esta formación. El corte de la carretera de Ibdes (región 3), dado por FLOQUET en 1980 (Fig. 5) y luego por FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE en 1981 (Fig. 48), corresponde a esta formación. También es equivalente a la unidad C-5, tramo superior, facies F-12 y F-13 de MELÉNDEZ y PEDAUYE (1980).
4. Camino forestal de Hontoria del Pinar a Muñecas, justamente al Sur de Hontoria, entre los kilómetros 1 y 2. Lat. 41° 50' 20" - Long. 3° 09' 50", de la hoja 316 de Quintanar de la Sierra.
5. 150 m de calizas que comprenden de base a techo:
  - 30 m de calizas con Rudistas y de mudstone con Foraminíferos.
  - 120 m de alternancia de calcarenitas finas a groseras y de calizas finas micríticas más o menos arcillosas. Las calcarenitas muestran estratificación cruzada planar de ángulo bajo o alto y contiene restos de Equinodermos, Foraminíferos, Rudistas... Las calizas finas están mal estratificadas-bioturbadas, pobres en fauna excepto Pelecípodos perforantes. Contienen sílex en la parte superior.

La unidad reposa en contacto neto sobre la Formación de Horte-zuelos (C-18) en la región 2 y sobre la Formación del pantano de la Tranquera, en la región 3, en contacto normal transicional.

6. La formación está representada en toda la región 2 y la 3. El espesor varía entre los 150 y 60 m, con disminución progresiva del mismo hacia el E y SE (región 3). Las variaciones de facies son debidas solamente a la diferente repartición de los niveles calcareníticos y al porcentaje de arcillas en los niveles finos (posible paso a margas).
7. Plataforma externa, barreras bioclásticas, plataforma protegida.
8. Pasa a la formación de Nocado de Burgos (C-21), en la región 1.
9. Paso Coniaciense-Santoniense a Santoniense superior.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

1. Calizas y dolomías de Castrojimeno (región 4) (C-24).
  2. Formación.
  3. Incluye la unidad C-5 (Formación calizas, dolomías y areniscas dolomíticas de Linares-Ituero) y casi toda la C-6 (Formación dolomías de Montejo de la Vega), excepto su techo, descritas por ALONSO en 1981.
  4. En el barranco que limita al Oeste, el pueblo de Castrojimeno. Lat. 41° 24' 32" - Long. 3° 50' 19", de la hoja 403 de Maderuelo.
  5. Está formada por calcarenitas bioclásticas grainstone y packestone, dolomías recrystalizadas, calizas micríticas y areniscas calcáreas y margas.  
Predomina la estratificación cruzada de tipo planar cuneiforme de acumulación de megaripples.  
La potencia en el corte tipo es de 95 m.  
El contenido fosilífero es muy importante. Destacan, sobre todo: los Rudistas, representados por la asociación Hippurites y Radiolites; los Foraminíferos bentónicos, sobre todo Miliólidos, Lituólidos, Textuláridos y Ataxophrágmidos; Algas verdes y rojas. Además, aparecen asociados fragmentos de Equinodermos, Briozos, Pelecípodos, Ostreidos, Gasterópodos, Corales y Ostrácodos. La unidad se apoya sobre la Formación Dolomías tableadas de Caballar según contacto normal y neto. Lo mismo ocurre en la parte norte de la zona 4, donde se apoya sobre la Formación Calizas nodulares de Hortezielos.
  6. Aparece representada en toda la zona 4. Los espesores varían entre un máximo de 228 m en el Norte hasta 12 en el Sur.  
Litológicamente las variaciones más importantes son dos. En primer lugar, las dolomías predominan en el techo frente a las calcarenitas, que son más abundantes en la base. En segundo lugar, la unidad se va cargando en terrígenos hacia el Sur. Estas diferencias permiten separar tres miembros.
  7. Plataforma interna abierta de alta energía. Rampa carbonatada sometida al influjo del oleaje.
  8. Pasa lateralmente hacia el N a la formación Calizas de Hontoria del Pinar.
  9. Coniaciense terminal y Santoniense.
  10. ALONSO, 1982.
- 
1. Calizas de Linares (región 4, parte C).
  2. Miembro de la Formación Calzas y dolomías con Rudistas de Castrojimeno (C-24).
  3. Se corresponde exactamente con la unidad C-5a (Miembro Calizas de Linares) descrita por ALONSO en 1981.

4. A lo largo de la carretera que va de Fuentesoto a la parte baja de la cerrada del Embalse de Linares. Lat. 41° 32' 26" - Long. 3° 33' 27", de la hoja núm. 375 de Fuentelcésped.
  5. Calcarenitas grainstone y packstone bioclásticas y calizas micríticas. Estratificación cruzada planar cuneiforme y lajoso-nodular. Potencia en el corte tipo: 100 m.  
Los organismos más importantes son los Rudistas, Hippurítidos y Radiolítidos. Además, hay Briozoos, Corales, Gasterópodos, Pelecípodos, Algas verdes y rojas y Foraminíferos bentónicos.
  6. Aparece representada en la parte C de la zona 4.
  7. Plataforma interna abierta de alta energía.
  8. Pasa hacia el Sur al Miembro Dolomías de Montejo.
  9. Coniaciense terminal a Santoniense medio.
  10. ALONSO, 1981.
1. Dolomías de Montejo (región 4).
  2. Miembro de la Formación Calizas y Dolomías con Rudistas de Castrojimeno (C-24).
  3. Se corresponde con las unidades C-6 (Formación Dolomías de Montejo de la Vega) y C-5b (Miembro Dolomías de Sepúlveda) descritas por Alonso en 1981.
  4. Carretera de Valdevacas a Montejo de la Vega de la Serrezuela. Lat. 41° 32' 30" - Long. 3° 38' 42", de la hoja 375 de Fuentelcésped.
  5. Dolomías recristalizadas de grano grueso con estratificación cruzada planar cuneiforme y lajoso nodular. Son muy bioclásticas. Potencia en el corte tipo: 117 m.  
A lo largo de toda la unidad se reconocen Rudistas, Gasterópodos, Bivalvos, Algas verdes y Foraminíferos bentónicos. Generalmente la fauna está muy mal conservada.
  6. Aparece representada en toda la zona 4, excepto la parte más meridional.
  7. Plataforma interna carbonatada de alta energía.
  8. Pasa hacia el Sur a la Unidad Miembro Areniscas dolomíticas de Ituro.
  9. Santoniense superior. Localmente Santoniense s. l.
  10. ALONSO, 1981.
1. Areniscas dolomíticas de Hontoria (región 4, parte a).
  2. Miembro de la Formación Calizas y Dolomías con Rudistas de Castrojimeno (C-24).
  3. Se corresponde con la unidad C-5c (Miembro Areniscas dolomíticas de Ituro y Lama), descrita por ALONSO en 1981.
  4. Carretera de Hontoria a Madroña, cerca del cruce de ésta con la de Riofrío. Lat. 40° 54' 42" - Long. 4° 08' 10", de la hoja 483 de Segovia.

5. Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas bioclásticas, areniscas y arenas finas. Estratificación cruzada planar cuneiforme y de surco.  
La potencia en el corte tipo es de 20 m.  
La fauna asociada es relativamente escasa. Existen Equinodermos. Bivalvos y, en general, fragmentos. Se reconocen algunos Hippurítidos.
  6. Aparece representada exclusivamente en el extremo sur de la parte a de la zona 4.
  7. Litoral de alta energía, barras y canales longitudinales a la costa. Llanuras de marea y playas.
  8. Pasa lateralmente al Miembro Dolomías de Montejo.
  9. Coniaciense terminal-Santonense.
  10. ALONSO, 1981.
1. Areniscas rojas de Moradilla de Sedano (región 1) (C-25).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en tanto que formación. CARY, en 1940, es el primer autor que define el término de «Areniscas de Sedano», mientras que KARREBERG, en 1934, dio a esta formación en nombre de «Rotsandserie».
  4. Trincheras de la carretera de Moradillo de Sedano a Quintanaloma, a 500 m al SE del pueblo de Moradillo. Lat. 41° 41' 50" - Long. 3° 41' 40", de la hoja 135, Sedano.
  5. Areniscas dolomíticas amarillas, ocre y rojas violáceas, finas, a veces compactas, con estratificación cruzada planar o de surco a pequeña y gran escala. Contienen abundantes geodas de calcita, fenómenos de decalcificación, dedolomitización de las areniscas calcáreo-dolomíticas). Son facies prácticamente azoicas (fantasmas de bioclastos de pequeño tamaño. El espesor en el corte tipo es de 30 m.  
La unidad se apoya en contacto neto o transicional sobre la Formación de Tubilla (C-22).
  6. Esta unidad está representada en toda la región 1, pero con variaciones importantes de espesor (de 2-3 m a 50 m) y de facies. Así, se observa una disminución de espesor hacia el S y el E y el SW, y de forma correlativa pasa a areniscas calcáreas y calizas arenosas más o menos dolomíticas rojas. Por otra parte, aumenta de espesor hacia el N mientras pasa a facies terrígenas más gruesas (areniscas de grano grueso y conglomerados de Río Seco).
  7. Plataforma externa.
  8. Pasa, por cambio lateral de facies hacia el S, en su parte superior, a la Formación de Quintanaloma, y hacia el SE, en la región 2, es parcialmente equivalente a la Formación de Santo Domingo de Silos.

9. Santoniense final a Campaniense inferior.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
- 
1. Calizas de Quintanaloma (región 1) (C-26).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en tanto que formación.
  4. Trinchera de la carretera de Moradillo de Sedano a Quintanaloma, a aproximadamente 1 km al W del pueblo de Quintanaloma. Lat. 42° 41' 40" - Long. 3° 41' 10", de la hoja 135, Sedano.
  5. Calizas con Rudistas y Foraminíferos, calcirudistas y calcarenitas con fragmentos de Rudistas, calizas construidas (biostromos o pequeños parches, a veces lenticulares) con *Hippurites*, *Radiolites*, *Biradiolites*, calizas finas (wackestone y mudstone), a veces margosas ricas en Foraminíferos bentónicos (*Lacazina*, *Dicyclina*, etc.), pasadas arcillo-lignitíferas.  
El espesor del corte tipo es de 60 m.  
La unidad se apoya en contacto normal sobre la Formación de Moradillo de Sedano (C-25).
  6. Está representada en toda la región 1, pero con variaciones de espesor (desde algunos metros hasta 60 m) y de facies: a) neta disminución de espesor hacia el N y NE, al mismo tiempo que desaparecen los niveles bioconstruidos para ser sustituidos por calizas bioclásticas y facies terrígenas a veces groseras; b) disminución progresiva del espesor hacia el S con facies calcáreas cada vez más puras.
  7. Plataforma abierta con barreras bioconstruidas y plataforma interna protegida.
  8. Paso lateral hacia el N y el E a las formaciones detríticas terrígenas o margosas, desaparición al S de la cuenca de Burgos (equivalente con la Formación de Santo Domingo de Silos).
  9. Campaniense.
  10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).
- 
1. Calizas de Burgo de Osma (regiones 2, 3 y 4) (C-27).
  2. Formación.
  3. Sin antecedentes en tanto que formación. El corte tipo ha sido últimamente estudiado y analizado desde un punto de vista secuencial por FLOQUET (1982, Fig. 5).
  4. Canteras en la orilla izquierda del río Ucero, al S de la ciudad de Burgo de Osma, a lo largo de la carretera de Recuerda, en el kilómetro 2,2. Lat. 41° 34' 30" - Long. 3° 05' 00", de la hoja 377, El Burgo de Osma.
  5. 38 m visibles de calizas con Rudistas (de packstone a bafflestone; hay un biostromo de *Radiolites* de 80 cm hacia la mitad de la serie), de calizas con Foraminíferos bentónicos como *Lacazina*



(wackstone) y de calizas con laminaciones de Algas y estructura fenestral (mudstone). Los tres tipos de calizas se disponen en secuencias de 80 cm a 4 m de potencia. Hacia el techo de la serie hay una tendencia a la dolomitización.

La base de la formación no es visible en el corte tipo. En otros lugares la unidad se apoya en contacto normal, transicional, sobre la scalizas de la Formación de Hontoria del Pinar (C-23) y sobre la Formación de Castrojimenó (C-24).

6. La formación aparece en las regiones 2, 3 y 4. En esta última la dolomitización es muy importante, y además los Rudistas han desaparecido, lo que justifica la diferenciación del Miembro de Peñatravesa (C-27a).  
En las regiones 2 y 3 la unidad es muy similar, aunque disminuye de espesor hacia el S de la región 3 (de unos 60-70 cm en la región 2 hasta algunos metros en la 3).
7. Lagoon protegido a llanura inter y supramareal.
8. La formación tendría como equivalente, más allá de la cuenca terciaria de Burgos, el techo de la Formación de Nocado de Burgos, la Formación de Tobilla del Agua y posiblemente las de Moradillo de Sedano y Quintanaloma en parte. Hacia el SE, en el Maestrazgo septentrional, la formación parece continuar con las mismas características pero con espesor reducido.
9. Santiense superior a Campaniense basal.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso). FLOQUET *et al.* (1981).

1. Dolomías de Peñatravesa (región 4) (C-27 a).
2. Miembro de la Formación Calizas de Burgo de Osma.
3. Corresponde a la parte superior de la unidad C-6 (Formación Dolomías de Montejo de la Vega), descrita por ALONSO en 1981.
4. En el camino que sube el Cerro de Peñatravesa, situado hacia el S, a unos 500 m de Castrojimenó. Latitud 41° 24' 04" - Longitud 3° 51' 10", de la hoja 403, Maderuelo.
5. Dolomías bioclásticas, dolomías con acumulación de Gasterópodos turritelados y niveles con estructura fenestral. Laminaciones paralelas y estratificación plano-paralela.  
La potencia en el corte tipo es de 10 m.  
El contenido fosilífero consiste sobre todo en Algas cianofíceas, Pelecípodos pequeños, Gasterópodos y Ostrácodos.  
Se apoya en contacto normal y transicional sobre la Formación Calizas y Dolomías con Rudistas de Castrojimenó.
6. Aparece representada en toda la zona 4. Se hace más margosa hacia el Sur.
7. Llanura de marea carbonatada. De submareal a supramareal.
9. Santiense terminal-Campaniense.
10. ALONSO, 1981.

1. Margas de Sedano (región 1) (C-28).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. Fue descrita por primera vez por CIRY en 1940, bajo la denominación de «Margas con *Anomya*».
4. Torrenteras en el fondo del valle de la Fuente del Rey, en la colina al N del pueblo de Sedano. Lat. 42° 43' 30" - Long. 3° 44' 20", de la hoja 135, Sedano.
5. Conjunto litológico, predominantemente terrígeno, que comprende de base a techo:

- de 6 a 8 m de margas y arcillas calcáreas con Ostreidos pequeños y localmente niveles más calcáreos con Biradiolites;
- 12 m de arcillas más o menos arenosas con intercalaciones de bancos dolomíticos, laminados y tableados y calcarenitas finas con Ostrácodos y ripples;
- de 6 a 8 m de arenas y areniscas finas con estratificación cruzada, con algo de cemento calcáreo y dolomítico;
- 2 m de calcarenitas muy finas, laminadas, con Ostrácodos.

Esta unidad se apoya en contacto normal transicional o bien neto, por el intermedio de una superficie ferruginosa endurecida, sobre la Formación de Quintanaloma (C-26).

6. Esta Formación está representada en toda la región 1, pero con afloramientos muy discontinuos, menores espesores (de 0 a 20 m) y una dolomitización acentuada al S del Ebro. Por el contrario, en el N del Ebro, en la parte N de la región 1, la Formación aumenta de espesor (de 25 a 50 m) y se enriquece en terrígenos.
7. Plataforma interna marginolitoral, de submareal a intermareal.
8. Desaparece hacia el S en la región 2 (equivalencia con la parte superior de la Formación de Santo Domingo de Silos, C-30) hacia el NE (paso a un complejo arcilloso y margo-arenoso).
9. Campaniense final a Maästrichtiense inferior.
10. FLOQUET (inédito tesis en curso).

1. Calizas de Valdenoceda (región 1) (C-29).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación.
4. Trinchera al borde del camino que sigue la orilla izquierda del Ebro a partir del Puente del Aire, a unos 600 m hacia el S, en las proximidades de Valdenoceda. Lat. 42° 51' 10" - Long. 3° 35' 20" W, de la hoja 109, Villarcayo.
5. Calizas micríticas ligeramente dolomíticas, con estratificación horizontal muy bien definida, en bancos de 10 a 50 cm, compuestas por facies de packstone a bafflestone con Rudistas, wackestone

con Foraminíferos bentónicos y de calizas litográficas mundstone o con estructura fenestral dispuestas en secuencias. En el corte tipo el espesor es de 20 m. Se apoya en contacto normal transicional sobre la Formación de Sedano (C-28).

6. Está representada en toda la región 1 con algunas variaciones de espesor (de 15 a 30 m) y de facies. Es una formación bastante típica en la parte N (al N del Ebro). Se caracteriza por estar frecuentemente erosionada, fuertemente dolomitizada y, además, ser un poco potente en la parte S (al S del Ebro).
7. Plataforma interna protegida (lagoon), de submareal a intermareal.
8. Desaparición hacia el NE (complejo margo-arenoso) y hacia el S probable equivalencia en la región 2 con la Formación de Santiabáñez del Val.
9. Maestrichtiense inferior.
10. FLOQUET (inédito tesis en curso).

1. Dolomías, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos (regiones 2 y 3) (C-30).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. Corresponde a la unidad descrita por VALLADARES (1976) bajo la denominación de «Carniolas y calizas dolomíticas» (unidad III, corte de Santo Domingo de Silos). Algunos niveles calcáreos de esta misma formación han sido descritos en detalle y analizado desde un punto de vista secuencial por FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981, páginas 198-202, Fig. 53).
4. Corte de la carretera de Carazo a Santo Domingo de Silos, siguiendo la garganta del río Mataviejas, del kilómetro 2 al 1. Lat. 41° 57' 40" - Long. 3° 24' 20", de la hoja 315, Santo Domingo de Silos.
5. Complejo calcáreo dolomítico de 185 m de espesor, que comprende:
  - 50 m de dolomías calcáreas sacaroideas bastante bien estratificadas.
  - 37 m de margas dolomíticas con carniolas, niveles con laminación muy fina, brechificaciones, etc.
  - 30 m de dolomías calcáreas recrystalizadas, bastante bien estratificadas.
  - 40 m de calizas generalmente micríticas con Rudistas, Foraminíferos bentónicos como *Lacazina*, estructura fenestral.
  - 28 m de calizas dolomíticas, carniolares y calcarenitas finas oolíticas con Ostrácodos.

Esta unidad se apoya en contacto neto transicional sobre la Formación de Burgo de Osma (C-27).

6. La formación está representada en las regiones 2 y 3, pero con netas variaciones de espesor, tiene el máximo espesor en el corte tipo y disminuye hasta 30 y 10 m en el S de la región 3 (cortes de Embid de Ariza, Ibdes...). La dolomitización tiende a acentuarse hacia el E y SE.
7. Plataforma interna restringida: de lagoon submareal a sebkha supramareal.
8. Desaparición de la formación hacia el NW (equivalencia con las Formaciones de Moradillo de Sedano y Quintanaloma). Así como hacia el SE (por no deposición, paso a calizas palustres y lacustres).
9. Campaniense.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso). FLOQUET *et al.* (1981).

1. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (región 4) (C-31).
2. Formación.
3. Se corresponde exactamente con la unidad del mismo nombre y rango descrita por ALONSO en 1981.
4. En el Arroyo del Valle, situado al E del Pueblo de Valle de Tabladillo y a lo largo de la carretera de esta población a la de Sepúlveda-Aranda. Lat. 41° 22' 20" - Long. 3° 49' 00", de la hoja 403, Maderuelo.

5. Alternancia monótona de dolomías blancas finamente cristalizadas y margas dolomíticas blancas y amarillas. Localmente aparecen brechas caóticas, margas calcáreas, arcillas y yesos alabastrinos.

Presenta estratificación tableada regular y laminación paralela. Los yesos aparecen en lentejones y las brechas responden a fenómenos de colapsos gravitacionales.

La potencia en el corte tipo es de 148 m visibles.

El contenido fosilífero es relativamente abundante, pero sólo en muy contadas ocasiones es posible identificarla. Se reconocen sobre todo Algas cianofíceas, Gasterópodos, Pelecípodos y Ostrácodos.

Se apoya siempre sobre la Formación Calizas de Burgo de Osma, según contacto normal y transicional.

Su techo es siempre erosivo, apareciendo sobre ella el Terciario discordante.

6. Aparece representada en toda la zona 4. La variación de potencias no es significativa, dado que el techo es erosivo.  
En cuanto a variaciones litológicas, se puede ver que hacia el N aumentan los niveles bioclásticos y los de Algas cianofíceas y hacia el S aparecen más margas y arcillas.

7. Sebkha supramareal, llanura de marea carbonatada en clima muy árido.
8. Se relaciona hacia el N con la Formación Dolomías y margas dolomíticas de Santo Domingo de Silos.
9. Campaniense.
10. ALONSO, 1981.

1. Arcillas de Sobrepeña (región 1) (C-32).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación.
4. Cárcavas en la colina a 1,200 km al E del pueblo de Sobrepeña. Lat. 42° 59' - Long. 3° 38' 20'', de la hoja 109, Villarcayo.
5. Complejo terrígeno de 80 m de espesor con predominio de arcillas verdes y rojas, a veces ligeramente arenosas. Tienen intercalaciones de dolomicritas blancas con grietas de desecación, brechificaciones, niveles carniolares, costras calcáreas, etc. La unidad se apoya en contacto neto, a menudo por medio de una superficie perforada, sobre la Formación de Valdenoceda.
6. Está bien representada solamente en la parte N de la región 1. Al S del Ebro ha desaparecido casi por completo por erosión, excepto en algunos lugares. Las facies varían poco y el espesor está comprendido entre los 50 y los 80 m.
7. Plataforma margino-litoral, posibles sebkhas con contaminación terrígena.
8. La formación desaparece hacia el N y hacia el S por falta de afloramientos.
9. Maestrichtiense (¿medio?).
10. FLOQUET (inédito tesis en curso).

1. Calizas de Torme (región 1, parte N) (C-33).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. CIRY, en 1940, describió estas calizas bajo la denominación de «Calizas amarillas», y las asimila, por vez primera, con las facies tipo Gensac en los Pirineos. La fauna de Foraminíferos de dichas calizas han sido revisadas detalladamente después por RADIG (1963).
4. Corte de la carretera de Villarcayo a Torme, en el km 4,8, al N de la población de Torme. Lat. 42° 59' 45'' - Long. 3° 33' 40'', de la hoja 109, Villarcayo.
5. Complejo arenoso-calcáreo de unos 50 m, que comprende:
  - de 8 a 10 m de areniscas y arenas claras con estratificación cruzada;
  - unos 30 m de calizas de color amarillento, en bancos de 15 a 50 cm, con estratificación horizontal, plana y ondulada y

joints margosos y calizas micríticas a veces algo arenosas o arcillosas, fosilíferas (Orbitoides, Simplorbites, Omphalocyclus, etc.);

- de 80 a 10 m de margas y calizas dolomíticas. La unidad se apoya en contacto normal transicional sobre la Formación de Sobrepeña (C-32).
- 6. Se limita al extremo N de la parte septentrional de la región 1. Desaparece hacia el SW y S por cambio lateral a facies terrígenas.
- 7. Plataforma abierta, submareal, infralitoral.
- 8. Esta formación se encuentra, muy parecida, hacia el E, en Alava y Navarra (borde S de la Barranca). Hacia el S de la región 1 equivale a la parte superior de la formación de Sobrepeña y la formación de Ircio.
- 9. Maestrichtiense medio superior.
- 10. FLOQUET (inédito tesis en curso).

1. Arcillas, margas y calizas dolomíticas de Landraves (región 1, parte N) (C-34).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. SÁENZ GARCÍA, en 1933, y CIRY, en 1940, dan un corte de Landraves para los niveles del Cretácico final y del Eoceno. MACÍN (1955-1960) definió la unidad de San Miguel, que corresponde a las calizas dolomíticas arenosas que constituyen el techo de la Fm. de Landraves.
4. Corte desde el fondo del Valle de Landraves hasta el techo de la primera cuesta, sobre la que está situada la población de Manzanedo. Lat. 42° 54' 50" - Long. 3° 42' 20", de la hoja núm. 109, Villarcayo.
5. Complejo terrígeno y calcareodolomítico con un espesor visible de unos 50 m y que comprende de base a techo:
  - 20 m de arcillas verdes y rojas en las cuales se intercalan niveles areniscosos y bancos delgados margodolomíticos de color blanco.
  - 30 m de calizas dolomíticas blancas, algo arenosas, masivas y formando cuesta, con fantasmas de bioclastos: Dasycladáceas, pequeños Gasterópodos, Miliólidos...

Este complejo se apoya sobre la Fm. de Torme (C-33) o sobre la Fm. de Sobrepeña (C-32) en contacto normal.

6. Esta formación sólo está representada en la parte N de la región 1, con un espesor comprendido entre los 20 y los 100 m. El espesor máximo aparece en el N (corte de Torme), donde se desarrollan las facies terrígenas, mientras que el mínimo se da

en el S (Valdenodeda), donde la unidad, que se apoya sobre la Formación de Sobrepeña, no presenta más que calizas dolomíticas.

7. Plataforma interna protegida, primero con carácter terrígeno y después carbonatado.
8. A gran distancia hacia el E, las calizas superiores pasan a las calizas sublitográficas con Foraminíferos bentónicos y luego a calizas margosas con Globigerinas en la Alta Navarra.  
Más hacia el SE, las mismas calizas superiores pasan a la formación de Ircio (C-34). En la parte S de la región 1 la formación desaparece por erosión y/o no deposición.
9. Maestrichtiense superior a Daniense.
10. FLOQUET (inédito tesis en curso).

1. Calizas de Ircio (región 1, parte S) (C-35).
2. Formación.
3. Sin antecedentes.
4. Carretera de Haro a Ircio, por la orilla derecha del Ebro, hacia el km 12 al SE de Ircio. Lat. 42° 38' 45" - Long. 2° 53' E o por la orilla izquierda del Ebro, en el km 33 de la carretera nacional Vitoria-Logroño. Lat. 42° 38' 30" - Long. 2° 51' 50", de la hoja 169, Casalarreina.
5. Calizas masivas, mal estratificadas, más o menos nodulosas, de gris claro a gris oscuro, de sublitográficas a brechoides, con cantos negros. Contienen un nivel de bolas de Algas. Tienen un espesor de alrededor de 25 m y marcan una cuesta en el paisaje.  
Estas calizas se apoyan según contacto normal sobre la formación de Sobrepeña (C-32).
6. Está presente solamente al SE de la parte S de la región 1.
7. Continental palustre a lacustre.
8. La unidad pasa lateralmente hacia el NW a la formación de Landraves; más al NE pasa progresivamente a las calizas con Foraminíferos danienses de Navarra.  
Más allá del corredor terciario entre Burgos y Logroño, al S de la sierra de los Cameros, en las regiones 2 y 3. Tiene sus equivalentes en las formaciones de Santibáñez del Val (C-36) y de la sierra de la Pica (C-37).
9. Maestrichtiense a Daniense.
10. AMIOT (inédito) y FLOQUET (inédito).

1. Calizas, arcillas y arenas rojas de Santibáñez del Val (región 2) (C-36).
2. Formación.

3. Sin antecedentes en tanto que formación. El descubrimiento de la serie correspondiente a esta formación fue debido a Saturio GONZÁLEZ, monje de Santo Domingo de Silos, y su estudio fue realizado entre 1921 y 1923 por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA. Esta misma serie fue citada varias veces a lo largo de la realización de las Hojas geológicas de Cilleruelo de Abajo, Lerma y Peñaranda de Duero (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1950, 1953, 1954), así como la de Fuertearmegil (RÍOS GARCÍA, QUINTERO AMADOR y TRIQUEROS MOLINA, 1956). SAENZ GARCÍA, en 1957, la sitúa en el conjunto de facies garumnienses de la Cordillera Ibérica. Esta formación corresponde también a la unidad IV, «Areniscas, arcillas y calizas», descrita por VALLADARES en 1976. Por fin, FLOQUET, en 1979, propone un esquema geológico (pp. 230-231) de la región de Santo Domingo de Silos que comprende la formación.
4. Corte de la carretera de Retuerta a Santo Domingo de Silos, a partir del km 49, remontando el río Mataviejas hacia la Ermita de Santa Cecilia, Barriosuso, a partir de Santibáñez del Val. Latitud 41° 58' 30" - Longitud 3° 28' 50", de la hoja 315, Santo Domingo de Silos.
5. Complejo calcáreo-terrágeno de unos 300 m de espesor que comprende una sucesión de 5 niveles detríticos arcillosos-arenosos alternando con 4 niveles calcáreos duros.  
Los niveles terrígenos están formados por arcillas rojas más o menos arenosas y areniscas y arenas rojas y blancas de finas a gruesas, con estratificación cruzada planar y de surco.  
Los niveles calcáreos son de naturaleza micrítica, con intraclastos y pseudobrechificados. Tienen color beige o rosa, con niveles con oncolitos y otros con Gasterópodos. La estratificación es masiva en bancos nodulares potentes, de 1 a 2 m de espesor.  
La formación se apoya en contacto neto, brusco, sobre las calizas dolomíticas de Santo Domingo de Silos (C-30).
6. La formación está representada en la mitad W de la región 2, pero con afloramiento discontinuo. Las facies no varían, pero el espesor, máximo en la localidad tipo, tiende a decrecer hacia el S y hacia el E (el límite superior es, sin embargo, un límite de erosión).
7. Continental, fluvial a palustre y lacustre.
8. Paso por cambio lateral de facies hacia el E a la Fm. de la Sierra de la Pica (C-37) (a partir de los alrededores del Picofrentes hacia Soria). Desaparece hacia el N y W por falta de afloramientos. Algunos niveles de esta formación se encuentran al S hacia el Burgo de Osma.
9. Maestrichtiense-Paleoceno.
10. FLOQUET (inédito tesis en curso).



1. Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica (regiones 2 3) (C-37).
2. Formación.
3. Sin antecedentes en tanto que formación. SÁENZ GARCÍA, en 1936, fue el primero en descubrir «fauna garumnense en la Sierra de Picofrentes», que corresponde a esta formación. CANTOS FIGUEROA, en 1947, y RÍOS GARCÍA, QUINTERO AMADOR y TRIGUEROS MOLINA, en 1956, revisaron los mismos afloramientos para la realización de la Hoja Geológica de Cabrejas del Pinar, mientras que SÁENZ GARCÍA, en 1954 y 1957, vuelve a citar el Picofrentes en sus trabajos sobre el «Garumniense». Las facies correspondientes a esta formación han sido analizadas recientemente en el S de la región 3 (alrededores de Alhama de Aragón), por FLOQUET, MELÉNDEZ y PEDAUYE (1981, pp. 202-207).
4. Pequeñas canteras en la ladera Sur de la Sierra de la Pica, a 1,5 km al N del pueblo de Esteras de Lubia. Latitud 41° 44' - Longitud 1° 30' 30'', de la hoja 351, Olvega.
5. Complejo calcáreo, de unos 250 m de espesor, compuesto esencialmente de intramicritas, pseudobrechoides, con «cailloux noirs», con estratificación marina nodular en bancos potentes y en las cuales se intercalan facies mudstone de color beige claro a gris, que ocasionalmente presentan estructura feenstral. También hay dolomías. La fauna está compuesta esencialmente por Gasterópodos (*Lychnus*, etc.), a veces muy abundantes, pequeños y escasos Foraminíferos y frecuentes oogonios de Charáceas. Al techo de la formación aparecen brechas con cemento calcáreo-ferruginoso formadas a partir de las facies presentes, y por último arcillas rojas.  
La formación se apoya, en contacto normal transicional, sobre la Formación de Santo Domingo de Silos (C-30).
6. Esta unidad se extiende desde la extremidad E de la región 2 (afloramientos próximos al Picofrentes) hasta el S de la región 3 (alrededor de Nuévalos-Ibdes) con los mismos tipos de facies. Los espesores, sin embargo, desde el máximo en el corte tipo hasta unos metros solamente al SE (Embudo de Ariza, Ibdes).
7. Continental, de palustre a lacustre.
8. Pasa por cambio lateral de facies hacia el W a la Formación de Santibáñez del Val. Más allá de la Sierra de los Cameros, al N, en la región 1, la Fm. de Ircio (C-25) podría ser su equivalente. Hacia el SE, hacia el Maestrazgo septentrional, se encuentran formaciones análogas que podrían ser equivalentes.
9. Campaniense a Paleoceno.
10. FLOQUET (inédito, tesis en curso).

### 7.3.4. Cronoestratigrafía

#### 7.3.4.1. Introducción

Las líneas cronoestratigráficas que se proponen en este capítulo están, en general, basadas en el estudio de la repartición vertical de las diversas faunas y floras, es decir, se propone una escala cronobioestratigráfica. Sólo en el caso de falta total de datos paleontológicos han sido utilizadas las correlaciones de origen sedimentológico.

El grado de precisión de la escala bioestratigráfica es muy variable, dependiendo de las etapas consideradas y también de la región que se estudia. Hay ciertos estadios particularmente fosilíferos y ricos además en fósiles característicos en toda la cuenca; en esos casos la escala cronoestratigráfica es bastante precisa y fiable (ejs.: Cenomaniense final, Turoniense inferior y medio y, en menor medida, en el Santoniense).

Otros momentos son, por el contrario, menos fosilíferos, carecen de fósiles característicos o éstos tienen una repartición desigual a lo menos precisa (ejs.: Cenomaniense s. l., Cenomaniense superior, etc.).

Por otra parte, la serie en la parte más septentrional (región 1) es más fácil de datar, porque es muy rica en faunas pelágicas diversas y características, ya que su origen es de plataforma externa, el dominio más externo dentro de la plataforma norcastellana, en comunicación directa con la cuenca vasconavarra.

Las series de los sectores meridionales (regiones 3 y 4) son, por el contrario, más difíciles de situar temporalmente, porque son pobres en faunas características debido a su origen en dominios más proximales.

A continuación se establecen series tipo sintéticas para cada una de las regiones diferenciadas, reagrupando las unidades litoestratigráficas definidas anteriormente que eran propias de cada región, y en ellas se da la distribución de los fósiles más significativos. De esta forma, para cada serie se establece la escala cronoestratigráfica deducida.

#### 7.3.4.2. Cronoestratigrafía de la Región 1: Cordillera Cantábrica Suroccidental

##### *Parte N de la Región 1 (Figs. 7.23 y 7.24)*

La escala cronobioestratigráfica es aquí la más precisa y continua. Toda la serie es, en efecto, rica en fósiles característicos, con presencia continua de formas pelágicas: Ammonites, Foraminíferos, Inocerámidos, etc., debido a la posición muy externa de esta parte de la plataforma. Las dataciones son posibles desde el Vraconiense hasta el Eoceno.

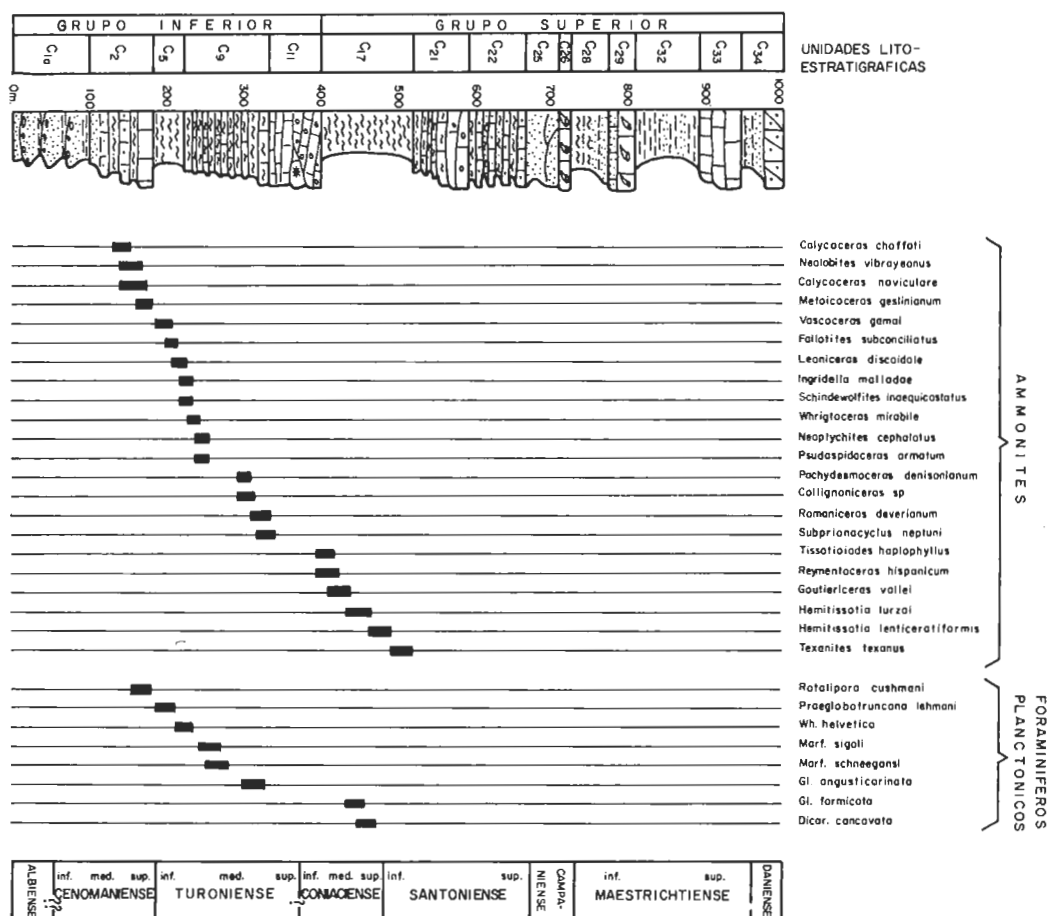


FIG. 7.23.—Distribución de los fósiles más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la parte norte de la Región 1 y escala cronobioestratigráfica. (Ammonites y Foraminíferos planctónicos.)

Los dos cuadros propuestos (Figs. 7.23 y 7.24) no deben ser considerados como exhaustivos, pues sólo han sido representados algunos grupos y ciertas especies de cada grupo, elegidas por su mayor interés.

Los datos esenciales han sido extraídos de los trabajos de los autores siguientes: WIEDMANN (1960, 1962, 1964, 1979) para los Ammonites; WIEDMANN y KAUFMAN (1978) para los Foraminíferos planctónicos; CIRY (1940) y FLOQUET (inédito, determinaciones por J. PHILIP) para

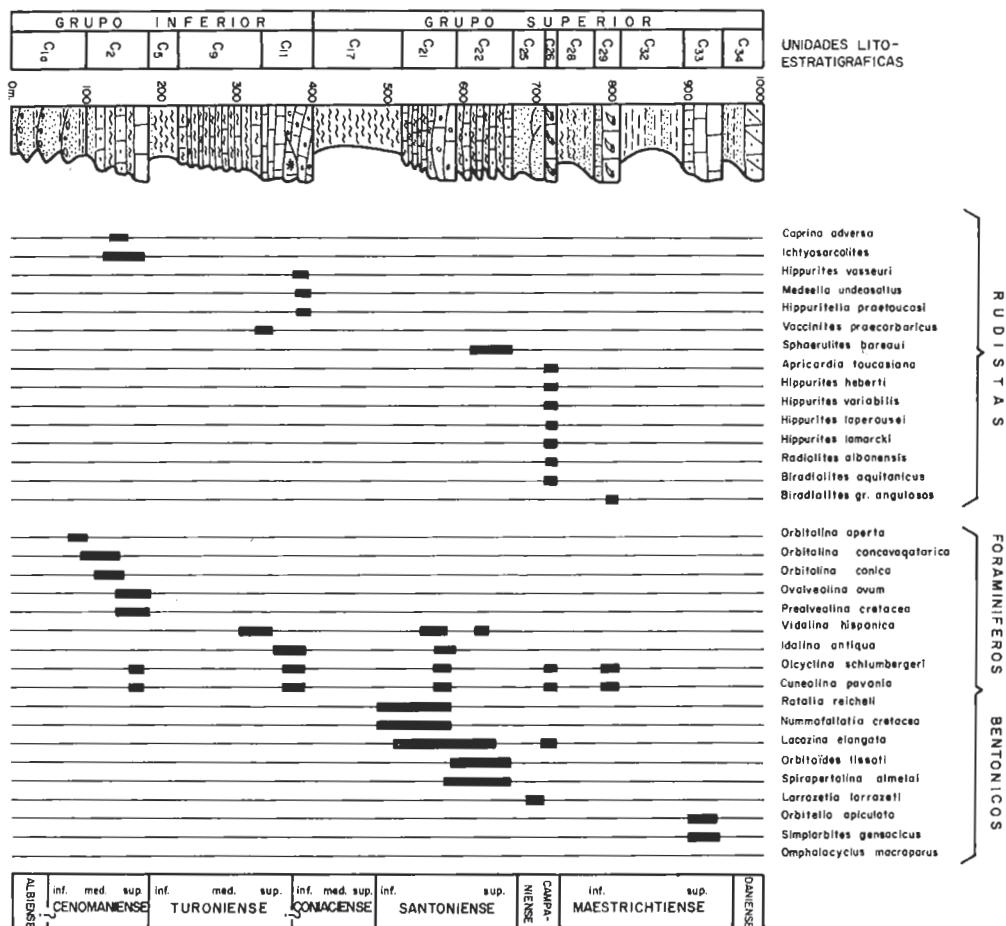


FIG. 7.24.—Distribución de los fósiles más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la parte norte de la Región I y escala cronobioestratigráfica. (Rudistas y Foraminíferos bentónicos.)

los Rudistas; CIRY (1940, 1964), RADIG (1963), FEUILLE (1967), RAMÍREZ DEL POZO (1971) y FLOQUET (inédito) para los Foraminíferos bentónicos.

Los mismos trabajos pueden ser consultados para otros grupos fósiles o para épocas particulares: CIRY (1940), Lamelibranquios, Cefalópodos y Equínidos; FEUILLE (1967), Vraconiense a Turoniense inferior; RAMÍREZ DEL POZO (1971), Ostrácodos; WIEDDMANN y KAUFMAN (1978), Inocerámidos. Existen además otros trabajos que han sido consultados, en particular MAGIN (1960), límite Cretácico-Terciario:

SCHROEDER (1962), Orbitolínidos; LAMOLDA (1977, 1978), Foraminíferos planctónicos cenomano-turonenses, en la cuenca vascocantábrica, etcétera.

### *Parte S de la Región 1 (Fig. 7.25)*

Las faunas características de Ammonites y de Foraminíferos planctónicos se hacen más escasas, excepto para los Ammonites del Turoniense inferior y el Coniaciense. Los Rudistas, por el contrario, están mucho mejor representados y permiten caracterizar bien el Turoniense superior-Coniaciense basal, el Santoniense superior y el Campaniense. Los otros grupos bentónicos de importancia están igualmente bien representados y ciertas asociaciones pueden servir de referencias cronoestratigráficas. La preponderancia de las formas bentónicas sobre las pelágicas es debido a la posición más proximal, a menudo protegida, de los medios de sedimentación de esta parte de la plataforma. Las dataciones son posibles desde el Cenomaniense superior, época de la transgresión más importante, hasta el Maestrichtiense.

El cuadro propuesto (Fig. 7.25) no contiene más que una lista muy parcial de la fauna, sólo con ciertas especies de Ammonites y de Rudistas, las formas más significativas de la serie de esta región.

Los datos esenciales han sido extractados de los trabajos de WIEDMANN (1960, 1962, 1964, 1979), para los Ammonites; CIRY (1940), determinaciones con la colaboración de G. ASTRE y H. DOUVILLE; FLOQUET-PHILIP-WIEDMANN (1982) y FLOQUET (inédito, determinaciones de J. PHILIP), para los Rudistas. Pueden ser consultados igualmente los trabajos de FEUILLE (1967) y RAMÍREZ DEL POZO (1971).

### 7.3.4.3. Cronoestratigrafía de la Región 2: Cordillera Ibérica Norte

La serie es mucho más pobre en faunas pelágicas. Los Foraminíferos planctónicos prácticamente no existen, y los Ammonites son poco frecuentes, excepto en el Turoniense inferior y medio, el único nivel que se sigue perfectamente en toda esta región 2. Algunos Ammonites pueden caracterizar, en la parte W de la región, al Coniaciense medio y superior. La fauna bentónica estaría, sin embargo, bien desarrollada: los Rudistas, algo menos abundantes que en la región 1, y los Foraminíferos, muy característicos para el Santoniense, permiten el establecimiento de una escala bastante fiable incluso aunque sea menos precisa que en las regiones septentrionales.

Esta nueva distribución de la fauna (y flora) es debida a la naturaleza netamente más proximal, protegida, a menudo muy somera, de casi todos los medios de sedimentación de la serie de esta región.

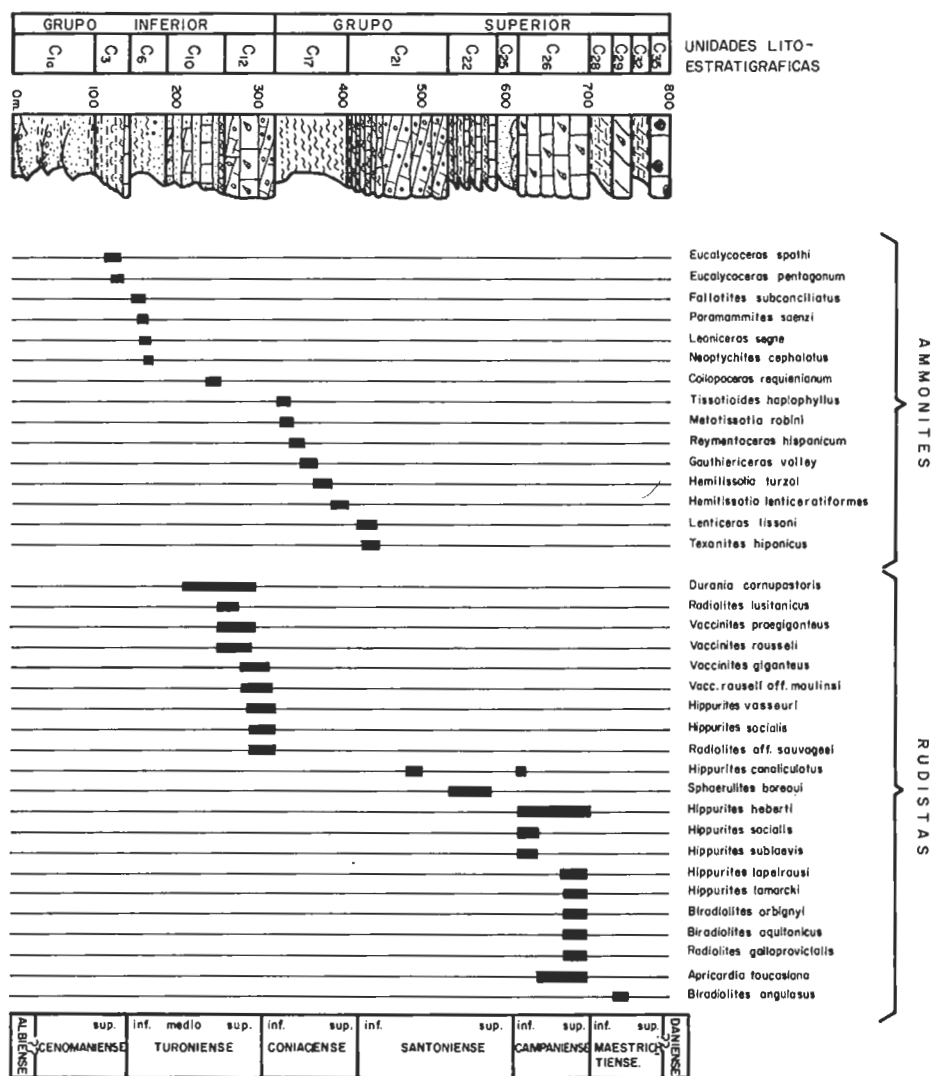


FIG. 7.25.—Distribución de los fósiles más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la parte sur de la Región 1 y escala cronobioestratigráfica.

Es posible establecer dataciones desde el Cenomaniano superior hasta el Campaniano para la serie marina, y sin duda el Maestrichtiano y el Paleoceno para el techo de la serie, de origen continental.

Como para los esquemas precedentes, el cuadro propuesto (Fig. 7.26) no es de ninguna forma exhaustivo, pues se representan solamente algunos fósiles elegidos en función de que son característicos de la serie cretácica superior en esta región.

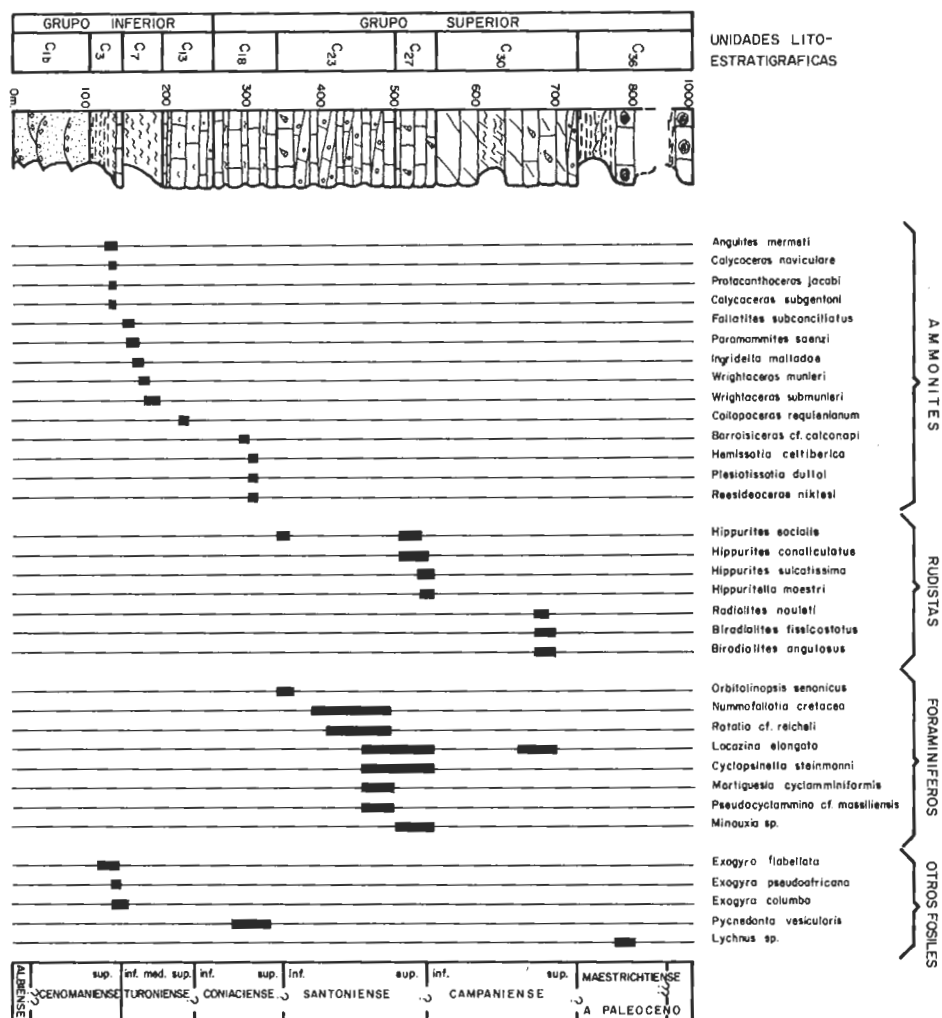


FIG. 7.26.—Distribución de los fósiles más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la Región 2 y escala cronobioestratigráfica.

Los datos esenciales han sido extraídos de los trabajos de WIEDMANN (1962, 1964, 1975, 1979) y FLOQUET-PHILIP-WIEDMANN (1982), para los Ammonites; FLOQUET (1979, 1982 e inédito, determinaciones de J. PHILIP), para los Rudistas; FLOQUET (1979 e inédito), para los Foraminíferos bentónicos.

Han sido consultados muchos otros trabajos (ver bibliografía, como, por ejemplo, las diversas memorias explicativas de las Hojas 1 : 50.000

del IGME, las notas de GUTIÉRREZ ELORZA (1969), de VALLADARES (1976), etcétera.

#### 7.3.4.4. Cronoestratigrafía de la Región 3: Cordillera Ibérica Central

La naturaleza epicontinental, cada vez más próxima de los medios de depósito de la serie Cretácica en esta región 3 de la plataforma norcastellana ocasiona una disminución de los restos fósiles que además resulta acentuada por una dolomitización más o menos pronunciada de los materiales. Sin embargo, las dataciones son posibles desde el Cenomaniense superior hasta el Santoniense superior (incluso Campaniense inferior) gracias sobre todo a las asociaciones de formas bentónicas. El Cenomaniense superior y el Turoniense superior se caracterizan por una reaparición de la asociación de Rudistas y Foraminíferos, cuyo origen debe ser investigado en las cuencas situadas al SE. El Cenomaniense final y el Turoniense inferior se caracterizan aún por la existencia de una fauna de Ammonites que constituye la mejor referencia en la serie regional y asegura las correlaciones con las otras regiones de la plataforma, aun cuando esta fauna se empobrece progresivamente de NW a SE. El Santoniense está bastante bien representado por su contenido en Foraminíferos y Rudistas.

El cuadro propuesto (Fig. 7.27) solamente contempla las formas más significativas de la serie en esta región.

Los datos esenciales han sido extraídos de los trabajos de: MOJICA y WIEDMANN (1977) para los Ammonites; FLOQUET (1979, 1982) inédito, determinaciones de J. PHILIP y FLOQUET-PHILIP-WIEDMANN (1982) para los Rudistas; MENÉNDEZ y PEDAUYE (1981, 1982), FLOQUET (1980-1982). FLOQUET, MENÉNDEZ y PEDAUYE (1981) para los Foraminíferos y otros fósiles; DESPARMET (1967) para fósiles diversos. No se citan aquí todos los documentos bibliográficos consultados.

#### 7.3.4.5. Cronoestratigrafía de la Región 4.º Borde norte del Sistema Central

Los problemas de datación señalados en el apartado 7.3.4.4. se manifiestan en esta región de forma mucho más pronunciada, debido no sólo al predominio de condiciones sedimentológicas restrictivas poco favorables para el desarrollo de la fauna, sino, sobre todo, a la intensísima dolomitización que afecta a gran parte de los materiales, dolomitización que ha borrado y destruido los posibles restos fósiles.

Solamente en la parte más septentrional es posible hacer determinaciones basadas en el estudio de datos paleontológicos, hacia el S sólo existe la posibilidad de una deducción basada en la correlación con la zona N y en el contexto paleográfico, sedimentológico y evolutivo en general.



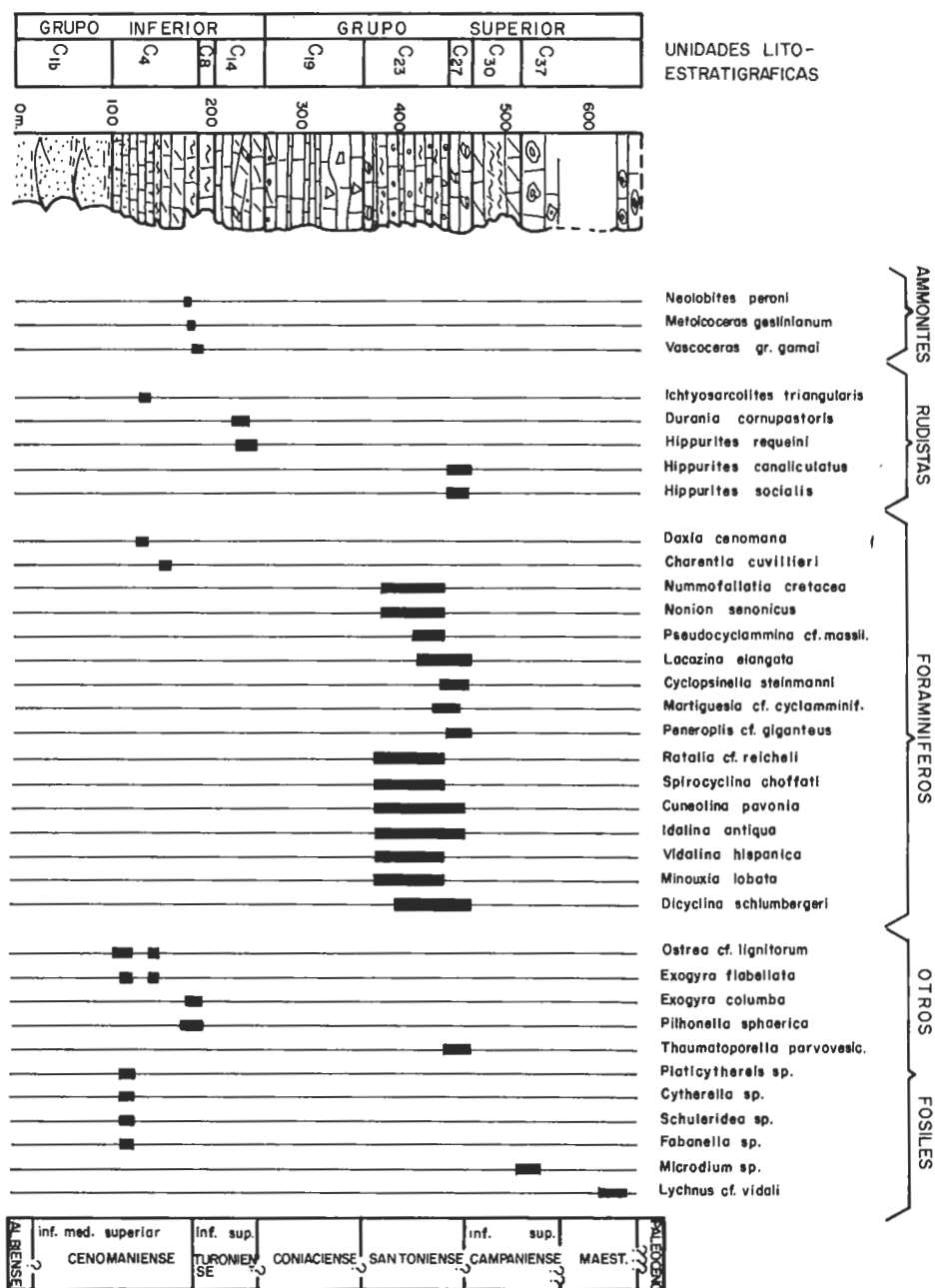


FIG. 7.27.—Distribución de los fósiles más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la Región 3 y escala cronobioestratigráfica.

Como se ve en la serie general tipo (Figs. 7.28 y 7.29) válida para la zona N, los únicos grupos que han aportado datos con valor cronoestratigráfico han sido los Ammonites, Rudistas, Foraminíferos y Ostrácodos. Gracias a ello, es posible datar desde el Turoniense medio hasta el Santiense superior.

En cuanto a los Ammonites, caracterizan con bastante precisión dos niveles dentro de la serie regional. El Turoniense medio y el Coniaciense medio. Los Ostrácodos, más imprecisos, caracterizan, sin embargo, todo el Turoniense y el Coniaciense y son particularmente interesantes a la hora de determinar el límite entre los dos pisos.

En cuanto a los Rudistas, debido al pésimo estado de conservación que en general presentan, sólo han podido determinar el límite Coniaciense superior Santiense inferior.

Por último, los Foraminíferos bentónicos, mucho más abundantes han ayudado a caracterizar desde el Coniaciense superior hasta el Santiense superior, aunque, desde luego, no con el grado de precisión que hubiese sido deseable.

En los cuadros de las figuras 7.28 y 7.29 se han representado los fósiles más característicos. Ambos gráficos han sido modificados de ALONSO (1981), trabajo del cual provienen todos los datos de un cierto detalle de que se dispone en la región.

Además, hay que indicar, según el trabajo citado, que los Ammonites han sido determinados por J. WIEDMANN, los Ostrácodos por P. COLIN y los Rudistas por J. PHILIP y J. PONS.

### 7.3.5. *Reconstrucción paleogeográfica: Síntesis, ciclos y evolución sedimentológica*

#### 7.3.5.1. Ciclos sedimentarios y evolución general de los medios de sedimentación.

Todas las series de cretácico superior de cada una de las regiones que componen la Meseta norcastellana reflejan la existencia de un megaciclo que comienza por facies continentales Albo-Cenomanienses y Turonienses, sigue por facies características de medios marinos y finaliza de nuevo con medios continentales durante el Santiense superior al Paleoceno. (Ver fig. 7.30).

Dentro de este megaciclo es posible reconocer siempre dos ciclos de naturaleza transgresiva-regresiva:

- un ciclo Cenomano-Turoniense s. l.
- un ciclo Senoniense (a Paleoceno).

El ciclo Cenomano-Turoniense comienza con la clásica y generalizada «transgresión cenomaniense» que en la realidad abarca desde el Ce-

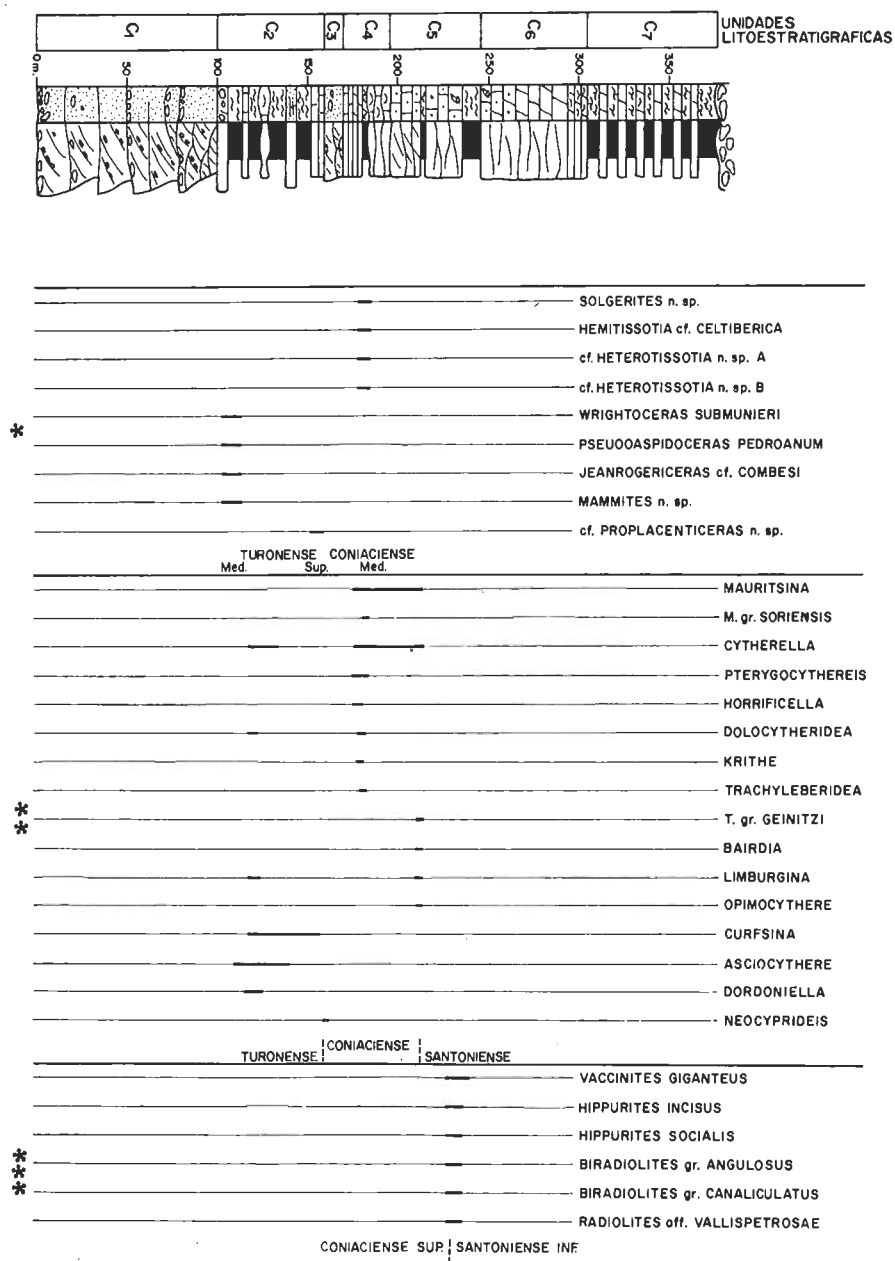


FIG. 7.28.—Distribución de los fósiles más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la Región 4.—\* Ammonites.—\*\* Ostrácodos.—\*\*\* Rudistas. (De ALONSO, 1981.)

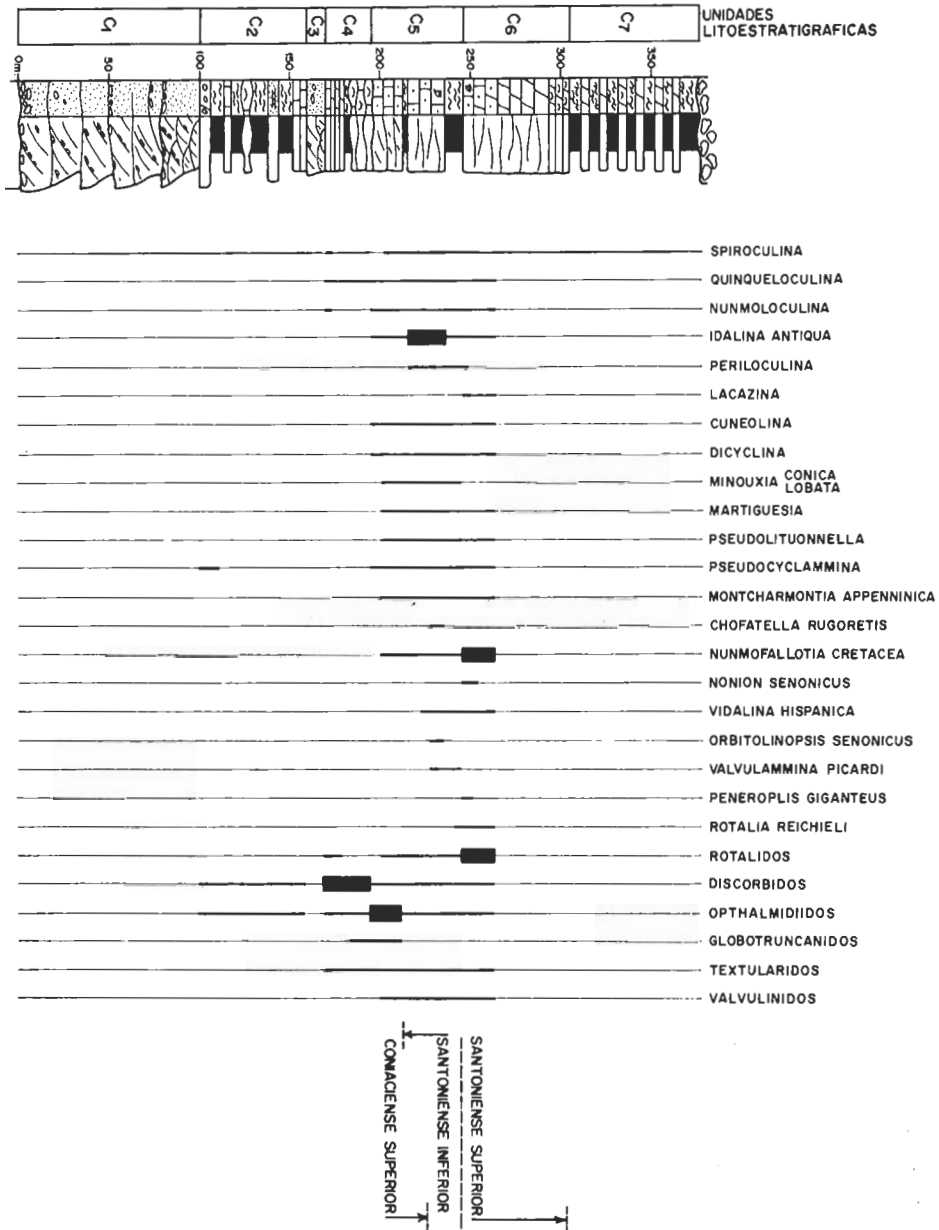


FIG. 7.29.—Distribución de los Foraminíferos más característicos en las formaciones del Cretácico superior de la Región 4. (De ALONSO, 1981.)

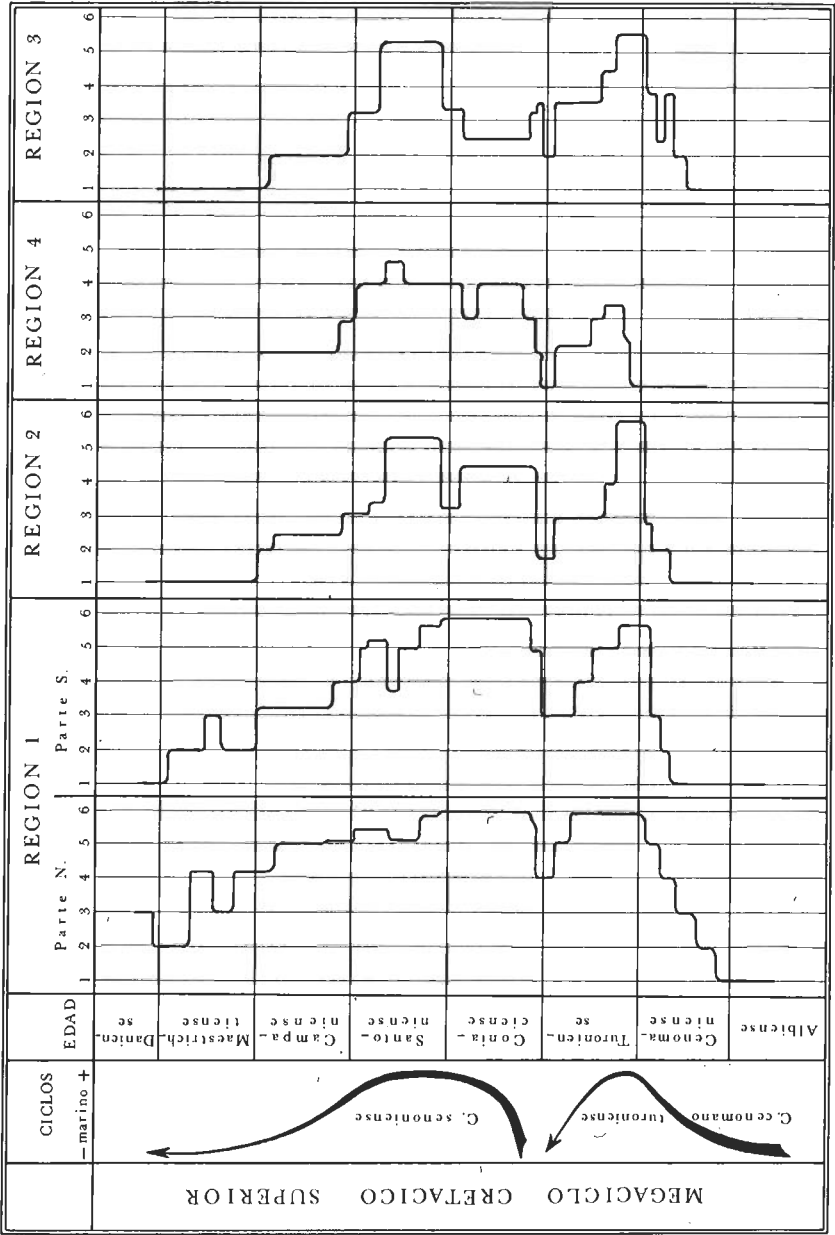


FIG. 7.30.—Esquema de evolución de los medios sedimentarios de la serie del Cretácico superior en las diferentes Regiones en que se ha dividido la zona de Cameros-Castilla.—Medios: 1. Continental.—2. Litoral (llanuras de marea, Sebkhass, etc.).—3. Plataforma interna protegida (lagoon).—4. Plataforma interna abierta de baja o alta energía.—5. Pendiente entre la plataforma interna y la externa.—6. Plataforma externa de baja energía.

nomaniense inferior hasta el Turoniense medio. Consecuentemente, la transgresión comienza antes en las regiones más septentrionales abiertas a las cuencas cántabra y vasca y es más tardía en las zonas más meridionales, más marginales. Durante el Turoniense superior se desarrolla una tendencia regresiva que culmina en el paso Turoniense-Coniaciense o en el Coniaciense basal, momento durante el cual no se produce ya subsidencia, existen emersiones temporales o prolongadas e incluso, como ocurre en la región 4, se depositan sedimentos de origen continental.

El ciclo senoniense comienza con un nuevo impulso transgresivo durante el Coniaciense y alcanza su máximo durante el Santoniense (inferior o superior dependiendo de las regiones). A partir del Santoniense superior comienza de forma generalizada, la regresión que cierra este ciclo y también el megaciclo del Cretácico superior. Lógicamente, la regresión es más tardía en las regiones más septentrionales, comunicadas con la cuenca vasco-navarra que en las meridionales.

Dentro de cada ciclo se desarrollan diversas secuencias de depósitos de naturaleza terrígena o carbonatada, de origen continental, litoral mixto, plataforma carbonatada, interna, barrera arrecifal, plataforma externa, etc., en disposición compleja (ver la figura 7.30). Estos sedimentos reflejan también la influencia de modificaciones climáticas, eustáticas, tectónicas y variaciones paleogeográficas.

### 7.3.5.2. Paleogeografía

Los diferentes sedimentos que componen el Cretácico superior se formaron en el marco de un vasto dominio de plataforma con una tendencia de desarrollo similar en el curso de los diferentes estadios evolutivos, aunque con diferencias importantes y numerosas si se estudia en detalle.

En la fig. 7.31 se muestran seis esquemas de distribución de ambientes de sedimentación correspondientes a otros tantos momentos dentro del Cretácico superior y en la fig. 7.32 se representan los elementos paleotectónicos más importantes que condicionaron la sedimentación del cretácico superior en la Región Norcastellana.

En el borde occidental se sitúa el área emergida de la Meseta norte, y los relieves correspondientes al Macizo Asturiano, mientras que en el borde oriental se situaría el Dominio emergido del Macizo del Ebro.

Las dos primeras parecen tener más importancia en cuanto a la continuidad de los aportes durante todo el megaciclo del Cretácico superior. El tercero, por el contrario, parece haber actuado fundamentalmente como límite paleogeográfico en cuanto a la extensión de la cuenca de sedimentación.

Dentro de la cuenca propiamente dicha la sedimentación y la distribución de los distintos ambientes, así como la geometría de la cuen-

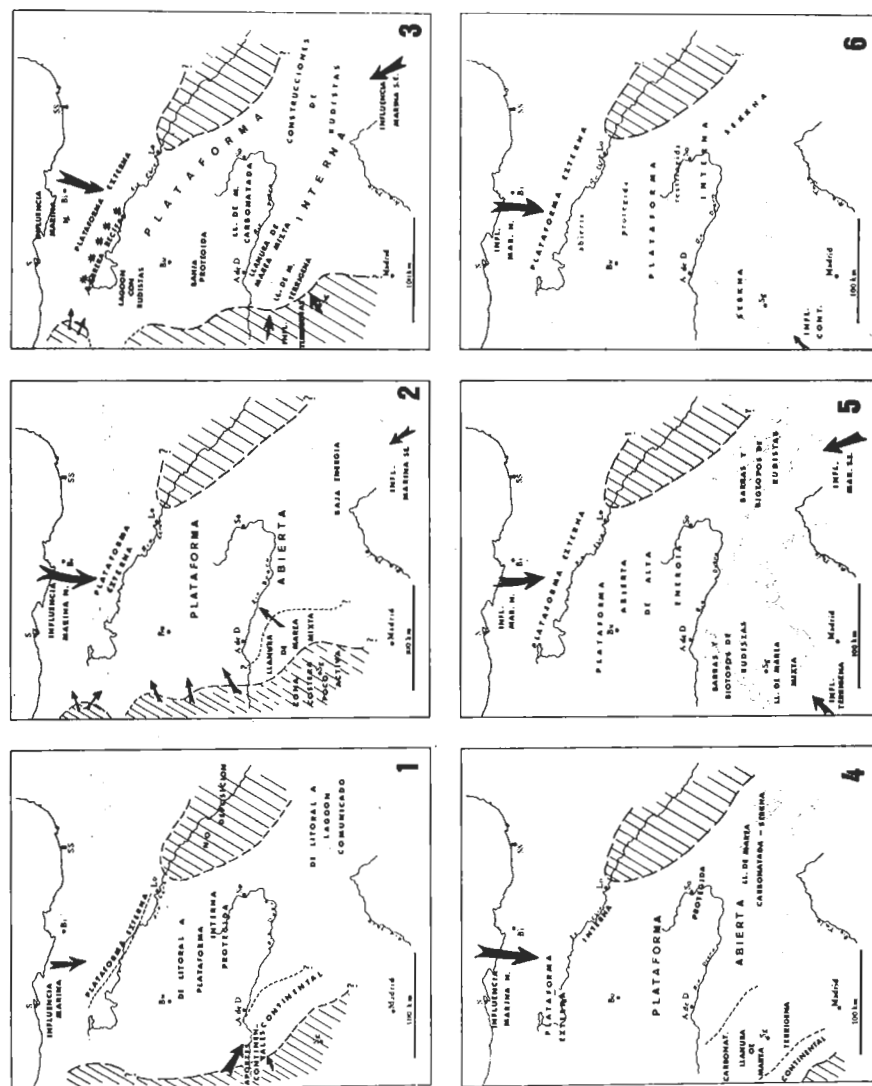


Fig. 7.31.—Esquema paleogeográfico durante seis momentos de la evolución del Cretácico superior en la plataforma norcastellana.—1. Cenomaniense superior.—2. Turoniense inferior.—3. Turoniense superior.—4. Coniaciense medio.—5. Santoniense medio.—6. Campaniense.

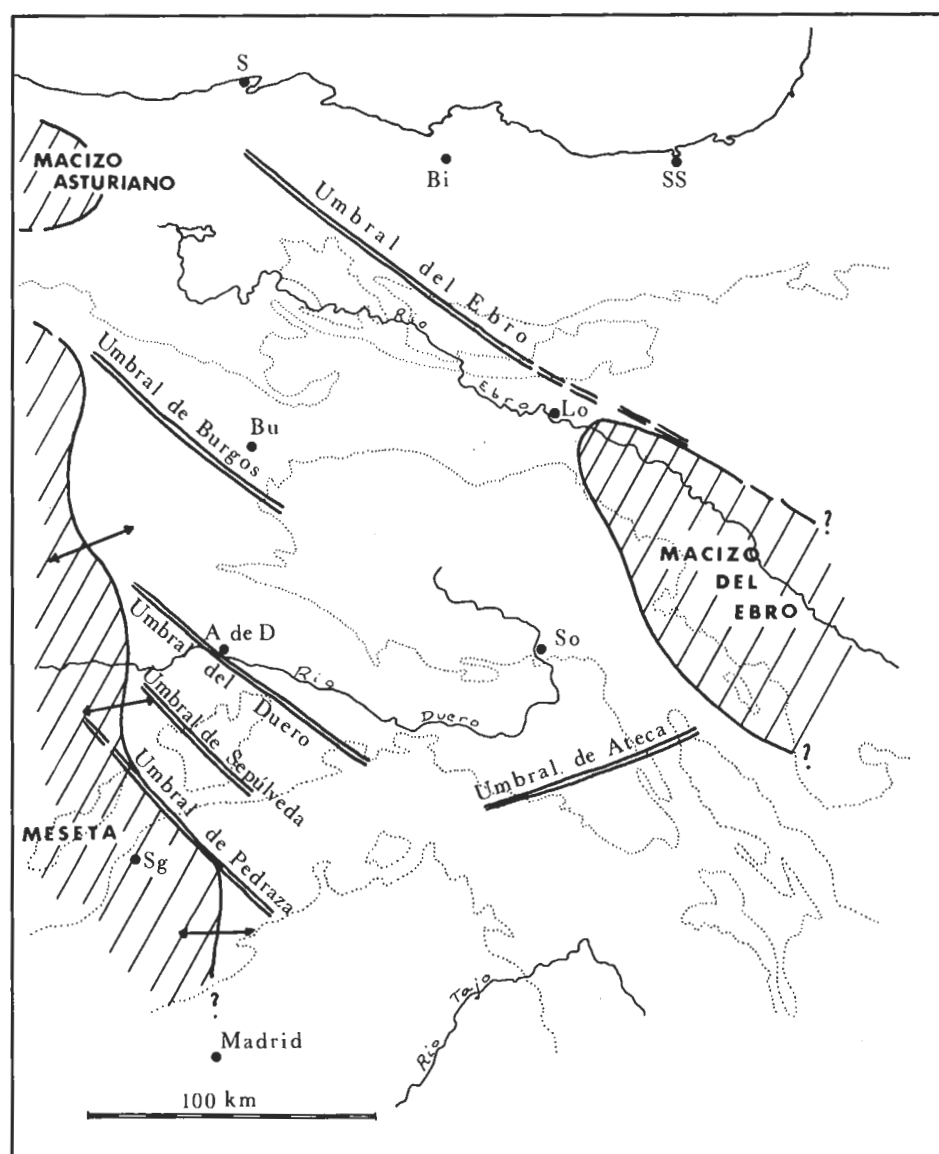


FIG. 7.32.—Elementos paleogeográficos y paleotectónicos que condicionaron la sedimentación durante el Cretácico superior en la región norcastellana.

ca fueron condicionados por la presencia de accidentes paleotectónicos, relacionados con fracturas de dirección Ibérica (NW-SE) y que corresponden a los Umbrales del Ebro, Burgos y Duero (FEUILLÉE, 1967; ALONSO y FLOQUET, 1982), de Sepúlveda y Pedraza (denominados Escalones de Sepúlveda y Pedraza por ALONSO en 1981) y en la región 3



el Umbral de Ateca de dirección perpendicular a las anteriores, este último parece haber jugado un papel importante en cuanto a control de las influencias marinas procedentes del Sureste y Sur frente a las dominantes del Norte.

- Los medios más abiertos se sitúan al N (región 1) que es donde se efectúan las relaciones con las cuencas septentrionales.
- Los medios más litorales o los menos profundos se desarrollan hacia el W, S y SE (regiones 2, 4 y 3, respectivamente).
- La relación con los mares meridionales ibéricos se producen en la región 3, es decir, al SE.
- Los medios de plataforma externa circalitoral (alternancias de margas y calizas), son subsidencia muy fuerte, se sitúan al N de la zona estudiada, es decir, en la cuenca vasconavarra. (Ver capítulo correspondiente en este mismo volumen.)
- Los medios de plataforma interna más abiertos, con subsidencia mucho más débil (medios de talud, arrecifes o barreras de alta energía, constuidas o detríticas) se localizan ligeramente al N de la alta cuenca del Ebro. La plataforma externa (cuenca vasconavarra) y la interna se encuentran separadas probablemente por la línea paleotectónica del Umbral del Ebro, que es llamada por AMIOT, FLOQUET y MATHEY, en 1982, «accidente profundo de las Losas».
- Los medios de plataforma interna se dan hacia el S en las Cadenas Cantábricas del SW y hasta el borde del Sistema Central. En la primera región aparece, sobre todo, facies de lagoon con Rudistas.
- Los medios más litorales y marginales aparecen al S, bahías protegidas y llanuras de marea con sedimentación carbonatada en la Cordillera Ibérica N y llanuras de marea mixtas y terrígenas a la altura del Sistema Central.
- Los medios de plataforma interna con Rudistas vuelven a aparecer en la parte central de la Cordillera Ibérica oriental, que es donde se produce la comunicación con los mares meridionales o Cuenca Ibérica, hecho que viene condicionado por el Umbral de Ateca.

## 8. *Ibérica Suroccidental*

### 8.1. **Introducción**

Dentro del Cretácico peninsular con una clara influencia del Tethys, es decir, con clara conexión marina hacia el Este, está el perteneciente a la Cordillera Ibérica.

De acuerdo con un conjunto de características geográficas, geológicas e incluso paleogeográficas, en la Cordillera Ibérica se puede diferenciar, para el Cretácico, la zona que denominamos Suroccidental (Fig. 8.1), formada fundamentalmente por afloramientos mesozoicos y con prácticamente ausencia de los del Paleozoico. Geográficamente está limitada al W por la Meseta y al E por una línea que uniría las depresiones de Soria, Almazán y Teruel, siguiendo por las Sierras de Javalambre y El Espadán.

Por el Sur, el límite con las Béticas es más geológico que geográfico, aunque se aprecian claramente cambios en la morfología. Esta línea se puede trazar a partir de la falla de Socovos hacia el E pasando al S de Jumilla y Yecla, saliendo hacia el mar por Játiva.

Dentro de la Cordillera Ibérica suroccidental se diferencian dos zonas separadas por una línea que de forma aproximada limita por el sur la Sierra de Altomira y se continúa hasta Valencia. Al norte de dicha línea se encuentra el denominado sector castellano y al Sur la región sur levantina.

Bajo el punto de vista paleogeográfico se pueden establecer una serie de dominios y de accidentes que sólo son válidos para el Cretácico inferior, ya que en la cuenca se produce una importante transgresión en la base del Cretácico superior que homogeniza la sedimentación en toda la zona, cubriendo los accidentes paleogeográficos previos.

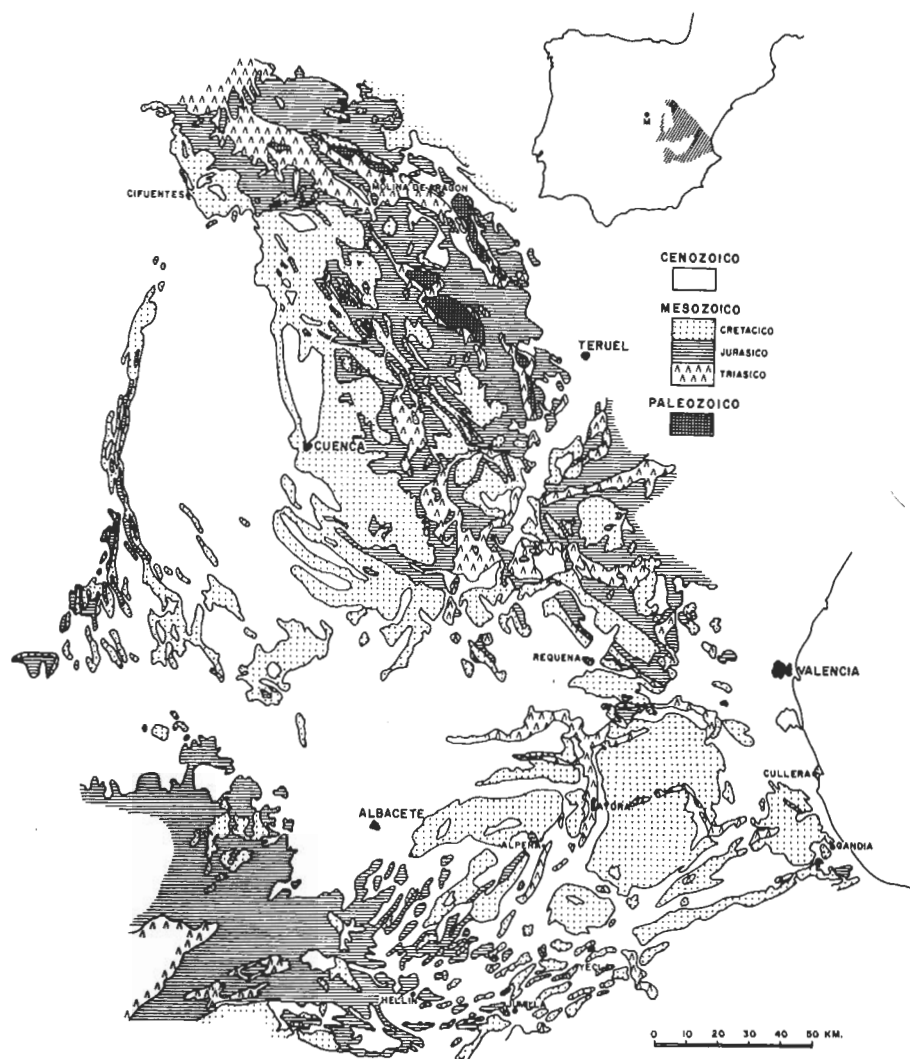


FIG. 8.1.—*Situación geográfica.* (Modificado del Mapa Geológico de España, I.G.M.E.)

Así pues, para el Cretácico inferior (Fig. 8.2) esta región estaría enmarcada al oeste por la Meseta y al Este por el Umbral de Javalambre y el Macizo Valenciano. Estos dos bordes de cuenca tienen comportamientos distintos; así, mientras la Meseta ha aportado materiales terrígenos a la cuenca de forma generalizada y casi continua, el umbral de Javalambre y el Macizo Valenciano sólo funcionaron claramente

como área madre durante los primeros episodios de la sedimentación cretácica.

Por su parte, el límite con la cuenca bética s.s. se realiza de forma brusca sobre todo al sur de la zona que denominamos de Jumilla-Yecla, es decir, en la divisoria entre lo que tradicionalmente se ha venido considerando como Prebético externo e interno. Esta franja o área de Jumilla-Yecla actualmente está limitada tanto por el Norte como por el Sur por dos accidentes tectónicos que son reflejo de flexiones existentes durante la sedimentación del Cretácico y que depríman la cuenca en escalones hacia el Sur.

Dentro del área correspondiente a la Ibérica suroccidental, cuyo borde septentrional no es muy preciso, pero se podría colocar aproximadamente en la zona por donde actualmente discurre el Tajo, se pueden distinguir dos partes: el Surco Ibérico Suroccidental, estrecho y alargado en sentido NW-SE, y el Golfo de Albacete, zona bastante estable que parece tener el sustrato rígido de la Meseta a escasa profundidad.

Cabe destacar la zona de fracturación reciente que limita por el Norte el Golfo de Albacete y que afecta tanto al Surco Ibérico Suroccidental como al Macizo Valenciano. Esta zona de fractura, ya citada por otros autores, está ligada al umbral de Sierra Martés, particularmente importante durante el Cretácico inferior (GARCÍA, 1977; MAS y GARCÍA, 1979; ARIAS *et al.*, 1979).

De las tres áreas en las que se ha dividido la región para el Cretácico inferior, el Golfo de Albacete y el Surco Ibérico Suroccidental presentan una laguna estratigráfica entre los materiales jurásicos y cretácicos que alcanza como mínimo parte del Portlandiense, el Berriasienense y parte del Valanginiense.

Por el contrario, en la zona de Jumilla-Yecla esta laguna o no existe o queda muy reducida, por lo que este problema se trata exclusivamente en las dos zonas primeramente citadas.

El yacente de los sedimentos cretácicos en toda la región está constituido por materiales jurásicos, con alguna excepción muy local en que se ayopan directamente sobre materiales triásicos.

Estos sedimentos jurásicos que constituyen el yacente, son más antiguos cuanto más hacia el W en el Golfo de Albacete o hacia el NW en el Surco Ibérico.

Al mismo tiempo se puede apreciar que los sedimentos jurásicos han sido afectados por períodos de erosión y de movilidad tectónica anteriores a la sedimentación del Cretácico.

Por otra parte, la edad de los primeros depósitos cretácicos considerados es variable a lo largo de toda la zona.

Si tenemos en cuenta exclusivamente los materiales cretácicos a partir de la primera etapa expansiva en la cuenca, es decir, a partir del Barremiense superior, la edad de la base de estos materiales es más moderna cuanto más al NW o al W, según las zonas.

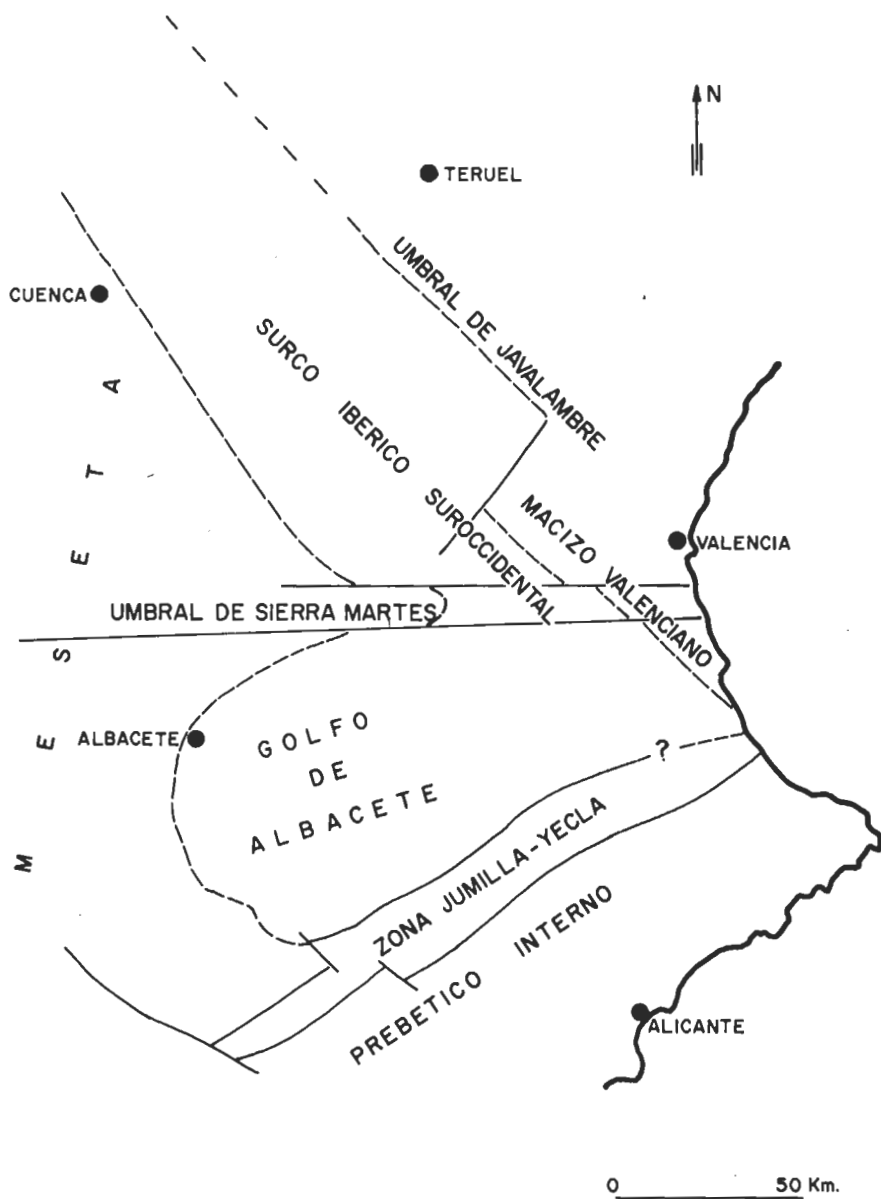


FIG. 8.2.—Elementos paleogeográficos para el Cretácico inferior. (De VILAS et al., 1982.)

De esta forma y mediante la suma de la erosión del yacente jurásico y la diacronía del definitivo comienzo de la sedimentación cretácica, la laguna estratigráfica aumenta en el sentido que se aprecia en la figura 8.3.

Dentro de esta laguna aparecen de forma discontinua, teniendo en cuenta la disposición actual de los afloramientos, unos materiales de edad Barremiense inferior, que si bien en las zonas orientales se sitúan, por edad, casi en continuidad con el resto de los materiales cretácicos, en las zonas occidentales se separan cada vez más de ellos (Fig. 8.3).

Esto es consecuencia de que desde el Oxfordiense y, hasta el Albenense superior, han sucedido una serie de etapas de movilidad tectónica produciendo discordancias y acompañadas, normalmente, de períodos de erosión.

Teniendo en cuenta los datos conocidos hasta la actualidad, unidos a los aportados en el presente trabajo, se pueden establecer en una primera aproximación, los principales episodios:

- 1.º Comienza a partir del Oxfordiense y corresponde a una elevación lenta de toda la zona acompañada de un basculamiento hacia el E. Esta etapa es compleja y la zona donde mejor se puede apreciar es en el Golfo de Albacete. La duración no es posible de precisar, aunque sí se puede afirmar que por lo menos actuó hasta el Portlandiense y posiblemente parte del Berriasiense.
- 2.º Postportlandiense-preValanginiense superior, con fracturación en bloques por reactivación de fracturas hercínicas. Esta etapa dejó claramente señales de actuación tanto en el Surco Ibérico Suroccidental como en la zona de Jumilla-Yecla, pero no es reconocible en el Golfo de Albacete, pues no existen afloramientos de materiales con edad Valanginiense superior-Hauteriviense inferior.
- 3.º Intrahauteriviense, con funcionamiento similar a la anterior. Esta etapa es reconocible en un área mucho más extensa que la anterior, ya que dentro del Surco Ibérico Suroccidental, alcanza la provincia de Guadalajara y dentro del Golfo de Albacete forma la depresión de Chinchilla-Pozo Hondo.
- 4.º Intrabarremiense, con fracturación en bloques y una primera ampliación generalizada del área de sedimentación en la cuenca. Esta ampliación se produce mediante la primera gran transgresión cretácica en esta cuenca, que corresponde a la implantación de la plataforma urgoniana.

- 5.º Intraaptense, reflejada por una brusca y generalizada irrupción de terrígenos en la cuenca que rompe la continuidad de la sedimentación urgoniana.
- 6.º Base del Albense Superior, con basculamiento general hacia el E y elevación de la Meseta. Durante esta época es posible que lleguen a fracturarse algunas zonas de la Meseta en grandes bloques, que condicionarán tanto la sedimentación de las Arenas de Utrillas, como las distintas etapas de la transgresión del Cretácico Superior.

Los pliegues de amplio radio, que presentan en algunos puntos los materiales jurásicos y que no afectan al Cretácico post Albense inferior, cabe suponer que se pudieron producir en las etapas 2, 3 ó 4, pero difícilmente en las etapas 1, 5 y 6.

Con los datos que se poseen actualmente, se puede afirmar que los momentos de actividad tectónica más importantes corresponden a las etapas 2.º (Postportlandiense-Prevalanginiense) y 4.º (Intrabarremiense).

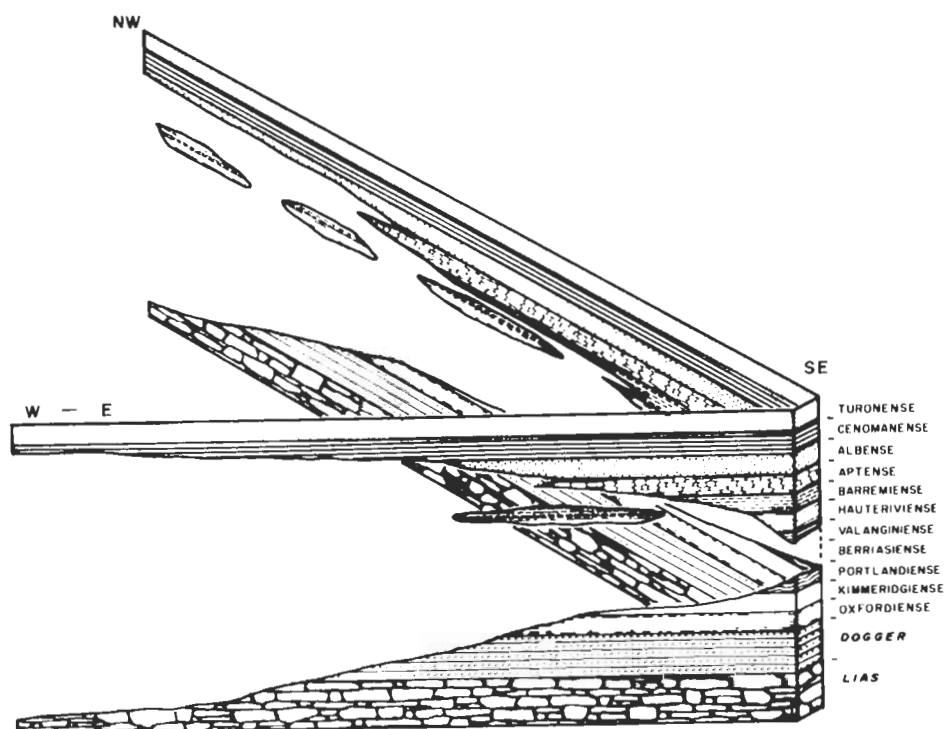


FIG. 8.3.—Distribución espacial de las principales discontinuidades sedimentarias. (De VILAS et al., 1982.)

## 8.2. Antecedentes

Son muy numerosos los trabajos existentes sobre esta región, por lo cual no nos parece oportuno realizar una exposición detallada de los mismos, limitándonos a exponer las grandes etapas y comentando solamente algunos de los trabajos más recientes.

La primera etapa corresponde a los estudios provinciales de reconocimiento geológico, publicados por la Comisión del Mapa Geológico de España a finales del siglo pasado y principios del actual.

Una segunda etapa se lleva a cabo mediante trabajos regionales amplios, pero ya con unos objetivos previos delimitados, como los de FALLOT (1928-1948) y de SAEFTEL (1959-1961).

Una tercera etapa tiene lugar con la edición de la primera serie de mapas geológicos a escala 1:50.000 que cubre gran parte de nuestra área.

Por último, comienza la etapa actual con la elaboración por un lado de Tesis doctorales de carácter regional en las que el Cretácico recibe un tratamiento importante, y por otro de las de carácter específico sobre Cretácico. En ambos casos estos estudios suelen ir acompañados en general de publicaciones previas de los mismos autores, pero que tienen normalmente un ámbito local.

Entre las primeras cabe destacar el estudio de la Serranía de Cuenca, llevado a cabo por MELÉNDEZ (1973), que establece algunas unidades litoestratigráficas y desarrolla el problema de las brechas del Cretácico terminal. VIALARD, en el mismo año, estudia una zona situada al SE y da una visión general muy interesante. CHAMPETIER en 1972 estudia la región de Cullera, al Sur del Macizo Valenciano. SÁNCHEZ-SORIA (1974) realiza una síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira, en la que expone las líneas generales, tanto estratigráficas como tectónicas.

Entre las Tesis Doctorales de carácter específico cabe destacar la realizada por FOURCADE (1970) en la zona meridional, y que sirve de fundamento para establecer la bioestratigrafía regional en base a foraminíferos bentónicos principalmente. En 1977, GARCÍA estudia un área centrada en la parte meridional de Valencia y su límite con Albacete, en la que establece unas unidades litoestratigráficas informales y destaca las relaciones tectónica-sedimentación. En 1978, ARIAS publica el estudio del Cretácico del NE de la provincia de Albacete, estableciendo unidades litoestratigráficas informales y resaltando los cambios laterales y la influencia de la Meseta. MAS, en 1981, estudia la región de Utiel-Requena, en la que además de establecer las unidades litoestratigráficas regionales, comienza a diferenciar los ciclos sedimentarios para el Cretácico. Por último, en 1982, FERNÁNDEZ CALVO realiza un estudio petrológico del Cretácico Superior del Sur de Cuenca en el



que cabe resaltar el tratamiento del problema de la diagénesis en las calizas.

Inmediatamente después de estos trabajos o en algunos casos de forma simultánea, comienza la publicación de la nueva serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (plan MAGNA) que de forma sistemática ha ayudado a sentar las bases de una nueva etapa de investigación con objetivos muy concretos, al poder contar con una cartografía geológica moderna.

Entre los estudios estratigráficos de carácter regional caben destacar los de MELÉNDEZ *et al.* en 1974 en la zona de Cuenca, donde, entre otras cosas, establecen el umbral del Reillo; MAS y ALONSO (1977), donde se diferencian varios ciclos para los materiales que forman el «Weald»; GARCÍA *et al.* (1978) en el que se expone el modelo de las diferentes etapas de la gran transgresión Albense-Cenomanense; ARIAS *et al.* (1979) en el que se trata en profundidad la problemática de la plataforma Urgoniana y se establece la paleofracturación de la cuenca que condicionó dicha sedimentación; GUTIÉRREZ y ROBLES (1979) en un trabajo sobre la inconveniencia de utilizar el término «Garumniense» en la Cordillera Ibérica, dan una visión general del Cretácico terminal en esta área; MAS *et al.* (1982) donde se dividen los materiales Cretácicos de la región en 8 ciclos sedimentarios agrupados en episodios tectosedimentarios y por último VILAS *et al.* (1982) en el que se estudia la discontinuidad Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica Suroccidental y se publican 18 mapas paleogeográficos que abarcan los principales momentos en la evolución de la cuenca.

Por último, hay que resaltar las numerosas Tesis de Licenciatura sobre el Cretácico de esta región entre las que por su aportación al presente trabajo caben citar las de GIMÉNEZ (1981), PÉREZ DEL CAMPO (1982), ZABALA (1982) y REY (1982), así como el trabajo de ELIZAGA (1980), que estudia desde el punto de vista sedimentológico una buena parte de materiales albenses en la región meridional, en relación con la Meseta.

El aspecto tectónico regional también ha sido tratado en numerosas ocasiones; aquí destacaremos el trabajo de ALVARO *et al.* (1981), que plantea un modelo geotectónico para esta región, y el de VIALARD (1979) que describe una zona de cizallamiento en la Cordillera Ibérica, restaltando la importancia de la falla Sud Ibérica.

### 8.3. Unidades litoestratigráficas

Los materiales cretácicos existentes en esta zona se han dividido bajo el punto de vista litoestratigráfico en 19 Formaciones; en cuatro de ellas se han establecido Miembros y en una se ha llegado al nivel de

capa. La mayor parte de estas unidades habían sido ya diferenciadas previamente con carácter informal por otros autores ya citados en los antecedentes.

De estas 19 Formaciones, en este capítulo sólo se describen 17, ya que, por un lado, las «Arenas de Utrillas» se definieron como Formación por AGUILAR *et al.* en 1971, y por otro, las «Calizas Dolomíticas del Pantano de la Tranquera» penetran en esta área de forma muy local, en su extremo noroccidental, presentando su máximo desarrollo en al región Castilla-Cameros, donde se definen formalmente como Formación.

La figura 8.4 muestra las relaciones existentes entre dichas Formaciones, sin querer representar las relaciones de yacencia con otros materiales, salvo en casos generales, como ocurre en la zona suroccidental (parte occidental del Golfo de Albacete) y noroccidental (parte septentrional del Surco Ibérico Suroccidental).

El centro del gráfico estaría situado en un punto imaginario próximo a la costa mediterránea, al W de Cullera. Hacia la izquierda están representadas variaciones de las unidades en el Golfo de Albacete y hacia la derecha las variaciones en el Surco Ibérico Suroccidental.

Cada una de las unidades diferenciadas se ha descrito con arreglo al siguiente orden: 1, Nombre; 2, Rango; 3, Antecedentes; 4, Corte tipo; 5, Descripción; 6, Extensión; 7, Medio sedimentario; 8, Relaciones con otras unidades; 9, Edad; 10, Referencias.

### *Formación Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés (1)*

1. Arcillas y areniscas de Aldea Cortés.
2. Formación.
3. Equivale a la Unidad C.1.1 (Arcillas y areniscas de Cortés) de MAS (1981).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica de Cortés. Coordenadas:  
Base: Long. 1° 8' 12,1"; Lat. 39° 46' 54,9".  
Techo: Long. 1° 7' 37,6"; Lat. 39° 42' 3,2".  
Otros patrones de referencia: Columna de Cerro Madroño II. Coordenadas:  
Base: Long. 0° 50' 1,6"; Lat. 39° 46' 1,6".  
Techo: Long. 0° 50' 21"; Lat. 39° 46' 5,6".
5. Está constituida por arcillas y limos predominantemente rojizos, con intercalaciones de areniscas arcósicas micáceas de grano fino con estratificación cruzada.  
En las áreas donde presenta mayor espesor, hacia la base se suelen encontrar margas e intercalaciones de areniscas calcáreas y bio-



7. Lagoon, llanuras de marea con gran desarrollo de los canales y llanura deltaica con influencia mareal.
8. Esta Formación desaparece lateralmente por no deposición y/o erosión.
9. Posiblemente comprende parte del Valanginiense y parte del Hauteriviense.
10. MAS, 1981.

### *Formación Arenas y arcillas del Collado (2)*

1. Arenas y arcillas del Collado.
2. Formación.
3. Equivale a las siguientes unidades: Unidad K-11 de GARCÍA (1977) y Unidad C.1.2 de MAS (1981).  
Comprende parte de los siguientes conjuntos litológicos: «Wealdien» de VILLARD (1973) y «Facies Weald» de MELÉNDEZ *et al.* (1974) y RAMÍREZ DEL POZO *et al.* (1974).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica del Collado. Coordenadas: Long. 1° 2' 46"; Lat. 39° 58' 10".  
Otros patrones de referencia: Columna de Cerro Madroño II. Coordenadas:  
Base: Long. 39° 46' 1,6"; Lat. 0° 50' 1,6".  
Techo: Long. 39° 46' 5,6"; Lat. 0° 50' 21".
5. Está constituida fundamentalmente por arenas arcósicas, a veces conglomeráticas y arcillas. Las arenas son heterométricas; generalmente con estratificación cruzada de surco, y suelen ser predominantes hacia la base. Las arcillas son más abundantes hacia el techo de la unidad, aunque localmente son predominantes en toda ella, presentando intercalaciones de arenas micáceas muy finas y homométricas.  
Son frecuentes los niveles con restos vegetales, aunque también aparecen Caráceas, Ostrácodos y fragmentos de Ostreidos, a veces abundantes.  
Aparece concordantemente en contacto neto y erosivo sobre la Formación Arcillas y areniscas de Aldea de Cortés (¿parte del Valanginiense? parte del Hauteriviense); y de forma discordante o paraconforme se apoya sobre diferentes términos jurásicos: Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (Kimmeridgiense superior-Portlandiense), Formación Calizas oncolíticas de Higuieruelas (Kimmeridgiense «medio»), Formación Rítmica calcárea de Loriguilla (Kimmeridgiense inferior) y Formación Margas de Sot de Chera (Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense basal) e incluso hacia el N llega a apoyarse sobre el Dogger. De forma local, en las proximidades de la localidad de Tuejar (par-

- te N de la hoja de Chelva, 666) descansa discordantemente sobre el Keuper, con desarrollo a la base de una importante costra ferruginosa bajo la que se encuentra un nivel de alteración.
6. Ocupa, dentro de la Región Septentrional, una amplia franja de dirección NW-SE con el máximo de espesores en un surco de la misma dirección situado hacia el N.  
El límite de extensión hacia el SE está condicionado tanto por la presencia del Macizo Valenciano como por la existencia actual de fuertes cabalgamientos que ocuyen los afloramientos.  
En el resto de la zona la unidad no está representada, fundamentalmente, por no deposición y/o erosión.
  7. Llanuras aluviales proximales de tipo braided o parte media-distal de abanicos húmedos, llanura deltaica dominada por la acción fluvial y llanura deltaica arcillosa con red de drenaje poco desarrollada.
  8. Esta Formación desaparece lateralmente por no deposición y/o erosión o por cambio lateral a la Formación Calizas de La Huérguina.
  9. Barremiense inferior, sin descartar la posibilidad de que al menos parte del Hauteriviense esté también representado.
  10. GARCÍA (1977), MAS (1981).

### *Formación Calizas de La Huérguina (3)*

1. Calizas de La Huérguina.
2. Formación.
3. Equivale a las siguientes unidades: Unidad K.1.2 de GARCÍA (1977), Unidad C.1.1 de ARIAS (1978) y Unidad C.1.3 de MAS (1981).  
Comprende parte de los siguientes conjuntos litológicos: «Wealdien» de VIALARD (1973); «Facies Weald» de MELÉNDEZ *et al.* (1974) y RAMÍREZ DEL POZO *et al.* (1974).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica de La Huérguina. Coordenadas:  
Base: Long. 1° 36' 43"; Lat. 40° 03' 00".  
Techo: Long. 1° 36' 29"; Lat. 40° 02' 38".  
Otros patrones de referencia: Columna de Villar de Tejas. Coordenadas:  
Base: Long. 1° 05' 36,7"; Lat. 39° 37' 47,4".  
Techo: Long. 1° 04' 36,9"; Lat. 39° 37' 41,3".
5. Esta Formación está constituida fundamentalmente por biomicritas generalmente oncolíticas, o con Caráceas y niveles de acumulación de Oncolitos. De forma subordinada aparecen calcarenitas bioclásticas, margas y arcillas. Es de destacar la presencia, local-

mente, de intercalaciones lenticulares de areniscas arcósicas a veces bioclásticas.

Los organismos más importantes son las Algas, tanto Cianofíceas como Caráceas. Las primeras se encuentran formando casi siempre colonias estromatolítico-oncolíticas, aunque a veces también haya «mats».

Las Caráceas, abundantísimas, se asocian a todas las litologías descritas, tanto los oogonios como fragmentos de tallos. Son también abundantes los Ostrácodos y existen algunos Gasterópodos, pero escasos. Es de destacar la presencia esporádica de Foraminíferos bentónicos y Ostreidos.

Casi en la totalidad de la Región Septentrional, esta unidad se apoya sobre la Formación Arenas y Arcillas del Collado (parte alta del Hauteriviense-Barremiense inferior), en tránsito gradual y presentando cambios laterales de facies con ella. Sin embargo, en sus extremos noroccidental y suroccidental llega a apoyarse sobre diferentes términos jurásicos.

En la región Meridional se apoya generalmente en paraconformidad sobre diferentes Formaciones jurásicas.

6. En la Región Septentrional se extiende según una franja de dirección NW-SE, constituyendo dos litosomas actualmente separados (mapa de isopacas y límite de extensión), y presenta un depocentro muy marcado en la hoja de Chulilla, donde llega a alcanzar cerca de 500 m.  
En la Región Meridional ocupa la parte occidental, con máximos espesores en Chinchilla.
7. Llanura costera deltaica y marismas y llanura costera lacustre.
8. Presenta cambios laterales de facies con la Formación Arenas y arcillas del Collado, llegando en amplias zonas a desaparecer en el seno de ellos. Su desaparición, sobre todo hacia el NW de la Región Septentrional y en la Región Meridional, viene también marcada por no deposición y/o erosión.
9. Parte alta del Hauteriviense-Barremiense inferior.
10. GARCÍA (1977), ARIAS (1978), MAS (1981).

#### *Formación Arcillas de Contreras (4)*

1. Arcillas de Contreras.
2. Formación.
3. Equivale a las siguientes unidades: Unidad K-13 de GARCÍA (1977); Unidad C.1 de ARIAS (1978) y Unidad C.1.4 de MAS (1981).  
Comprende parte de los siguientes conjuntos litológicos: «Wealdien» de VIALARD (1973), «Facies Weald» de MELÉNDEZ *et al.* (1974) y RAMÍREZ DEL POZO *et al.* (1974).

4. Estratotipo: Columna de Venta Nueva (Pto. de Contreras). Coordenadas:  
 Base: Long. 1° 30' 29,2"; Lat. 39° 32' 37,2".  
 Techo: Long. 1° 30' 20" ; Lat. 39° 32' 31,1".  
 Otros patrones de referencia: Columna de la Atalaya. Coordenadas:  
 Base: Long. 1° 25' 52"; Lat. 38° 54' 40".  
 Techo: Long. 1° 26' 10"; Lat. 38° 54' 40".  
 y Columna de Campillos-Paravientos. Coordenadas:  
 Base: Long. 1° 32' 50"; Lat. 39° 58' 36".  
 Techo: Long. 1° 32' 36"; Lat. 39° 58' 27".
5. Está formada fundamentalmente por arcillas rojas, arenas y areniscas. Las arcillas son casi siempre predominantes, sobre todo hacia el SW de la Región Septentrional y W de la Meridional, si bien localmente podemos encontrar frecuentes intercalaciones de arenas arcósicas en general heterométricas y gruesas.  
 De forma muy subordinada, hacia el SE de la Región Septentrional, aparecen micritas e incluso alguna intercalación calcarenítica. Toda la Formación es muy rica en Caráceas (oogonios y tallos), y son frecuentes los Ostrácodos. Además, aparecen de forma ocasional Gasterópodos, Bivalvos y fragmentos carbonosos. Hacia techo y localmente se encuentran Foraminíferos bentónicos y más frecuentemente fragmentos de Ostreidos y otros Moluscos.  
 Se apoya de forma predominantemente concordante, pero en contacto neto sobre las Formaciones Arenas y arcillas del Collado y Calizas de La Huérquina (parte alta del Hauteriviense-Barremiense inferior); cuando aparece sobre esta última, entre ambas se suele encontrar una costra ferruginosa. De forma local, sobre la formación Calizas de La Huérquina puede aparecer en discordancia cartográfica.  
 Hacia el borde suroccidental de su límite de aparición se apoya discordantemente sobre diferentes Formaciones jurásicas: Calizas oncolíticas de Higuieruelas (Kimmeridgiense medio), Ritmita calcárea de Loriguilla (Kimmeridgiense inferior), Margas de Sot de Chera (Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense basal) e incluso el Dogger.
6. Ocupa los sectores Central y Noroccidental de la Región Septentrional, así como la mayor parte de la Meridional, exceptuando la parte NW y W. Presenta su zona de depocentro en la hoja de Chulilla, 694, dentro del Sector Central de la Región Septentrional.  
 Es de destacar la existencia de un umbral de mínimos muy marcado entre los Sectores Central y Noroccidental de la Región Septentrional.

7. Llanura costera lacustre, llanura aluvial costera y llanura de marea terrígena.
8. Desaparece lateralmente por no deposición y presenta cambios laterales de facies con el Miembro Calizas de Malacara, de la Formación Calizas con Rudistas del Caroch.
9. Esencialmente Barremiense inferior, y la parte baja del Bedouliense inferior.
10. GARCÍA (1977), ARIAS (1978) y MAS (1981).

#### *Formación Calizas con Rudistas de El Caroch (5)*

1. Calizas con Rudistas de El Caroch.
2. Formación.
3. Equivale a la Unidad K-2 de GARCÍA (1977), a la Unidad C-2 de ARIAS (1978) y al conjunto de unidades C-2, C-3.1 y C-3.2 de MAS (1982).

Asimismo, corresponde a parte de la Formación Río Zarra de QUESADA *et al.* (1976) y al «Aptense marino» de MELÉNDEZ *et al.* (1974) y RAMÍREZ DEL POZO *et al.* (1977) y al denominado igualmente «Aptiense marino» por VIALAD (1973).

4. Estratotipo: Columna estratigráfica de El Caroch, en la Hoja del MTN a 1 : 50.000 de Ayora, accediéndose a este punto por la pista forestal desde Teresa de Cofrentes al monte Caroch, desviándose a la Casa de las Pascualas. Coordenadas:

Base: Long. 0° 55' 18"; Lat. 39° 04' 45".

Techo: Long. 0° 55' 22"; Lat. 39° 04' 59".

5. Consta fundamentalmente de packstones con Rudistas (siendo los más abundantes los Requiénidos), Orbitolínidos, fragmentos de Briozoos, Algas, Equínidos, Gasterópodos y Lamelibranquios y calizas micríticas con abundantes Miliólidos. Es frecuente la existencia de bioturbación intensa a techo de algunos niveles. También son abundantes los niveles de acumulación de grandes Ostreidos.

Se observan claramente dos «barras» carbonatadas, separadas por un tramo deleznable con terrígenos. La inferior Miembro Calizas de Malacara se caracteriza por presentar hacia la base, en este punto, un tramo con lentículas de bioconstrucciones de Rudistas, con base plana y techo ligeramente convexo, recubierto por calcarenitas, alternando sobre ellas wackstones y packstones con Toucasias y Miliólidos y Orbitolinas, observándose a veces la presencia de algunos Corales coloniales, siendo notable en algunos puntos la bioturbación a techo.

Separada de la anterior por un tramo con abundantes terrígenos, Miembro Arenas y Arcillas del Bural, se observa, la «barra» su-



perior (Miembro Calizas del Buseo), caracterizada por niveles de acumulación de Rudistas y Requiénidos, separados por niveles de packstone-wackstone, así como por la abundancia de niveles con grandes Ostreidos tapizando canales. En esta segunda «barra» son más abundantes las calcarenitas.

El espesor total de esta unidad en este punto es de 160 m.

El límite con la unidad infrayacente (Arcillas de Contreras) es transicional. Con la suprayacente, que en este punto son calcarenitas con estratificación cruzada, es algo brusco, con una pequeña costa ferruginosa que puede representar una interrupción quizá poco notable.

6. Esta unidad está representada en casi toda la zona estudiada. Solamente al NW de la zona septentrional y al W de la meridional desaparece por no sedimentación o erosión, o, en algún caso por paso gradual a otras unidades terrígenas, como Formación Arenas de Utrillas o Miembro Arenas y Arcillas del Bungal.

La extensión general es diferente según el miembro calizo considerado siendo mayor la correspondiente al Miembro de Calizas de Malacara, reduciéndose ostensiblemente durante el Gargasiense el Miembro Calizas del Buseo.

El espesor máximo conocido es de 160 m al E de Ayora (Caroch), llegando a 0 m en las zonas noroccidental y occidental antes citadas.

7. Se trata de depósitos de plataforma interna, con pequeñas bioconstrucciones locales, y facies de «sombra», con un momento de cambio de estas condiciones, representado en el tramo terrígeno, claramente litoral, volviendo a repetirse en parte las condiciones anteriores, si bien con una somerización gradual hacia arriba.
8. En la zona meridional pasa lateralmente a la Formación Arenas de Utrillas mientras en la noroccidental a una laguna.
9. Aptense s. l.
10. GARCÍA (1977), ARIAS (1978) y MAS (1982).

#### *Miembro Calizas de Malacara (5.1)*

1. Calizas de Malacara.
2. Miembro de la Formación Calizas de Rudistas del Caroch.
3. Es unidad litoestratigráfica formal nueva, pero coincide con: la «Barra calcárea inferior» de GARCÍA (1974); la Unidad K21 de GARCÍA (1977) y la Unidad C2 (Calizas de Requiénidos del Barranco del Lobo) de MAS (1981).
4. A lo largo de la carretera forestal de las Moratillas que desde la Carretera Nacional de Madrid-Valencia (Km 297-298), conduce a la Sierra de Malacara (término municipal de Siete Aguas; provin-

cia de Valencia; Hoja n.º 720, Requena, del MTN). Coordenadas: Base: Long. 0° 55' 53"; Lat. 39° 29' 39".

Techo: Long. 0° 55' 53"; Lat. 39° 25' 42".

5. Calizas grises y beige de tonos claros, en ocasiones arenosas/arcillosas. (En la vertical, hacia la base y el techo, y en la horizontal hacia la Meseta) de tonos más oscuros, con algunas intercalaciones margosas. Presenta una variadísima tipología de rocas carbonáticas (de biomicritas wackestones a intraesparitas grainstones) y en menor proporción dolomías y bioacumulaciones. El litotipo más característico son las calizas con Toucasias en gruesos bancos con estratificación difusa. En algunas áreas, presenta una intercalación detrítico-terrágena, que se la denomina Capas de Mirasol. Su contenido paleontológico es muy variado y abundante: foraminíferos bentónicos (destacando los Miliólidos y las Orbitolinas), Ostrácodos, Algas verdes (en general Dasycladáceas), Requiénidos (más abundantes las Toucasias), Gasterópodos (destacando Natícidos y Nerineidos), Pelecípodos (Ostreidos en general), y menos abundantes los Corales, Briozoos y Braquiópodos. Esta unidad descansa en continuidad sedimentaria y límite gradual, sobre la Formación Arcillas de Contreras. Por medio de una importante discontinuidad sedimentaria, puede descansar sobre el «Jurásico terminal» (Arenas, Margas y Calizas de Villar del Arzobispo), la Formación Calizas Oncolíticas de Higuera, o la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla.
6. Presenta un espesor muy variable, aumentando en líneas generales hacia el Sur y el Este. Sus espesores más frecuentes están comprendidos entre los 20 y los 80 m, llegando en algunas zonas de máximos (Loriguilla, Sierra de Malacara, Sierra Martés, el Caroch, etc.) a superar los 100 m.
7. Marino, plataforma interna carbonatada en general parcialmente restringida y esporádicamente con aportes terrígenos. Algunos términos son de origen sublitoral e incluso litoral.
8. Lateralmente, y por su base y techo, pasa respectivamente a la Formación Arcillas de Contreras y al Miembro Arenas y Arcillas del Bungal.
9. Fundamentalmente Bedouliense, pidiendo quizá abarcar el techo del Barremiense y el Gargasiense basal.
10. A. GARCÍA (1974), A. GARCÍA (1977) y R. MAS (1981).

#### *Capa de Mirasol (5.1.1)*

1. Capa de Mirasol.
2. Capa del Miembro Calizas de Malacara.

3. Equivale a la subunidad C.2.2 de MAS (1981).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica del Barranco de Mirasol (Puerto de Contreras). Coordenadas:  
Base: Long. 1° 30' 24,8"; Lat. 39° 32' 12,8".  
Techo: Long. 1° 30' 15"; Lat. 39° 32' 14,6".
5. Está constituida fundamentalmente por arenas y areniscas arcóscas de medias a gruesas y arcillas rojas o abigarradas. Hacia la base se encuentran niveles biomicríticos y lumaquélcos, dándose estos últimos a veces también hacia techo.  
En cuanto al contenido fosilífero predominan los Ostreidos, aunque hacia la base son frecuentes otros Bivalvos y Gasterópodos. Asociados a cuerpos lenticulares de base cóncava y techo plano junto con Ostreidos se pueden encontrar Requiénidos y Foraminíferos bentónicos (Miliólidos y a veces Orbitolínidos).
6. Se puede diferenciar únicamente en un pequeño sector hacia el Norte de la Sierra de Rubial (Puerto de Contreras).  
Su espesor es muy escaso y homogéneo (oscilando entre los 12 y 15 m).
7. Condiciones de sedimentación: Lagoon protegido con llanuras intermareales marginales.
8. Representa un tramo detrítico-terrágeno intercalado hacia la mitad del miembro Calizas de Malacara en el Sector del Puerto de Contreras.
9. Bedouliense superior.
10. MAS (1981).

#### *Miembro Arenas y arcillas del Bural (5.2)*

1. Arenas y Arcillas del Bural.
2. Miembro de la Formación Calizas y Rudistas del Caroch.
3. Es unidad litoestratigráfica formal nueva, pero coincide con la «Serie detrítica intermedia» de A. GARCÍA, 1974, la unidad K22 de A. GARCÍA, 1977, la unidad CB-2b de C. ARIAS, 1978, y la Unidad C31 (Arenas de Contreras) de R. MAS, 1981. Como un tramo litológico más, ha sido diferenciada en diversos trabajos. En algunos estudios, ha sido incluida (más o menos formalmente) en la Formación Arenas de Utrillas.
4. A lo largo de la pista forestal, que desde el Embalse del Buseo conduce al pueblo de Siete Aguas, en el Sector que ésta discurre por la ladera Nororiental del Barranco del Bural (provincia de Valencia, término municipal de Chera; Hoja n.º 694, Chulilla, del MTN). Coordenadas:  
Base: Long. 0° 57' 25"; Lat. 39° 33' 34".  
Techo: Long. 0° 57' 19"; Lat. 39° 33' 28".

5. Litología muy variada, desde arenas arcósicas con niveles de arcillas abigarradas hasta pasar gradualmente a una alternancia de calcarenitas arenosas y margas de colores pardos.  
Su contenido paleontológico es por lo general muy escaso, y su tipología depende de las facies. Restos vegetales, Ostrácodos, Miliólidos, Orbitolinas, Gasterópodos, Ostreidos y otros Pelecípodos, Dasycladaceas, y fragmentos de Equinodermos.  
Descansa siempre concordantemente en tránsito neto sobre el Miembro Calizas de Malacara.  
Cuando es infrayacente a la Formación Arenas de Utrillas, los criterios de facies (litologías, estructuras sedimentarias, etc.) permiten identificarla, aunque necesitándose unas observaciones más precisas.  
Su identificación es más evidente cuando se intercala entre los Miembros Calizas de Malacara y Calizas del Buseo, pues es con mucho la más importante de las intercalaciones detríticas o/y terrígenas de la Formación Calizas del Caroch, y que se expresa morfológicamente de forma negativa (tramo blando).
6. Presenta notables variaciones de facies de unos puntos a otros, siendo más carbonatada hacia el Sureste, y eminentemente terrígena hacia el Oeste y Norte.  
Su espesor medio es de unos 30 m, variando de 0 m hasta más de 70 m. en los sectores de Landete y Chelva-Requena.  
Es posible que pueda ser identificada en otros sectores de la Cordillera Ibérica y también del Prebético.
7. Varía de unos puntos a otros, presentando un carácter más marino hacia el Sureste, de llanuras aluviales costeras a lagoon-barras costeras.
8. Hacia el Este desaparece en el seno de la Formación Calizas del Caroch. Lateralmente, y hacia el Sur y Oeste pasa lateralmente al Miembro Calizas del Buseo.
9. Puede abarcar desde el Gargasiense inferior a Gargasiense superior-Clansayense.
10. A. GARCÍA (1974), A. GARCÍA (1977), C. ARIAS (1978) y R. MAS (1981).

#### *Miembro Calizas del Buseo (5.3)*

1. Calizas del Buseo.
2. Miembro de la Formación Calizas del Caroch.
3. Equivale a la siguientes unidades: Unidad K23 de GARCÍA (1977) y Unidad C.3.2 de MAS (1981).  
Comprende parte de los siguientes conjuntos litológicos: la parte superior de la Unidad C-2 de ARIAS (1978) y localmente también la parte superior del conjunto que VIALARD (1973) denomina «Ap-

tien marin» y MELÉNDEZ *et al* (1974) y RAMÍREZ DEL POZO *et al*. (1974) denominan «Aptiense marino».

4. Estratotipo. Columna estratigráfica del Buseo. Coordenadas:

Base: Long. 0° 56' 30,3"; Lat. 39° 35' 23,5".

Techo: Long. 0° 55' 38"; Lat. 39° 35' 4,8".

Otros patrones de referencia: Columna de Malacara. Coordenadas:

Base: Long. 0° 55' 53"; Lat. 39° 25' 45".

Techo: Long. 0° 55' 53"; Lat. 39° 25' 42".

Columna de Estenas. Coordenadas:

Base: Long. 1° 07' 37"; Lat. 39° 36' 12,7".

Techo: Long. 1° 08' 31"; Lat. 39° 35' 48,6".

Columna del Caroch. Coordenadas:

Base: Long. 0° 55' 20"; Lat. 39° 04' 52".

Techo: Long. 0° 55' 22"; Lat. 39° 04' 59".

5. Esta unidad está constituida fundamentalmente por biomicritas predominantemente wackestone, bancos de acumulación de Requiénidos, calizas arenosas, areniscas calcáreas y en menor proporción arcillas, margas, limos calcáreos y calcarenitas.

El contenido fosilífero es muy abundante y diversificado. Destacan los siguientes organismos: En primer lugar, los Rudistas, entre los que aparecen Requiénidos formando bancos orgánicos y «mounds» y Monopleuridos que llegan a constiuir colonias. Los Bivalvos son en general abundantes, pero excepción hecha de los ya mencionados, hay que destacar sobre todo a los Ostreidos, capaces en esta unidad de crear auténticos bancos orgánicos. También es una característica importante la frecuente presencia de Corales, tanto hermatípicos como ahermatípicos.

El contenido micropaleontológico es importante, predominando los Foraminíferos bentónicos (fundamentalmente Miliólidos, Orbitolínidos y Lituólidos), aunque las Dasycladaceas también son abundantes.

Prácticamente en toda la zona se apoya concordantemente, en contacto normal y transicional sobre el Miembro Arenas y Arcillas del Bural (Gargasiense-Clansayense), presentando cambios laterales de facies con ella. Únicamente en el extremo Suroriental de la Región Septentrional como en la Sierra de Santa María se apoya concordantemente también sobre el Miembro Calizas de Malacara (Bedouliense) por desaparición del Miembro Arenas y Arcillas del Bural.

6. Dentro de la Región Septentrional de la Zona estudiada aparece representada hacia la mitad suroriental, abriéndose en abanico hacia la parte central y estrechándose en abanico netamente hacia el extremo SE. Se encuentra además un litosoma de reducidas dimensiones, actualmente aislado en el N.

En la Región Meridional está ampliamente representada, desapareciendo únicamente hacia el borde Occidental y Noroccidental.

En la Región Septentrional los espesores máximos aparecen en el extremo suroriental y en su parte central alineándose según una dirección NW-SE, aunque en la distribución de la unidad se refleja marcadamente la dirección NE-SW. En la Región Meridional los espesores aumentan hacia la parte central y sur del área ocupada por la unidad.

7. Litoral mixto terrígeno-carbonatado (barras costeras, lagoon) y plataforma interna carbonatada predominantemente tranquila con fuerte influencia de terrígenos finos en la periferia.
8. Presenta cambios laterales con la Formación «Arenas y Arcillas del Bural», llegando a desaparecer en el seno de ella.
9. Cargasiense superior-Clansayense.
10. GARCÍA (1977), ARIAS (1978) y MAS (1981).

#### *Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sacaras (6)*

1. Calizas, Margas y Areniscas de Sacaras.
2. Formación.
3. Es unidad litoestratigráfica formal nueva. Comprende en parte los términos inferiores y medios de la Formación Higuera de QUESADA *et alt.* (1967), siendo coincidentes sus bases. Comprende en parte la zona inferior y media de la unidad K3 de GARCÍA (1977); y engloba en su totalidad a la Unidad K31, siendo coincidentes sus límites inferiores, y en parte engloba a la Unidad K32. Según las áreas, se engloba en su totalidad la Unidad C3 de ARIAS (1978), y también según las zonas, es coincidente el límite inferior, el límite superior o ambos; engloba la Unidad C41, siendo coincidente su límite superior, y engloba la Unidad C31, siendo coincidente su límite inferior.

4. El estratoipo se sitúa a lo largo de la pista forestal, que desde el pueblo de Jarafuel (Valencia) conduce a lo alto de la Muela de Cortes de Pallás, en el tramo que asciende a ésta desde el valle de Sácaras (Hoja 745, Jalance, del MTN). Coordenadas:

Base: Long. 0° 58' 02"; Lat. 39° 10' 04".

Techo: Long. 0° 57' 51"; Lat. 39° 10' 06".

Para una definición más completa, dadas las diferencias de facies que presenta esta unidad de unas áreas a otras, se establecen tres secciones de referencia auxiliares. A lo largo de la pista, que desde la carretera de Real de Montroy a Dos Aguas (Valencia), conduce al paraje denominado La Canal (Hoja n.º 746, Llombay), para las facies con predominio de calizas. Al pie de la ladera oriental de El Mompichel (Albacete) término municipal de Chinchilla (Hoja número 742, Alpera, del MTN). Coordenadas:

Base: Long. 1° 27' 57"; Lat. 38° 53' 45".

Techo: Long. 1° 28' 07"; Lat. 38° 53' 40".

para las facies con predominio de terrígenos. A lo largo de la carretera forestal de las Moratillas (provincia de Valencia, término municipal de Siete Aguas, Hoja n.º 720, Requena del MTN). Coordenadas:

Base: Long. 0° 55' 53"; Lat. 39° 25' 42".

Techo: Long. 0° 55' 38"; Lat. 39° 25' 35".

5. Conjunto heterolítico, generalmente con predominio de litologías mixtas carbonáticas-terrígenas, que se distribuyen verticalmente en mesoalternancias. En general predominan los colores pardos y verdes de tonos medios. En el relieve, da una expresión morfológica media a negativa. Las litologías que presenta son muy variadas; calizas desde micríticas a packstone, con contenido en terrígenos variables y dolomías, arcillas y margas más o menos calcodolomíticas y arenoso-limosas; niveles carbonosos y arenas y areniscas, desde grano fino a microconglomeráticas, con contenido en carbonatos y terrígenos finos muy variables. Presentan abundantes estructuras sedimentarias hidrodinámicas y de origen orgánico. Su contenido paleontológico es muy variado y relativamente abundante: ostrácodos, foraminíferos, pelecípodos, gasterópodos, rudistas, ammonites, equínidos, briozoos, braquiópodos, etc. Esta unidad descansa siempre sobre la Formación Calizas de Rudistas del Caroch, pudiéndolo hacer tanto sobre el Miembro Calizas del Buseo como sobre el Miembro Calizas de Malacara. Lateralmente, esta unidad se indenta con la Formación Arenas de Utrillas.
6. Esta unidad es identificable en la zona Suroriental de este Sector de la Cordillera Ibérica, aproximadamente al suroeste de una línea que uniera Chinchilla de Montearagón (Albacete) con Villar del Arzobispo (Valencia). Su espesor más frecuente oscila alrededor de los 80 m.
7. Representa depósitos litorales, desde llanuras parálicas hasta barras sublitorales, pudiendo englobarse la mayor parte de los materiales en un medio de lagoon.
8. Lateralmente y comenzando por los términos más bajos, esta unidad pasa gradualmente y por medio de una amplia zona de indentación, a la Formación Arenas de Utrillas.
9. Es una unidad con límites diacrónicos, siendo más acusada la diacronía de su límite inferior. Es en general Albense inferior y medio, pudiendo englobar en algunos sectores parte del Albense superior y el Gargasiense.
10. QUESADA, A.; REY, R.; ESCALANTE, G. (1967); GARCÍA, A. (1977), y ARIAS, C. (1978).

*Miembro Conglomerados y arenas de Peñas de San Pedro (7.1)*

1. Conglomerados y Arenas de Peñas de San Pedro.
2. Miembro de la Formación Arenas de Utrillas. Es una unidad litoestratigráfica nueva que se desarrolla en la zona meridional de la Ibérica, en relación con la Meseta.
3. Regionalmente estos sedimentos se han interpretado históricamente de diferentes maneras, y por primera vez, de forma unificada en la Meseta y Prebético Externo, como una cuña de materiales terrígenos continentales de edad Albiense (ELIZAGA, 1980). Con anterioridad se han denominado «Facies Utrillas» (LÓPEZ GARRIDO, 1971), «Facies Weald-Utrillas» (JEREZ MIR, 1973) y «Facies Utrillas» (ARIAS *et al.*, 1979), y en el área de la Meseta como depósitos tipo raña de edad Plio-cuaternario.
4. El estratotipo se sitúa en la localidad de Peñas de San Pedro, al Norte del Sinclinal, comenzando en la cota 940 y terminando en la 980 (Long. 1° 59'; Lat. 38° 44').  
Como sección de referencia se ha escogido la de la Sierra de Pajares, excepcional afloramiento, pero de difícil acceso. Está situado en la ladera del cerro de Pajares, en la Hoja núm. 868, Isso.
5. La unidad está formada por dos tramos: uno inferior conglomerático y otro superior fundamentalmente arenoso.  
Los conglomerados están compuestos por cantos de cuarcita con pequeñas intercalaciones lenticulares de arenas, formando un conjunto de canales imbricados.  
Las arenas son feldespáticas, de tonos claros, con intercalaciones de arcillas.  
Estos sedimentos yacen en discordancia sobre niveles correspondientes al Aptiense en áreas orientales y del Lías en los sectores más occidentales, en el límite Meseta y borde del Prebético. En las situaciones intermedias se disponen sucesivamente asimismo en discordancia, sobre materiales del Cretácico inferior, del Malm y del Dogger.
6. Hacia el E las facies conglomeráticas van siendo sustituidas por facies arenosas, llegando a formar con el nivel superior un conjunto homogéneo. Finalmente, más al E, todo ello pasa a facies marinas.  
La potencia media es de 60-70 m, variando desde un máximo de 120 m hasta acuíñarse en áreas orientales.  
Dada la falta de cohesión de estos materiales, su expresión morfológica corresponde a grandes llanadas de cantos o cerros muy suaves con afloramientos muy degradados.
7. En conjunto, la sedimentación tuvo lugar mediante un sistema de abanicos aluviales, con área fuente en la zona de Sierra Mo-



- rena, que iban a parar al mar, situado en aquel momento hacia el NE del área fuente.
8. Está englobada dentro de los materiales que forman las Arenas de Utrillas, pero hacia el W de Albacete y en sentido hacia Sierra Morena, este Miembro llega a formar la única representación de la Formación Arenas de Utrillas.
  9. Por las dataciones de techo a muro y las de sus equivalentes laterales, esta unidad pertenece al Albiense s. 1.
  10. ARIAS, C., ELIZAGA, E. y VILAS, L. (1979); ELIZAGA, E. (1980); JEREZ MIR L. (1974); LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971).

### *Formación Calizas de Aras de Alpuente (8)*

1. Calizas de Aras de Alpuente.
2. Formación.
3. Equivale a las siguientes unidades: Unidad C-1 de MAS et al. (1975), conjunto de unidades K-33 y C-11 de GARCÍA (1977), Unidad C-4 de MAS (1981) y al conjunto litológico denominado «Calcarenitas y areniscas» por MELÉNDEZ *et al.* (1974).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica del Collado. Coordenadas: Long. 1° 03' 58"; Lat. 39° 56' 28".  
Otro patrón de referencia: Columna de Cortes de Pallás. Coordenadas: Long. 0° 56' 25"; Lat. 39° 14' 27".  
en la que esta Formación presenta carácter predominantemente dolomítico.
5. Está constituida por calcarenitas y biocalcarenitas, grainstone y packestone, con estratificación cruzada fundamentalmente planar, biomicritas wackestone frecuentemente nodulares, margas y calcarenitas arenosas y areniscas calcáreas que también suelen presentar estratificación cruzada.  
La fauna es abundante, pero en general se encuentra rodada y fragmentada. Predominan los Foraminíferos bentónicos, principalmente Miliólidos, y Orbitolínidos. También son frecuentes los Ostreidos, Rudistas cónicos, otros Bivalvos y Gasterópodos, generalmente asociados a niveles biomicríticos o margosos.  
En prácticamente toda la zona su infrayacente lo constituye la Formación Arenas de Utrillas, sobre la cual se apoya en contacto transicional, a veces rápido. Unicamente de forma muy local en la Región Septentrional llega a apoyarse en paraconformidad sobre la Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo (Kimmeridgiense superior-Portlandiense) debido a la presencia del Macizo Valenciano.

6. Ocupa prácticamente toda la zona; únicamente desaparece por cambio lateral a la Formación Arenas de Utrillas hacia los extremos W y NW de la Región Septentrional y el extremo W de la Región Meridional.  
Dentro de la Región Septentrional presenta tendencia a una progresiva disminución de espesor hacia el NW y W, y en la Región Meridional hacia el W. Presenta una disminución brusca de espesor en el extremo SE de la Región Septentrional debido al reflejo del Macizo Valenciano. La zona de máximos espesores se sitúa dentro de la Región Septentrional hacia su parte meridional.
7. Condiciones de sedimentación: plataforma interna carbonatada (áreas agitadas con barras y áreas tranquilas con sedimentación micrítica), plataforma interna carbonatada con fuerte influencia de terrígenos finos y litoral con carácter mixto terrígeno-carbonatado (barras costeras y zonas protegidas subtidales).
8. Esta formación presenta cambios laterales de facies con su Formación infrayacente Arenas de Utrillas.
9. Albense superior-Vraconiense, aunque en su parte más alta llega a estar representada la parte más baja del Cenomanense inferior.
10. MAS *et al.* (1975), GARCÍA (1977), MAS (1981) y MELÉNDEZ *et al.* (1974).

#### *Miembro Calizas de Estenas (8.1)*

1. Calizas de Estenas.
2. Miembro de la Formación Calizas de Aras de Alpuente.
3. Equivalente a las siguientes unidades: Unidad K-33 de GARCÍA (1977) y Unidad C.4.1 de MAS (1981).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica de Estenas. Coordenadas:  
Base: Long. 1° 08' 6,2"; Lat. 39° 35' 50,5".  
Techo: Long. 1° 08' 21,9"; Lat. 39° 37' 27,2".  
Otros patrones de referencia: Columna del Collado. Coordenadas: Long. 1° 03' 58"; Lat. 39° 56' 28".  
Columna del Barranco Grande. Coordenadas: Long. 0° 49' 37"; Lat. 39° 31' 46".
5. Está constituido fundamentalmente por calcarenitas y biocalcarenitas, grainstone y packestone con estratificación cruzada, calcarenitas arenosas y areniscas calcáreas. También existen biomicritas wackestone, margas y arcillas. En general, predomina la estratificación cruzada de tipo planar. La fauna es muy abundante, pero en términos generales predominan los bioclastos. Son importantes los Foraminíferos bentónicos, sobre todo Miliólidos y Orbitolínidos. Los Ostreidos son frecuentes, incluso aparecen en niveles de acumulación; también hay Gasterópodos y Bivalvos en general asociados a niveles biomicríticos nodulares.

En prácticamente toda la zona su infrayacente lo constituye la Formación Arenas de Utrillas, sobre la cual se apoya en contacto transicional. Únicamente de forma muy local en el extremo sureste de la Región Septentrional, debido a la presencia del Macizo Valenciano se apoya en paraconformidad sobre el Jurásico terminal «Purbeck» (Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo, Kimmeridgiense superior-Portlandiense).

6. Está representado en casi toda la zona, únicamente desaparece por cambio lateral de facies a la unidad infrayacente (Fm. Arenas de Utrillas), en la parte Noroccidental y Occidental de la Región Septentrional y en la parte Occidental de la Región Meridional. De forma local, dentro de las proximidades de Tuejar, en la Hoja 1 : 50.000 de Chelva (Región Septentrional), también desaparece por cambio lateral de facies a la unidad infrayacente. Existe una tendencia generalizada a la disminución de espesores hacia el NW y W dentro de la Región Septentrional y hacia W en la Región Meridional. En la parte SE de la Región Septentrional disminuye bruscamente de espesor debido al reflejo del Macizo Valenciano. En la Región Septentrional, el máximo de espesores se localiza en el S según una línea de dirección NW-SE que recorre las Hojas 1 : 50.000 de Chulilla y Requena. Otra línea de máximos perpendicular se extiende hacia Villar del Arzobispo.
7. Condiciones de sedimentación: litoral (barras costeras y zonas protegidas subtidales) y plataforma interna carbonatada.
8. Este Miembro presenta cambios laterales de facies con la Formación Arenas de Utrillas.
9. Albense superior.
10. GARCÍA (1977), MAS (1981).

#### *Miembro Margas de Losilla (8.2)*

1. Margas de Losilla.
2. Miembro de la Formación Calizas de Aras de Alpuente.
3. Equivale a la Unidad C.4.2 de MAS (1981).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica del Collado. Coordenadas: Base: Long. 1° 03' 58"; Lat. 39° 56' 28".
5. Es fundamentalmente margoso, aunque aparecen también biomicritas nodulares, limos calcáreos e incluso alguna intercalación de calizas esparíticas. Localmente aparecen también arenas muy finas y micáceas. La fauna es, en general, poco abundante: Ostreidos, otros Bivalvos y Gasterópodos. También hay Foraminíferos bentónicos asociados a niveles biomicríticos (Miliólidos y Orbitolinidos) y en ocasiones oogonios de Caráceas y Ostrácodos.

Como infrayacente de este Miembro aparece el Miembro de Calizas de Estenas en contacto neto.

6. El espesor de esta unidad es homogéneo y siempre reducido, variando entre los valores extremos de 25 m y 3m. El término medio no suele sobrepasar los 10 m. Los límites de extensión de este Miembro vienen a coincidir con los del Miembro infrayacente Calizas de Estenas (ver apartado anterior).
7. Condiciones de sedimentación: plataforma interna carbonatada con fuerte influencia de terrígenos finos.
8. Este Miembro presenta cambios laterales de facies con la Formación Arenas de Utrillas y su Miembro suprayacente Calizas de la Bicuerca.
9. Albense superior.
10. MAS (1981).

#### *Miembro Calizas de la Bicuerca (8.3)*

1. Calizas de la Bicuerca.
3. Equivale a la Unidad C.4.3 de MAS (1981).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica de la Bicuerca. Coordenadas:  
Base: Long. 1° 19' 15,6"; Lat. 39° 34' 58,1".  
Techo: Long. 1° 19' 56,4"; Lat. 39° 35' 23".  
Otros patrones de referencia: La Columna de la Huérguina. Coordenadas:  
Base: Long. 1° 35' 55"; Lat. 40° 02' 33".  
Techo: Long. 1° 35' 38"; Lat. 40° 02' 43".  
donde está constituido esencialmente por areniscas calcáreas. Columna de Tejar de Bolarín. Coordenadas:  
Long. 2° 27' 49"; Lat. 39° 01' 10".  
donde está constituido por dolomías.
5. Está formado principalmente por calcarenitas y biocalcarenitas grainstone y packestone con estratificación cruzada fundamentalmente planar, biomicritas wackestone nodulares, biocalcarenitas arenosas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada, margas y limos calcáreas.  
La fauna es abundante, en general está rodada y fragmentada; predominan los Foraminíferos bentónicos, Miliólidos y Orbitolínidos. En los niveles biomicríticos hay Ostreidos, Rudistas cónicos, otros Bivalvos y Gasterópodos y ocasionalmente Ostrácodos.  
Aparece casi siempre sobre el Miembro Margas de Losilla en tránsito gradual-rápido. Únicamente en su periferia hacia la parte Noroccidental y Occidental de la Región Septentrional y la Occidental de la Meridional llega a encontrarse directamente sobre la Formación Arenas de Utrillas.

6. Ocupa prácticamente toda la zona, excepto los extremos Occidental y Noroccidental de la Región Septentrional y el extremo Occidental de la Meridional, donde desaparece por cambio lateral de facies a la Formación Arenas de Utrillas.  
La tendencia general es a una progresiva disminución de espesores hacia el NW y W en la Región Septentrional y hacia el W en la Región Meridional. Como ocurría en el Miembro Calizas de Estenas, disminuye bruscamente en el extremo SE de la Región Septentrional debido a la influencia del Macizo Valenciano. Su depocentro se sitúa al sur de la Región Septentrional (Hoja 1 : 50.000 de Chulilla).
7. Condiciones de sedimentación: plataforma interna carbonatada y litoral con carácter mixto terrígeno-carbonatado (barras costeras y zonas protegidas).
8. Este Miembro presenta cambios laterales de facies con la Formación Arenas de Utrillas y su Miembro infrayacente Margas de Losilla.
9. Esencialmente Vraconiense, aunque hacia la base llegaría a estar representada la parte alta del Albense superior y en su techo la parte más baja del Cenomanense inferior.
10. MAS (1981).

#### *Formación Margas de Chera (9)*

1. Margas de Chera.
2. Formación.
3. Equivale a las siguientes unidades y conjuntos litológicos: Unidad C-2 de MAS *et al.* (1975), Unidad C-12 de GARCÍA (1977), Unidad C-5 de MAS (1981), y al conjunto litológico denominado «Arcillas calcáreas verdes» por MELÉNDEZ *et al.* (1974).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica de la Ermita de Chera. Coordenadas:  
Base: Long. 0° 59' 2"; Lat. 39° 35' 31,6".  
Techo: Long. 0° 59' 44,9"; Lat. 39° 35' 48,6".  
Otros patrones de referencia: Columna de Carboneras de Guadazaón:  
Long. 1° 48' 48"; Lat. 39° 52' 53".  
donde presenta carácter muy dolomítico.
5. Fundamentalmente está constituida por margas y arcillas dolomíticas verdes. Las margas son generalmente grises y ocre y fosilíferas, mientras que las arcillas dolomíticas son siempre verdes y en general azoicas. En términos generales predominan las margas hacia el SE de la Región Septentrional y hacia la base de la Formación, mientras que las arcillas dolomíticas son más abundan-

tes hacia el NW y W de la Región Septentrional y en toda la Región Meridional y predominan hacia el techo de la unidad.

Hacia la base dentro de las margas se pueden encontrar intercalaciones de bancos biomicríticos, mientras que dentro de las arcillas dolomíticas se puede dar alguna intercalación de dolomías. Debido a la intensa dolomitización que en general ha sufrido esta Formación, no se suelen encontrar restos fósiles, pero en las zonas en que esta unidad no ha sufrido una diagénesis intensa se pueden reconocer restos fósiles que en ocasiones llegan a ser muy abundantes. Destacan los Ostreidos, que a veces llegan a formar niveles lumaquéllicos; ocasionalmente se pueden encontrar Ammonites, Braquiópodos y Equínidos, siempre en la base. La microfauna es igualmente escasa; únicamente de forma local, y también a la base de la Unidad llegan a aparecer abundantes Orbitolínidos y, si no está muy dolomitizada, otros tipos de Foraminíferos.

Respecto a la flora, hay que destacar que se encuentran ocasionalmente niveles estromatolíticos de Algas cianofíceas y Oogonios de Caráceas en algún nivel micrítico.

Esta formación aparece casi siempre concordante sobre el Miembro Calizas de la Bicuerca; el contacto entre ambas unidades es neto, y frecuentemente, a techo de dicho Miembro se da una costra ferruginosa («hard ground»). Únicamente hacia los extremos Occidental y Noroccidental de la Región Septentrional y la parte Occidental de la Región Meridional, llega a encontrarse directamente la Formación Arenas de Utrillas.

6. Ocupa casi la totalidad de la zona, existiendo una tendencia a disminuir los espesores hacia el S y el E. Dentro de la Región meridional también disminuye hacia el W, llegando a desaparecer por cambio lateral a la Formación Arenas de Utrillas. Al margen de esta tendencia general, cabe destacar la presencia en la Región Septentrional de una zona de mínimos, correspondiendo con las Hojas 1 : 50.000 de Mira y Landete y alineada según una dirección NE-SW y una zona de máximos, aproximadamente paralela a la anterior en las Hojas de Chelva y Alpuente.
7. Condiciones de sedimentación: plataforma interna carbonatada y tranquila con fuerte llegada de material terrígeno fino y lagoon protegido y restringido y llanura de marea fangosa.
8. Esta formación presenta cambios laterales de facies con la Formación Arenas de Utrillas.
9. Esencialmente Cenomaniense inferior, aunque no se puede descartar que al menos en su parte más alta esté representado parte del Cenomanense medio.
10. MELÉNDEZ *et al.* (1974), MAS *et al.* (1975), GARCÍA (1977) y MAS (1981).

*Formación Dolomías de Alatoz (10)*

1. Dolomías de Alatoz.
2. Formación.
3. En la región de Carcelén esta unidad puede considerarse dentro de lo que QUESADA *et al.* (1967) denominaron Formación San Jorge, con una edad atribuible al Cenomanense-Turonense, si bien ésta abarca un conjunto litológico extenso que hace difícil su asociación, por lo cual, las dolomías de Alatoz estarían comprendidas en la Formación San Jorge.  
Mas *et al.* (1975) las distinguen como la Unidad C-3.
4. El estratotipo se encuentra en el km 31 de la carretera de Alpera a Alcalá del Júcar, a 1 km aproximadamente al S del cruce con la carretera de Ayora a Albacete.  
En la Hoja núm. 767 (26-30), Carcelén. Coordenadas:  
Lat. 39° 05' 25"; Long. 1° 20' 42".
5. Consta de 0,90 m de limos dolomíticos de color amarillento, algo deleznales, formando los estratos bien marcados y 6 m de un paquete de aspecto masivo de dolomías finas con abundantísima bioturbación seguido de otro paquete de 2 m de dolomías finas, duras, con laminaciones.  
A techo se observa un nivel posiblemente de interrupción constituido por una intensa bioturbación con tubos que destacan por su color oscuro.  
Es muy característico de esta unidad el resalte morfológico, por lo que destaca netamente.  
La intensa dolomitización de los materiales no ha permitido observar ningún microfósil. Solamente en las dolomías finas basales se han observado fragmentos de Equínidos y Algas.  
Se apoya sobre la Formación Margas de Chera de forma transicional pero rápida.
6. Esta unidad es reconocible prácticamente en toda la zona, manteniendo unos espesores bastante homogéneos alrededor de los 15-20 m. Es característico el saliente que produce en el relieve.
7. Se puede interpretar como formada con una gran influencia mareal evolucionando a barras litorales.
8. En las zonas más orientales puede comprender, por paso lateral, la Formación Margas de Chera, mientras que tanto hacia el NE como hacia el SW pasan a las Dolomías Tableadas de Villa de Vés.
9. Aunque no se ha encontrado fauna específica, por su posición y relación con otras unidades se le puede atribuir una edad Cenomanense inferior-medio.
10. QUESADA, REY y ESCALANTE (1967); MAS, R., ASENJO, A., y GARCÍA, A. (1975).

*Formación Dolomías tableadas de Villa de Vés (11)*

1. Dolomías tableadas de Villa de Vés.
2. Formación.
3. Es unidad litoestratigráfica formal nueva, aunque coincide con la Unidad C-4 de MAS *et al.* (1975). Comprende parte de la Formación Hornillo (nomen nudum) de QUESADA *et al.* (1967).
4. A lo largo de la carretera, que desde el pueblo de Villa de Vés (antiguo Villar de Vés) conduce a las ruinas del pueblo antiguo, en la hoz del río Júcar (Hoja núm. 744, Casas Ibáñez, del MTM).  
Coordenadas:  
Base: Long. 1° 14' 44"; Lat. 39° 12' 59".  
Techo: Long. 1° 14' 54"; Lat. 39° 13' 03".
5. Dolomías de grano fino, local y puntualmente arcillosas y limosas, de colores gris y beige de tonos claros, estratificadas en delgados bancos bien definidos, finamente laminados. Se reconocen ripples, grietas de retracción, bioturbaciones y estromatolitos y laminaciones de algas. Los estratos pueden estar separados por delgados niveles de limo calcáreo y/o finas costras ferruginosas. Ocasionalmente se reconocen niveles con aloquímicos detríticos.  
Presenta intercalaciones de hasta 5 metros, de dolomías brechoides en gruesos bancos mal definidos, en las que se reconocen restos y fragmentos de Gasterópodos, Pelecípedos, Rudistas, Foraminíferos, así como aloquímicos. Su contenido paleontológico es, en general, escaso, y sus condiciones de conservación no permiten obtener datos cronoestratigráficos.  
Según las áreas, esta unidad puede descansar sobre la Formación Arenas de Utrillas, la Formación Margas de Chera y la Formación Dolomías de Alatoz, siendo el tránsito neto en los dos primeros casos, y neto o gradual, según los puntos, en el tercer caso.
6. Es identificable en todo este sector de la Cordillera Ibérica, siendo probable que también lo sea en otros sectores.  
Su espesor más frecuente oscila alrededor de los 80 m, habiéndose reconocido en algunos puntos un espesor de más de 100 m en la parte oriental de la Hoja de Chulilla.
7. Son depósitos litorales mareales, fundamentalmente inter y supratidales, representando los tramos masivos las condiciones submareales. Cabe enmarcarlos en una extensísima llanura mareal, posiblemente con algunas limitaciones en su conexión con el mar abierto.
8. Con las mismas características está presente en toda la región comprendida en este estudio.
9. Se le atribuye una edad Cenomanense medio-superior.
10. A. QUESADA, R. REY, G. ESCALANTE (1967); J. R. MAS, A. ASENJO, A. GARCÍA (1975).



*Formación Calizas y margas de Casa Medina (12)*

1. Calizas y margas de Casa Medina.
2. Formación.
3. Equivale a la Unidad C-13 de ALONSO y MAS (1981).
4. Estratotipo: Columna estratigráfica de Casa Medina. Coordenadas:  
Long. 1° 09' 39,7"; Lat. 39° 37' 27,2".  
Otros patrones de referencia: Columna de la Huérguina. Coordenadas:  
Long. 1° 35' 25"; Lat. 40° 02' 36".  
Columna de Estenas. Coordenadas:  
Long. 1° 08' 21,9"; Lat. 39° 37' 27,2".
5. Fundamentalmente aparece representada por biomicritas y micritas wackestone y mudstone masivas, que progresivamente hacia su techo se hacen nodulares y a techo margas algo dolomitizadas. El contenido fosilífero es relativamente abundante, particularmente la microfauna y microflora, pues aparecen Foraminíferos bentónicos y planctónicos y abundantes Dasycladáceas.  
En cuanto a la macrofauna, aparecen sobre todo Bivalvos, generalmente Ostreidos, Braquiópodos, Equínidos, Rudistas, fragmentos de Equinodermos, a veces Ammonites y también puede haber Ostrácodos.  
Se apoya siempre sobre la Formación dolomías tableadas de Villa de Ves en contacto normal y brusco, llegando incluso localmente a existir entre ambas una costra ferruginosa.
6. Ocupa toda la Región Septentrional; únicamente dada la tendencia del mapa de Isocapas a la disminución de espesores hacia SW se puede suponer que hacia ese sector llegue a desaparecer, pero la falta de afloramientos no permite asegurarlo. También disminuyen, pero de forma más rápida, hacia el SE. En la parte central coincidiendo con la hoja 1:50.000 de Chulilla se sitúa una zona de depocentro alargada en dirección SSN-NNE y abierta hacia el N. Dentro de la Región Meridional únicamente debe estar representada en algunos sectores nororientales.
7. Condiciones de sedimentación: plataforma carbonatada abierta relativamente profunda.
8. No se puede descartar que esta Formación presente cambios laterales con la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada en la Región Meridional. Pero en general no parece presentar cambios laterales con ninguna otra unidad litoestratigráfica diferenciada en toda la zona.
9. Turonense inferior.
10. ALONSO Y MAS (1981), RAMÍREZ DEL POZO (1972), MELÉNDEZ et al. (1979), MÓJICA Y WIEDMAN (1977).

*Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (13)*

1. Dolomías de la Ciudad Encantada.
2. Formación.
3. Fue definida como tal por MELÉNDEZ, F. (1971) y posteriormente por MELÉNDEZ, F. y RAMÍREZ DEL POZO (1972) y MELÉNDEZ, F. et al. (1975). Equivale a la parte inferior de los conjuntos «Senonense» de SÁENZ (1932), «Emscheriense-Turonense», de RICHTER y TEICHMULLER (1933) y «Turonense-Senonense» de VILLARD y GRAMBAST (1969).
4. Estratotipo: Columna de la «Peña del Fraile» (Tragacete). Otros patrones de referencia: Columna de Ciudad Encantada y Uña.
5. Está constituida fundamentalmente por Dolomías de aspecto masivo, de color típicamente pardo en afloramiento y gris claro en fractura. Presenta un carácter geomorfológico muy acusado, dando lugar a un escalón topográfico importante, frecuentemente extrapolado o en «cejo», y con formas de erosión muy características, ruiniformes, en «tormo» o en «Ciudades encantadas» cuando su buzamiento es próximo a la horizontal.  
Sus contactos, tanto inferior como superior, son graduales, y dentro de un espesor general medio de 80 a 100 m., se distinguen los siguientes tramos de base a techo:
  - Dolomías de grano fino bien estratificadas, localmente tableadas, en las que cuando la dolomitización no es muy intensa se puede reconocer una biofacies continuación de la de la formación inferior, con abundantes foraminíferos.
  - Dolomías masivas con Rudistas, formadas por megalentejones imbricados y/o en relevo, que localmente pueden presentarse como bancos superpuestos.
  - Brechas dolomíticas con disposición en estratificación cruzada.
  - Y finalmente 5-10 m. de micritas y biomicritas dolomitizadas, wackstone con Gasterópodos, Braquiópodos, Lamelibranquios, Rudistas y Corales, localmente biostromales, con laminación irregular, muy bioturbadas y con abundantes costras ferruginosas.
6. Esta unidad se reconoce en toda la región con características similares aunque con variación de espesores. Marca un momento clave de homogeneización de las condiciones sedimentarias en la cuenca.
7. Depositada en condiciones marinas, de plataforma continental somera, con probable formación de parches arrecifales y barras litorales.

8. Como se ha dicho es reconocida en toda la zona y dentro de ella, se mantiene con las mismas características.
9. Su edad es Turonense inferior, quizá pueda alcanzar el medio-superior.
10. MELÉNDEZ, F. (1971, 1975); MELÉNDEZ, F. et al. (1972, 1975).

#### *Formación Margas de Alarcón (14)*

1. Margas de Alarcón.
2. Formación.
3. Es una unidad de nueva creación. Aunque en trabajos regionales era conocida, nunca se había distinguido como unidad formal separada, sino más bien como límite entre unidades cartografiadas o como capa guía.
4. Dentro de la región de Alarcón se ha elegido como localidad tipo la cantera situada sobre el túnel de la CN-III, Madrid-Valencia, p. k. 183.700 (Latitud 39° 33' 50", Longitud 2° 06' 40", Coordenadas UTM, meridiano de Greenwich).
5. En dicha localidad tipo, la unidad está compuesta por 6 m. de margas nodulosas, de aspecto generalmente caótico. La mitad inferior es más calcárea y nodulosa (wackestones de micritas peletíferas e intraclásticas y fosilíferas en la base). A mitad del tramo comienzan a aparecer colonias de *Microcodium* que aumentan progresivamente hacia el techo, dentro de una litología más mar-gosa. En general está afectada por procesos de karstificación. Los límites, tanto inferior como superior, suelen ser bastante netos a escala de afloramiento.  
Composicionalmente está constituida por calcita, dolomita, escasos terrígenos y minerales arcillosos (montmorillonita, interestratificados ilita-montmorillonita e ilita). También se observan concentraciones irregulares de óxidos de Fe. Los tonos que presenta varían entre verdosos y amarillentos, a veces blanquecinos y violáceos.
6. Es una unidad muy característica en todo este sector de la Cordillera Ibérica. Su espesor oscila normalmente entre 4 y 15 m. Su menor competencia, fácil erosionabilidad y escasa potencia queda manifestada por una clara expresión topográfica deprimida que la hace fácilmente reconocible sobre el terreno.
7. Podemos interpretar esta Formación como un tramo cuyas texturas nodulosas y brechoides, reflejadas por zonas de microesparitización, seudoesparitización y pequeñas cementaciones locales, nos indicarían estadios tempranos de formación de paleosuelos, apoyado por la presencia de *Microcodium*. La influencia continental también se manifiesta por la existencia de Charofitas.

Se trata, por tanto, de un período regresivo apenas sin registro sedimentario que supondría la separación de dos subciclos sedimentarios, dentro del ciclo general del Cretácico Superior, apreciándose una variación en la posterior paleogeografía de la cuenca de sedimentación.

9. Su datación es imprecisa, pero se supone comprendida entre el Turoniense inferior y Santoniense.
10. Una descripción más exhaustiva, así como su interpretación más detallada, se realiza en FERNÁNDEZ CALVO (1982).

### *Formación Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (15)*

1. Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.
2. Formación.
3. Equivale a la unidad C-7 de MAS *et al.* 1975 (y a la unidad C-15 de ALONSO y MAS, 1981).

4. Estratotipo: Columna estratigráfica de Estenas (I y II). Coordenadas:

Long. 1° 08' 21,9"; Lat. 39° 27' 27,2".

Otro patrón de referencia: Columna de la Muela del Albeitar. Coordenadas:

Base: Long. 0° 58' 24"; Lat. 39° 17' 03".

Techo: Long. 0° 58' 16"; Lat. 39° 18' 45".

5. Esta Formación está constituida por biomicritas wackestone con Miliólidos y cantos negros, calcarenitas packestone e incluso grainstone con estratificación cruzada generalmente, brechas calcáreas, calizas con Rudistas, calizas con Gasterópodos y hacia techo algunas intercalaciones margosas.

Hacia la base generalmente suelen ser frecuentes los niveles de brechas calcáreas que a veces alcanzan considerable espesor, llegando localmente a ser predominante esta litología en la totalidad de la unidad. Es frecuente que esta Formación presente recristalizaciones e incluso a veces dolomitización.

El contenido paleontológico es relativamente importante, pero lo que realmente destaca es la abundancia de Foraminíferos bentónicos, predominantemente Miliólidos. Además, hay que destacar la presencia de Rudistas, Ostreidos y Gasterópodos, aunque la macrofauna es realmente poco diversificada.

Se apoya siempre sobre la Formación Margas de Alarcón en contacto normal y brusco.

6. A medida que se sube en la serie del Cretácico superior, aumentan las dificultades de observación, ya que la ausencia de afloramientos se hace más acusada. Esto es debido fundamentalmente a la estructura predominante de muelas que hace que en gran

parte los tramos más superiores hayan sido erosionados. La formación Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel acusa ya muy notablemente esta dificultad siendo escasos los sectores (Sierra de Utiel, Sierra de Malacara, Sierra Martes y el Albeitar), donde dada la complejidad tectónica es posible observarla en su totalidad en alguna serie verticalizada.

Debido a esta dificultad, sólo es posible deducir de los datos obtenidos, que el espesor de esta unidad en la Región Septentrional aumenta hacia el N, sin poder precisar con más detalle.

De todas formas, los datos puntuales de que se dispone nos permiten deducir que esta Unidad está representada en toda la zona.

7. Condiciones de sedimentación: amplia plataforma carbonatada con carácter interno y desarrollo de llanuras de marea.
8. Hacia el extremo Noroccidental de la Región Septentrional pasa a la Formación Brechas dolomíticas de Cuenca por cambio lateral de facies.
9. Campaniense (posiblemente sólo en parte) - Santoniense.
10. MAS *et al.*, 1975 (y ALONSO y MAS, 1981).

#### *Miembro Dolomías de Forata (15.1)*

1. Dolomías de Forata.
2. Miembro de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.
3. Es Unidad litoestratigráfica formal nueva, y en las diversas áreas los distintos autores, han incluido estos materiales en diferentes conjuntos litológicos.
4. En el paraje denominado Forata (término municipal de Yátova, provincia de Valencia), en la ladera oriental del Cerro de la Noria (Hoja n.º 720, Requena, del MTN). Coordenadas: Long. 0° 52' 06"; Lat. 39° 21' 50".

5. Dolomías de grano grueso, de colores grises con tonos medios, en bancos gruesos mal definidos, dando un relieve positivo. Estas características presentan tangibles variaciones según los afloramientos.

Su contenido paleontológico es muy escaso, limitándose a restos inclasificables de moluscos.

En todo el área en que esta unidad es identificable, descansa sobre la Formación Margas de Alarcón, en tránsito relativamente neto.

6. Es identificable en la región meridional de la Cordillera Ibérica, aproximadamente al Sur del paralelo de Utiel, y al Este del Meridiano de Casas Ibáñez.

Su espesor aumenta hacia el Sureste, pero sin regularidad, pudiendo variar mucho de unos afloramientos a otros, e incluso llegando

a no estar presente. Su espesor máximo reconocido es de 20 m, oscilando su espesor más frecuente alrededor de los 10 metros.

7. Por sus características litológicas y su escaso contenido paleontológico, no pueden indicarse con seguridad sus condiciones de depósito. Por sus relaciones verticales y laterales con la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, en la cual se enmarca, se interpreta como una facies diagenética formada sobre materiales de características muy similares a los de dicha Formación.
8. Esta unidad se enmarca en la base de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, en paso lateral y vertical de facies, en general neto y sin indentaciones.
9. Se le atribuye una edad Coniaciense-Santonense.

#### *Formación Brechas dolomíticas de Cuenca (16)*

1. Brechas Dolomíticas de Cuenca.
2. Formación.
3. Equivale a las «Carniolas del Cretácico superior», de SAENZ (1932), nombre conservado por MELÉNDEZ, F. (1971), y a la parte superior del «Senonense», de RICHTER y TEICHMULLER (1933) y del «Turonense-Senonense» de VIALARD y GRAMBAST (1969).
4. Estratotipo: Columna de Villalba de la Sierra (Cuenca).  
Otros patrones de referencia: Columna de Cuenca, Peña del Fraile (Tragacete) y Priego.

5. Está constituida casi exclusivamente por brechas dolomíticas masivas, de color gris, sin estratificación, con carácter geomorfológico poco definido, con formas de erosión ruiformes, oquerosas o en «ventanos».

Sus contactos son graduales, pudiendo afectar la brechificación tanto al techo de la Formación inferior, como a la base de la superior, siendo entonces difícil separarlas. Su espesor es difícil de calcular, considerándose un valor medio general, del orden de 150 m. Se distinguen los siguientes tramos de base a techo:

- 8-10 m de micritas e intrabiomicritas, wackestones, parcialmente dolomitizadas con una biofacies muy característica de foraminíferos.
- Brechas dolomíticas de textura rudstone, parcial a fuertemente dolomitizadas.
- Dolomías brechoideas con disolución de cantos y gran porosidad.
- Y, finalmente, brechas calcáreas, con cantos y matriz micrítica recrystalizada, de textura rudstone, que pasa progresivamente hacia el techo a packstone y grainstone. Presenta una biofacies de foraminíferos con escaso valor cronológico.

En los sondeos petrolíferos próximos de la Alcarria esta unidad está representada por una alternancia de dolomía y anhidrita bien estratificada, habiéndose interpretado su aspecto en superficie como causado por la disolución de la anhidrita por aguas meteóricas que habrían producido el colapso y brechificación de la dolomía («brechas de colapso») y su aspecto carniolar, con desaparición de la estratificación.

6. La extensión ocupada abarca la mayor parte de la provincia de Cuenca y el Sur de la de Guadalajara.
7. Ambiente de sedimentación: Sebkha supra e intramareal, con influencia marina a base y techo.
8. Hacia el Norte pasa gradualmente y en su parte inferior a las «Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera», mientras que hacia el SE cambia en su totalidad a las «Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel».
9. Santoniense-Campaniense.
10. MELÉNDEZ, F. (1971, 1975); MELÉNDEZ *et al.* (1972, 1975, 1981).

#### *Formación Calizas y margas de Sierra Perenchiza (17)*

1. Calizas y margas de Sierra Perenchiza.
2. Formación.
3. Esta unidad ha sido definida informalmente bajo el nombre genérico de «Cretácico superior continental» por GUTIÉRREZ *et al.* (1973). Las variaciones laterales de esta unidad han recibido los nombres de «Crétacé supérieur continental» (VIALARD y GRAMBAST, 1968); «Facies Garumnense» (MELÉNDEZ-HEVIA, 1971); «Complejo Paleógeno-Cretácico superior de Siete Aguas» (ASSENS *et al.*, 1973); «Couchés à Charophytes de Mas de Rosildos» (CANEROT, 1974).
4. Ante la imposibilidad de fijar una sección-tipo completa, se ha designado como referencia el área donde esta unidad se presenta con mayores espesores. Así, pues, la localidad-tipo de la Formación Calizas y margas de Sierra Perenchiza está situada en el borde SE de dicha sierra, próxima al corral de Mañet. Las coordenadas geográficas de la sección en dicho punto son: Techo, 39° 25' 10" latitud N y 0° 33' 26" longitud W. Muro, 39° 25' 24" latitud N y 0° 33' 15" longitud W. Se completa la sección-tipo con los materiales que afloran en el borde SE de la Sierra de Besorí, en el lugar conocido como Fuente Almaguer, donde se puede observar el contacto con los materiales suprayacentes. Las coordenadas del punto son: 39° 17' 05" lat. N y 0° 29' 05" long. W. Proponemos como paraestratotipos el corte situado a unos 1.500 m al N de Venta Gaeta, entre esta localidad y Los Herreros, al NW de la Muela del Albeitar; el corte del desfiladero del barranco del

Agua, al SE de Chera, en la cola del pantano de Buseo; el perfil del barranco de Cueva Ahumada, en el margen NE de la Sierra de Besorí y la cantera del km 3 de la carretera de Ayora a Carcelen.

5. El espesor medido en el área-tipo es del orden de los 300 m. Fundamentalmente los materiales son calizas bien estratificadas, fértidas con texturas de soporte micrítico y muy abundantes y variables aloquímicos, en especial intraclastos. Esporádicamente presentan intercalaciones de margas blancas y grises. El contenido paleontológico lo forman caráceas, ostrácodos, gasterópodos de agua dulce, huesos y fragmentos de huevos de dinosaurios, dientes de peces, etc.

El límite de la unidad es gradual en la base, pasando a calizas y/o dolomías marinas y neto y discordante con los materiales detríticos del Terciario inferior en el techo.

6. Esta unidad es de ámbito regional. Se reconoce en el Maestrazgo, en la Cordillera Ibérica meridional y septentrional y en el borde NE del Prebético.

El espesor es muy variable, siendo el máximo en el área-tipo y alcanzando 30 m visibles al N de Ayora; 49 m en el barranco del Agua (Chera); 14 m en la Muela del Albeitar, y 50 m en el barranco de Cueva Ahumada (Sierra de Besorí).

7. Por el contenido en fauna y flora, así como por la litología de los materiales y las texturas que éstos presentan, el medio sedimentario correspondería a una plataforma carbonatada extensa y poco profunda de agua no marina.
8. La Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza pasa lateralmente hacia el NW a la Formación Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra. Hacia el SE (Prebético externo) la unidad se relaciona con el tramo V de la Formación Creu (PULIDO-BOSCH, 1979). Los límites inferiores son la Formación Calizas y Brechas Calcáreas de Utiel y la Formación Brechas Dolomíticas de Cuenca. El límite superior viene marcado por una discordancia con los materiales detríticos del Terciario inferior.
9. La edad de la Formación es Campaniense-Maastrichtiense. Sin embargo, hacia el SE el límite inferior va siendo progresivamente más alto, hasta alcanzar la base una edad Maastrichtiense superior en el Prebético externo (zona del Puerto de Ollería y Las Baterías, al S de Játiva).
10. GUTIÉRREZ *et al.* (1973); GUTIÉRREZ *et al.* (1975); ELIZAGA *et al.* (1978).

#### *Formación Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (18)*

1. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra.
2. Formación.



3. Esta unidad ha sido descrita informalmente bajo la denominación de «Niveau inférieur, moyen et supérieur...» por GUTIÉRREZ y ROBLES (1976), y designa a los materiales del Senoniense continental de la Serranía de Cuenca. También ha recibido los nombres de «Crétacé supérieur continental» (VIALARD y GRAMBAST, 1968; VIALARD, 1973); «Facies Garumniense» y «Facies Garumn» (MELÉNDEZ-HEVIA, 1973, 1975; RAMÍREZ DEL POZO y MELÉNDEZ-HEVIA, 1972; SÁNCHEZ SORIA, 1975. Estos términos han sido criticados por GUTIÉRREZ y ROBLES (1979).
4. Designamos como sección-tipo el corte del Barranco de la Haceauilla, 2,5 km al N de Villalba de la Sierra. Las coordenadas geográficas son: Muro, 40° 15' 35" latitud N y 2° 04' 10" longitud W (Greenwich), y Techo, 40° 15' 10" latitud N y 2° 05' 10" longitud W. Proponemos como paraestratotipos las secciones de El Santerón y el del Barranco del Bodegón, al SW de Vallanca. El corte entre los km 20-22 de la carretera de Albalate de las Nogueras a la Frontera; perfil de La Dehesilla, 1 km al NW de Torrecilla. Área del sinclinal de la Parra de las Vegas, cerca de Valeria.
5. El espesor medido en la sección-tipo es de 157 m, y los materiales que la componen son margas blanquecinas y amarillentas con finas intercalaciones de arcillas marrón y verdes y pequeños lentejones de calizas micríticas arcillosas y fétidas. Yesos blancos y margas yesíferas grisáceas y arcillas de colores abigarrados con pequeñas intercalaciones de margas grises y arcillosas en bancos finos y discontinuos. La estratificación es mala y difusa, estando los materiales acaravados. El contenido paleontológico está formado por caráceas muy abundantes, ostrácodos, gasterópodos de agua dulce, numerosos restos de huevos de dinosaurios. El límite de la unidad es neto en la base y gradual o discordante en el techo.
6. El ámbito de la unidad es local y casi circunscrito a la Sierra de Altomira, Serranía de Cuenca y Montes Universales. El espesor es muy variable, de 0 a 500 m, alcanzando el máximo espesor en la zona de La Frontera.
7. Del contenido faunístico, la flora y la naturaleza de los materiales se puede deducir para esta unidad un medio sedimentario de tipo pantanoso con una fase árida (sedimentación de evaporitas).
8. La Formación Márgas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra pasa lateralmente, hacia el SE, a la Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza y se acuña rápidamente hacia el N y W. El límite inferior lo forma la unidad Brechas Dolomíticas de Cuenca. El límite superior es transicional hacia los materiales del Terciario inferior en la zona del Santerón y neto y discordante en el resto del área.

9. La edad de la Formación es Campaniense-Maastrichtiense.
10. GUTIÉRREZ y ROBLES, 1976.

#### 8.4. Cronoestratigrafía

El Cretácico de este sector de la Cordillera Ibérica, desde el punto de vista litológico, presenta una profusión de facies detrítico-terrágenas y dolomíticas, y desde el punto de vista sedimentológico, predominan las facies litorales, siendo abundantes también las facies continentales. Todo ello revierte en general en un pobre contenido paleontológico con valor cronoestratigráfico, lo que ha hecho que hasta fechas muy recientes sea discutida la posición cronoestratigráfica precisa de buena parte de su registro sedimentario.

A continuación se señala la posición cronoestratigráfica de las formaciones diferenciadas en el anterior apartado, y cuyas relaciones de yacencia y laterales ya se han expresado. Se citan en orden de más antiguas a más modernas, y para aquellas entre las que existen equivalencias laterales, se ha preferido comenzar comentando la conoestratigrafía de la que presentan mayor fiabilidad.

Los materiales más antiguos son las «Arcillas y areniscas de la Aldea de Cortés». Tan sólo se han identificado *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES & REY y *Pseudocyclammia* sp. cf. *lituus* (YOKOYAMA) (MAS, 1981), lo que, unido a la discordancia cartográfica que por su base las separa de los materiales jurásicos y a la discontinuidad de su techo con las unidades suprayacentes, se les asigna a estos materiales una edad Valanginiense-Hauteriviense.

En las «Arenas y arcillas del Collado» se ha reconocido una asociación palinológica del Barremiense inferior (MAS & DOUBINGER, 1981; MAS, 1981), y pasan lateralmente a las Calizas de la Huérguina, y en estas últimas se han identificado unas faunas de Ostrácodos y Characeas (MELÉNDEZ & RAMÍREZ DEL POZO, 1972; MELÉNDEZ *et al.*, 1974; ASSENS *et al.*, 1973; ARIAS, 1978), lo que, unido a las discontinuidades sedimentarias que la limitan (GARCÍA, 1974-1977; MAS, 1981), permiten determinar una edad Hauteriviense-Barremiense inferior.

En las «Arcillas de Contreras» se han identificado Characeas (FOURCADE, 1970; VILLARD, 1973; ASSENS *et al.*, 1973; MELÉNDEZ *et al.*, 1974; ARIAS, 1980; MAS, 1981, etc.) que permiten determinar una edad techo del Barremiense inferior-Barremiense superior. Como quiera que estos materiales se indentan por su techo con las «Calizas de Malacara» (GARCÍA, 1977; ARIAS, 1980; MAS, 1981, etc.), se considera que al menos en algunos sectores abarcan parte del Bedouliense, pudiendo, por tanto, en algunas áreas alcanzar el Aptense inferior.

Las «Calizas con Rudistas del Caroch» son fundamentalmente aptenses, siendo varios los autores que han aportado datos para una



*Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER, y, finalmente, en su techo se localiza, en algunos puntos, *Orbitolina (M) parva* (DOUGLAS). Por todo ello, estas calizas son fundamentalmente bedoulienses, aunque por su base en la zona más meridional puede comprender el final del Barremiense, y hacia su techo se sitúa el límite Bedouliense-Garganiense.

A las «capas de Mirasol», por su posición estratigráfica, se las atribuye una edad Bedouliense s. 1.

Las «Arenas y arcillas del Burgal» no han aportado datos paleontológicos que permitan identificar su edad, pero por su posición estratigráfica y, al estar en algunos cortes limitadas por su base y techo por calizas con *Orbitolina (M) parva* (DOUGLAS), se las considera de edad Gargasiense inferior, aunque pueden extenderse quizá hasta el límite con el Albense.

En las «Calizas del Buseo» se han identificado *Orbitolina (M) subconca* (LEYMERIE) (Sp. A. de FOURCADE & RAULT, *O. (M) melendezi* de RAMÍREZ), *Orbitolinopsis reticulata* MOULLADE y PEYBERNES, culminando con la aparición de *Pseudochoffatella cuvillieri* DELOFFRE, con lo que cabe asignar a esta unidad una edad de Gargasiense-Clansayense.

Las «Calizas, margas y areniscas de Sacaras» están en general mal caracterizadas paleontológicamente. Por los trabajos de ARIAS & WIEDMAN, 1977, con Ammonoideos; ARIAS & DOUBINGER, 1980, sobre datos palinológicos; FOURCADE, 1973, con foraminíferos bentónicos, así como el contexto estratigráfico regional, cabe asignarles una edad Albense.

Las «Arenas de Utrillas» constituyen, sin duda, la unidad más diacrónica, tanto por su base como por su techo, de todas las consideradas. Es fundamentalmente azoica (desde el punto de vista cronoestratigráfico) y, por su posición estratigráfica y sus relaciones de cambio lateral a otras unidades, se las puede asignar a una edad comprendida dentro del intervalo Albense-Cenomanense. En el mismo intervalo de tiempo se ubican los «Conglomerados y arenas de Peñas de San Pedro».

Las «Calizas de Aras de Alpuente» tienen una edad Albense superior-Vraconiense. Las «Calizas de Estenas» son de edad Albense superior por la presencia de *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE), que ha sido citado por muchos autores (FOURCADE, 1970; VIALARD, 1973; GARCÍA *et al.*, 1978, etc.). En las «Margas de Losilla» se han identificado *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE), *Orbitolina (O.) gr. conca*, *Orbitolina (C.) cuvillieri* (MOULLADE *et al.*) (MAS, 1981), por lo que se les asigna una edad de Albense superior-Vraconiense. Las «Calizas de la Bicuercas» presentan hacia su base *Neorbitolinopsis conulus* (FOURCADE & GARCÍA, 1982) y hacia su parte alta *Orbitolina (O.) duranddelgai* SCHROEDER, *Orbitolina (C.) cuvillieri* (MOULLADE *et al.*) y *Orbitolina (O.) conca* (LAMARCK) (GARCÍA *et al.*, 1978; FOURCADE & GARCÍA, 1982; GARCÍA *et al.*, 1981). Por todo ello, cabe identificar una edad Vraconien-

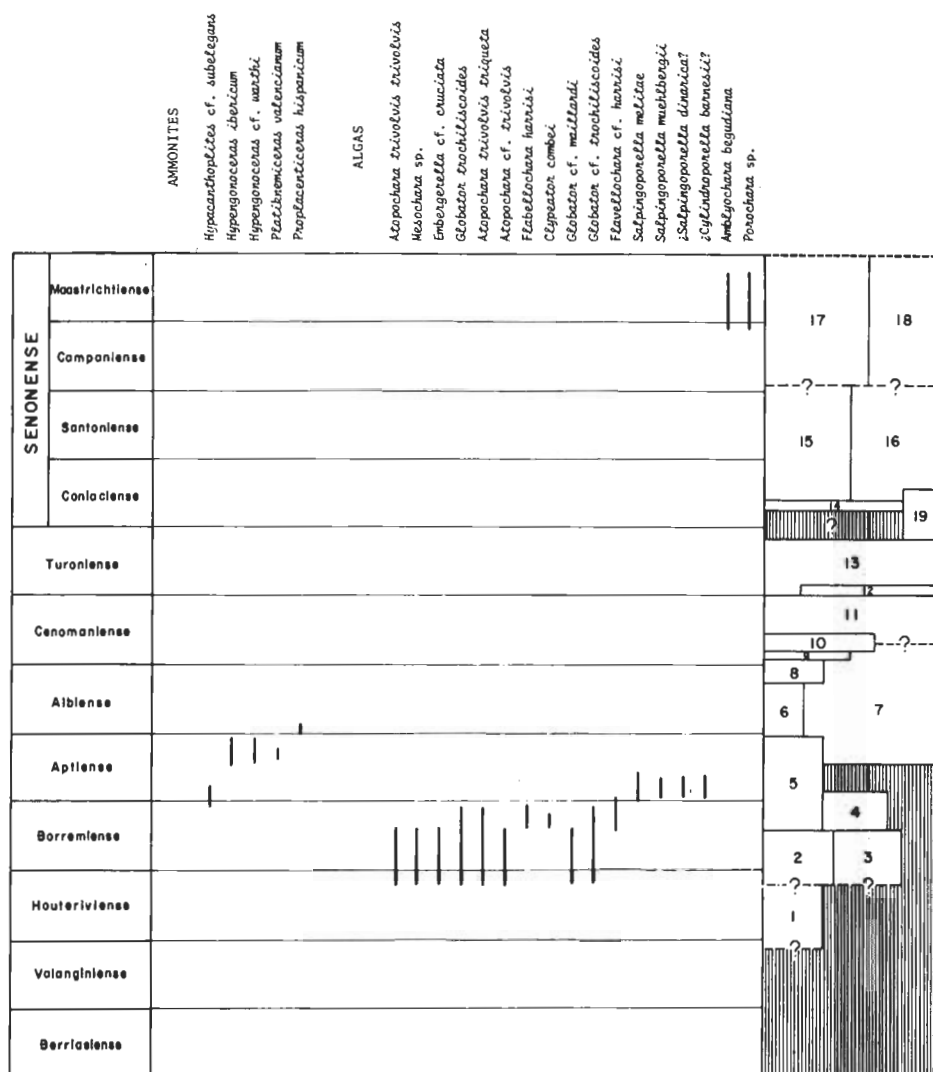


FIG. 8.6.—Distribución de los principales Ammonoideos y algas.

se, con su base Albense superior s. e., y quizá en su techo sea Cenomanense inferior.

Las «Margas de Chera» presentan *Orbitolina* (*M*) *aperta* (ERMAN), *Orbitolina* (*C*) *cónica* (D'ARCHIAC) (MAS & WIEDMANN, 1980; MAS, 1981), *Pseudedomina* *viallii* (COLALONGO), *Ovoalveolina* *maccagnoae* de Castro (FOURCADE & GARCÍA, 1982) por lo que se les asigna una edad Cenomanense inferior.

Las «Dolomías de Alatoz» son azoicas, pero lateralmente presentan facies calcáreas con *Orbitolina* (C) *cónica* (D'ARCHIAC), *Praealveolina ibérica* REICHEL, *Pseudedomia drorimensis* REISS, Hamaoui & ECKER (GARCÍA *et al.*, 1971; FOURCADE & GARCÍA, 1982), por lo que representan al Cenomanense inferior-medio.

Las «Dolomías tableadas de Villa de Vés» son prácticamente azoicas. Por su posición estratigráfica por encima de las «Dolomías de Alatoz» y debajo de las «Calizas y margas de Casas Medina», y presentando en las inmediaciones de Cuenca un nivel a techo con *Praealveolina ibérica* REICHEL, *Pseudedomia drorimensis* REISS HAMAOUÍ & ECKER (VIALARD, 1973; GARCÍA, 1982), cabe asignarles una edad Cenomanense, probablemente Cenomanense medio en parte y Cenomanense superior.

Las «Calizas y margas de Casas Medina» contienen ammonoideos que permiten identificar el Turonense inferior (WIEDMANN, 1974).

Las «Dolomías de la Ciudad Encantada» son muy pobres en fauna clasificable. Algunos hallazgos aislados en su techo, de foraminíferos (MELÉNDEZ *et al.*, 1974) o de rudistas (FERNÁNDEZ CALVO, 1982), así como por su posición estratigráfica, permiten su atribución al Turonense inferior.

Las «Margas de Alarcón» constituyen una unidad azoica desde el punto de vista cronoestratigráfico. Por evolución del Cretácico en esta región, y por comparación con la estratigrafía del Cretácico de otras áreas, pudiera atribuirse una edad Coniaciense. Esta asignación cronoestratigráfica ya ha sido utilizada con anterioridad por otros autores (WIEDMAN, 1974; FERNÁNDEZ CALVO, 1982).

Las «Dolomías de Forata» son una unidad azoica y por su posición estratigráfica y relaciones laterales, se les atribuye una edad Santoniense.

Las «Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel», contienen una rica asociación de foraminíferos, característica del Cenomanense; entre éstos cabe destacar la presencia de *Lacazina elongata* MUNIER-CHALMAS cerca de su base y *Murciella cuvillieri* (FOURCADE) prácticamente en su techo y en las regiones más meridionales. Estos dos datos más notables dentro del cortejo micropaleontológico, que presentan, permiten con cierta precisión asignar una edad Santoniense-Campaniense.

Las «Brechas dolomíticas de Cuenca», por su posición estratigráfica y relación lateral de cambio de facies con las «Calizas y Brechas Calcáreas de la Sierra de Utiel», se las considera en la misma posición cronoestratigráfica que a estas últimas.

Para las «Calizas y Margas de Sierra Perenchiza», tanto RAMÍREZ DEL POZO y GIANNINI (1972), como GUTIÉRREZ *et al.* (1973) determinan una edad Campaniense-Maastrichtiense, en base a la presencia de *Amblyochara begudiana* y *Provochara sp.* Asimismo, los primeros identifi-

can *Murciella cuvillieri* en el corte de Collado Uman, y los segundos encuentran varios niveles con *Lychnus* en Sierra Perenchiza.

La misma edad representan las «Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra», también en base a su contenido en Characeas.

Todos estos datos aparecen reflejados en las figuras 8.5 y 8.6, elaboradas tanto en base a bibliografía como a trabajos inéditos.

### 8.5. Distribución de facies

El análisis del reparto, geometría, facies y posición cronoestratigráfica de las formaciones cretácicas diferenciadas nos ha permitido establecer la distribución de los principales ambientes sedimentarios para cada intervalo cronoestratigráfico diferenciado.

La elección de intervalos se ha realizado en función de la seguridad en las dataciones, o teniendo en cuenta los momentos de cambios paleogeográficos importantes dentro del Cretácico.

En el Berriasiense (Fig. 8.7.1) sólo se conocen materiales marinos con características similares a las del Portlandiense en la zona de Jumilla-Yecla. En las restantes áreas o no hubo sedimentación, o si la hubo los materiales fueron erosionados posteriormente.

Durante el Valanginiense-Hauteriviense (Fig. 8.7.2) (sin poder precisar más ya que los fósiles encontrados no lo permiten), la influencia marina avanzó rápidamente en una cuenca estrecha y alargada prefijada por una tectónica de basamento asociada a la reactivación de desgarres tardihercínicos, con directrices NW-SE fundamentalmente. Se instalan ambientes de lagoon y llanuras de marea, las cuales a su vez estarían bordeadas hacia el NW por llanuras aluviales costeras con cierta influencia mareal.

En la región de Jumilla-Yecla, la sedimentación sería marina, de carácter arrecifal.

En el Barremiense inferior (Fig. 8.7.3), abarcando también probablemente el Hauteriviense superior, la sedimentación continúa en un surco estrecho que alcanzaría posiciones más septentrionales, desarrollándose también en otros puntos dentro del Golfo de Albacete.

Durante esta etapa se instalaron de forma predominante en toda la cuenca dentro del Surco Ibérico, ambientes parálcos con carácter más litoral hacia el extremo suroriental y más continental cuanto más hacia el NW, existiendo una estrecha franja de conexión entre ambas en la que predominan ambientes de marismas con carácter mixto terrígeno-carbonatado.

En general, dentro de este conjunto de ambientes parálcos, las facies carbonatadas predominan hacia el SW en el Golfo de Albacete, mientras que las siliciclásticas se concentran hacia el umbral de Javalambre-Macizo Valenciano.

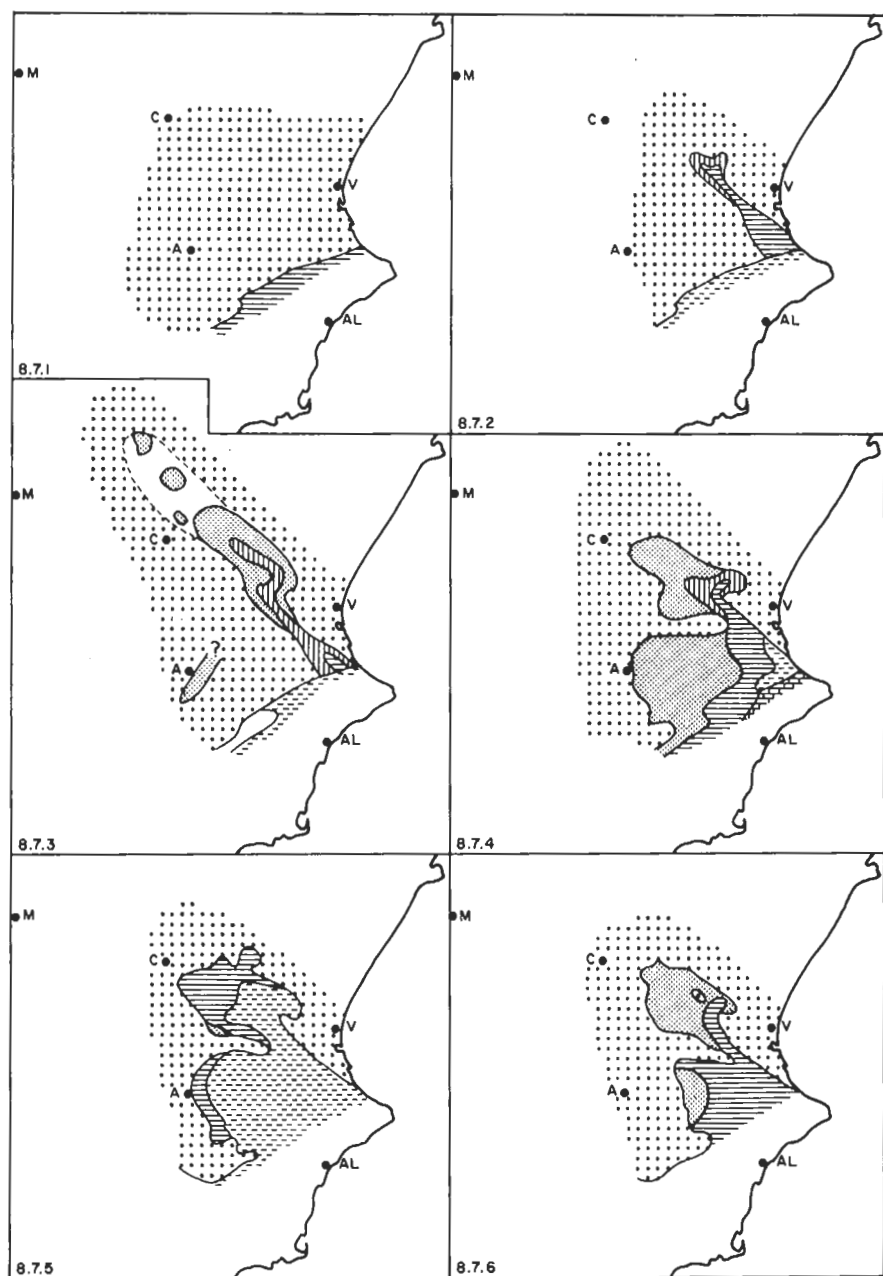


FIG. 8.7.—*Mapas paleogeográficos*.—8.7.1. Berriasiense.—8.7.2. Valanginiense-Hauteriviense?—8.7.3. Barremiense inferior.—8.7.4. Barremiense superior.—8.7.5. Bedouliense.—8.7.6. Gargasense inferior. (De VILAS *et al.*, 1982.)



En el área nororiental de la zona Jumilla-Yecla, la sedimentación tiene carácter carbonatado con gran influencia marina.

A partir de este momento cambia ostensiblemente la paleogeografía de la región, ya que ha habido un intervalo importante de inestabilidad tectónica.

Comienza esta nueva etapa con la instalación, durante el Barremiense superior (Fig. 8.7.4) de llanuras aluviales costeras, asociándose con ellas amplias llanuras de inundación, lutíticas, con subambientes lacustres. En la parte más suroriental predominan ambientes tranquilos de una plataforma interna carbonatada de tipo urgoniano con amplio desarrollo de los Rudistas, esencialmente Requiénidos. Esta plataforma penetra hacia el SW, por la zona de Jumilla-Yecla. Entre estos ambientes marinos y aquellos continentales existe una amplia franja de ambientes litorales con carácter mixto terrígeno-carbonatado, rodeados a su vez por su parte norte por marismas. Hay que destacar, que es la primera etapa de sedimentación generalizada en el Golfo de Albacete.

En el Beduliense (Fig. 8.7.5) se instala en la cuenca una plataforma de tipo urgoniano, con ambientes de plataforma interna carbonatada tranquila, con gran desarrollo de Rudistas, fundamentalmente Requiénidos y Monopleuridos. Bordeándola por el norte y el oeste existe una franja litoral con carácter mixto terrígeno-carbonatado en la que se desarrollan barras costeras, canales y llanuras de marea.

El Gargasiense inferior (Fig. 8.7.6) corresponde a una etapa regresiva, con una brusca llegada de materiales terrígenos fundamentalmente desde la Meseta a la cuenca, instalándose llanuras aluviales costeras. En la región oriental aparecen ambientes litorales de lagoon mixto terrígeno-carbonatado, con carácter más abierto cuanto más hacia el Sur.

Durante el Gargasiense superior-Clansayense (Fig. 8.8.1), se produjo la instalación de una nueva plataforma urgoniana de menor extensión que la anterior, que en las zonas más externas presenta gran desarrollo de Rudistas (Requiénidos y Monopleuridos) y Corales. Bordeando esta plataforma había ambientes litorales con carácter mixto terrígeno-carbonatado con desarrollo de barras costeras y llanuras de marea.

Esta etapa termina con una llegada importante de materiales terrígenos a gran parte de la cuenca, correspondiendo al Albense inferior-medio (Fig. 8.8.2), constituyendo la base de las «Arenas de Utrillas». Los depósitos correspondientes a este tiempo y que muestran una mayor influencia marina de plataforma interna carbonatada quedan limitados a la zona más oriental. En la parte occidental y septentrional de la cuenca aparecen ambientes de llanuras aluviales y llanuras costeras que en sus áreas más distales estaban claramente influidas por las mareas. Entre ellas aparece una franja de carácter litoral mixto terrígeno-carbonatado con barras costeras y lagoon.

A partir de este momento comienza la expansión de la cuenca, sobrepasando el Umbral de Javalambre-Macizo Valenciano. Este proceso

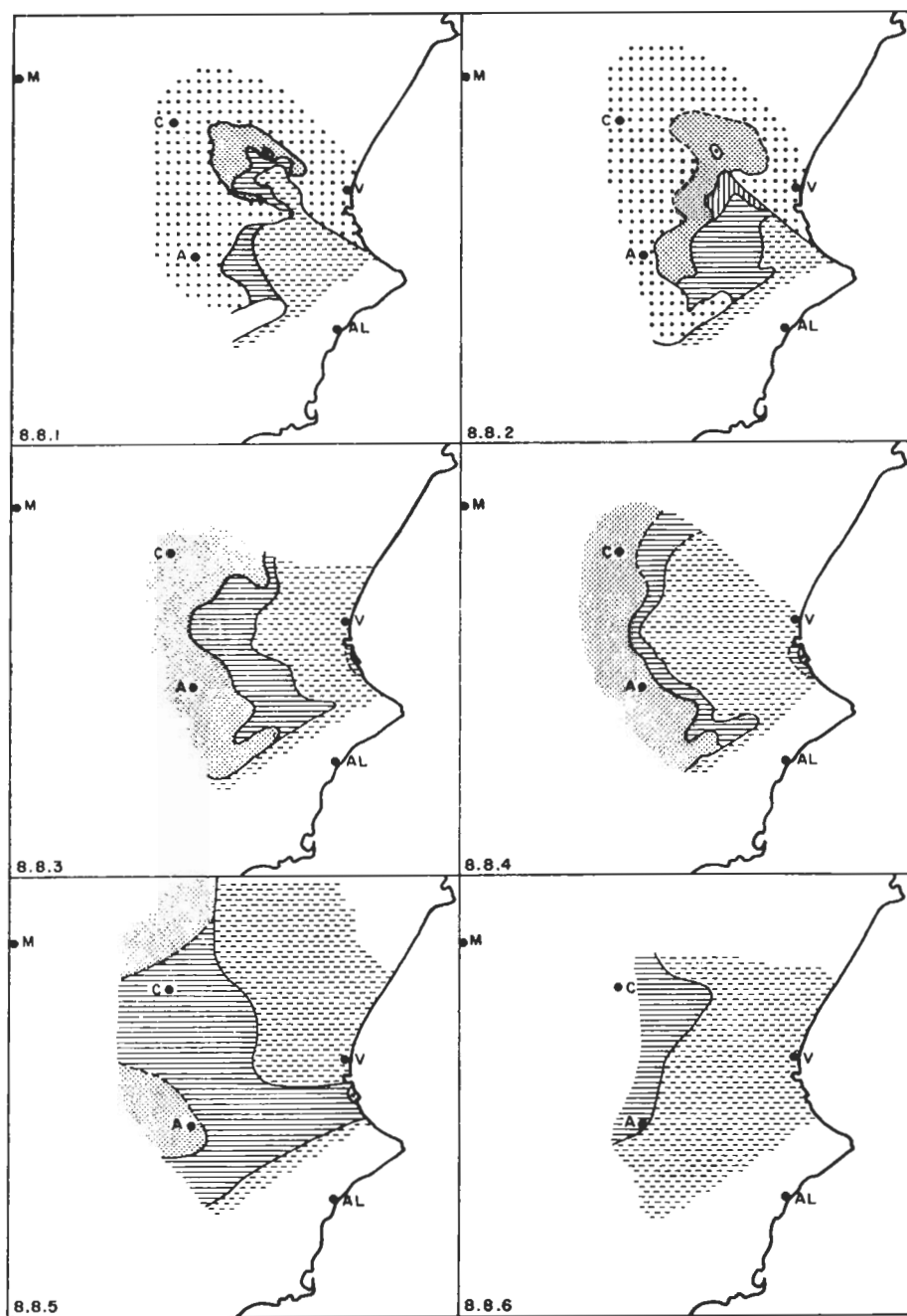


FIG. 8.8.—*Mapas paleogeográficos*.—8.8.1. Gargasien superior.—8.8.2. Albense inferior-medio.—8.8.3. Albense superior.—8.8.4. Vraconiense.—8.8.5. Cenomanense inferior.—8.8.6. Cenomanense «medio». (De VILAS *et al.*, 1982.)

presenta dos impulsos transgresivos: uno, correspondiente al Albense superior (Fig. 8.8.3), en el que se instaló una plataforma interna carbonatada, bordeándola al W ambientes litorales con carácter mixto terrígeno-carbonatado, con una zona más occidental, paralela a la anterior, en la que se localizan facies correspondientes a llanuras aluviales, de proximales a distales, que corresponden a la Formación Arenas de Utrillas. En el segundo impulso que tuvo lugar durante el Vraconiense (Figura 8.8.4), tras un corto episodio regresivo, se instala de nuevo una plataforma interna carbonatada, siendo esta vez más extensa y de carácter más complejo.

Como resultado de todo esto la cuenca presenta unas condiciones a partir de las cuales durante el Cenomanense se produce una neta homogeneización de la misma, con la instalación definitiva de una plataforma epicontinental relativamente estable en todo el dominio ibérico.

La sedimentación en esta plataforma durante el Cenomanense inferior (Fig. 8.8.5), comienza en la parte oriental con ambientes de lagoon abierto carbonatado con fuerte influencia de terrígenos finos. En la parte occidental y meridional predominan ambientes de lagoon restringidos con carácter mixto de terrígenos finos y carbonatos, con los que se relacionan amplias zonas de llanuras de marea fangosas, pasando hacia el NW y W a facies terrígenas continentales.

Durante el Cenomanense «medio» (Fig. 8.8.6) se instala en toda la región una plataforma interna carbonatada.

El Cenomanense superior (Fig. 8.9.1), se caracteriza por un hecho fundamental que es la homogeneización general de la cuenca, con la instalación de amplias llanuras de marea carbonatadas.

En el Turonense inferior comienza otro período transgresivo, que en una primera etapa (Fig. 8.9.2) produce una homogeneización total, con la instalación de una amplia plataforma carbonatada basculada hacia el Norte, en donde se localizan los ambientes más externos, con Ammonites y Foraminíferos planctónicos. En una segunda etapa se inicia la tendencia regresiva, formándose una rampa carbonatada con zonas más externas de sedimentación micrítica y «patches» de Rudistas, y otras zonas más someras con desarrollo de grandes barras calcareníticas.

Después de esto, hay en toda la región un claro episodio de interrupción que debe comprender al menos el Turonense Superior y parte del Coniaciense, ya que hasta la actualidad no se ha encontrado fauna característica de dichas edades.

A partir de este momento (Fig. 8.9.3), se instala una amplia plataforma interna carbonatada somera y compleja que tiene su máximo desarrollo durante el Santiense superior (Fig. 8.9.4).

La tendencia regresiva culmina durante una segunda etapa desarrollada en el Campaniense superior-Maastrichtiense (Fig. 8.9.5), y en la

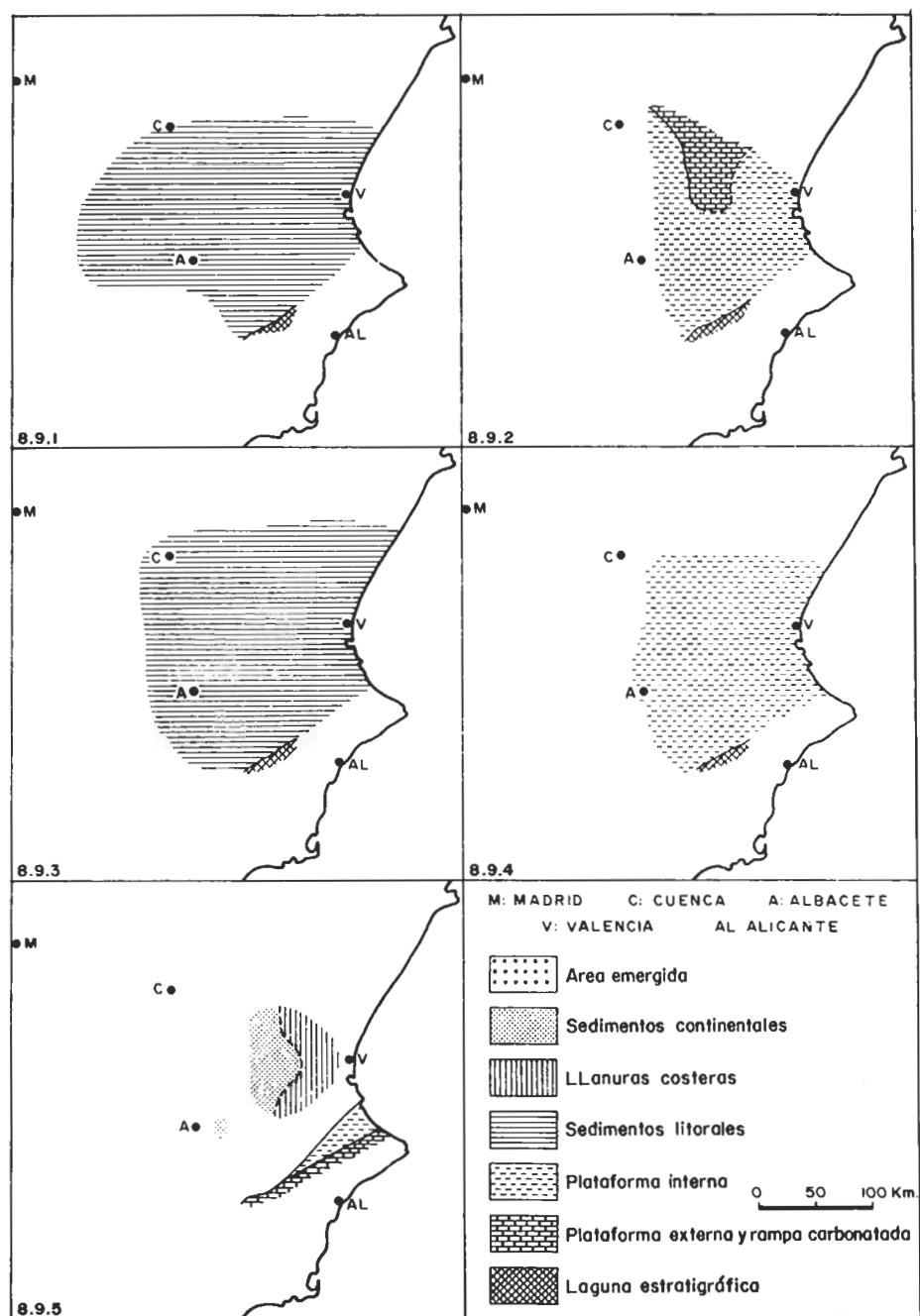


FIG. 8.9.—Mapas paleogeográficos.—8.9.1. Cenomanense superior.—8.9.2. Turonense inferior (base).—8.9.3. Coniaciense superior.—8.9.4. Santoniense superior.—8.9.5. Campaniense superior-Maastrichtiense. (De VILAS *et al.*, 1982.)

cual se instalan amplias llanuras próximas a la línea de costa, con marismas y lagos permanentes con sedimentación carbonatada y lutítica.

### 8.6. Ciclos sedimentarios y episodios tectosedimentarios

Los diferentes tipos de facies descritas, su distribución horizontal para cada tiempo y sus variaciones en la vertical, han permitido establecer ocho ciclos sedimentarios para el Cretácico de este sector de la Cordillera Ibérica. (MAS *et al.*, 1982).

Estos ciclos sedimentarios están separados entre sí normalmente por discontinuidades estratigráficas de diferente rango, que se reflejan en importantes cambios de la evolución sedimentológica y paleogeográfica.

A su vez, estos ocho ciclos sedimentarios se pueden agrupar en cinco grandes episodios tectosedimentarios, que trataremos más adelante, cuyos límites están fijados por hechos que afectan por igual a la totalidad del área estudiada.

En la figura 8.10 se han representado los ciclos y los episodios tectosedimentarios, así como la posición temporal y espacial que ocupan las 18 unidades litoestratigráficas diferenciadas.

El primer ciclo (I), que se desarrolla durante parte del Valanginiense y/o parte del Hauteriviense (no existe una confirmación paleontológica clara), sólo se presenta en zonas localizadas dentro del Surco Ibérico Suroccidental y en la zona de Jumilla-Yecla. Corresponde al inicio de la sedimentación después de un tiempo de no deposición y erosión, durante el cual tuvieron lugar importantes episodios de inestabilidad tectónica prácticamente en toda la zona estudiada.

Los materiales se depositaron en una cuenca estrecha y alargada, prefijada por una tectónica de bloques de basamento asociada a la reactivación de desgarres hercínicos.

En general, este ciclo presenta un carácter regresivo y predominan los materiales terrígenos.

Tras otro intervalo de inestabilidad tectónica, reflejado por una interrupción sedimentaria, con un período de erosión, se produjo un cambio brusco en las condiciones de sedimentación, manteniéndose las directrices paleotectónicas que condicionan la forma de la cuenca. Así, se desarrolla el ciclo II principalmente en el Barremiense inferior, aunque puede estar representado también el techo del Hauteriviense; se inicia con un corto período de tendencia transgresiva seguido por otro de carácter regresivo. Los materiales correspondientes a este ciclo son terrígenos o carbonatados, según el área.

El ciclo III, que abarca el Barremiense superior y el Bedouliense, se caracteriza porque corresponde a la etapa de expansión de la cuenca, con el desarrollo de la transgresión que dio lugar a la instalación de

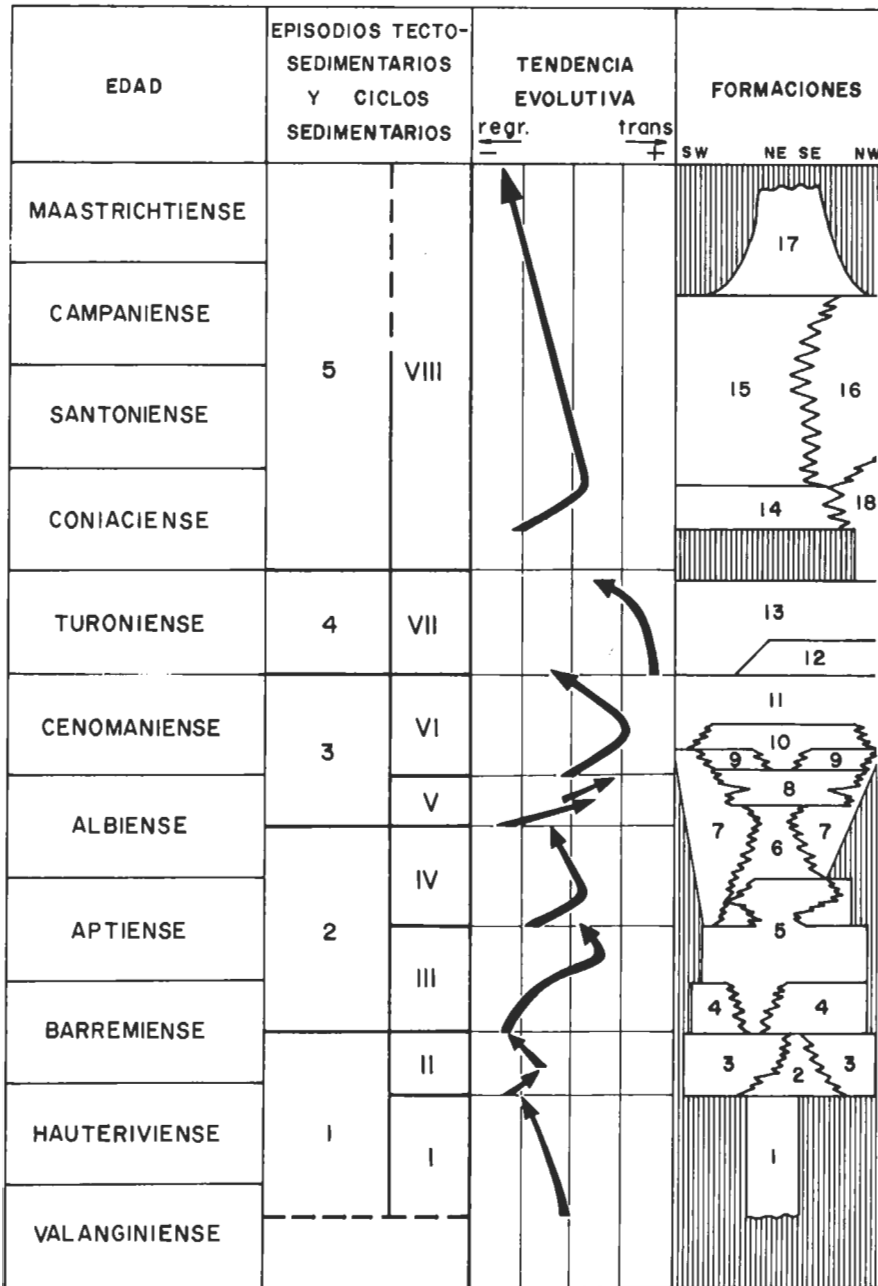


FIG. 8.10.—Ciclos sedimentarios y episodios tectosedimentarios. (De Mas et al., 1982.)

una plataforma marina con sedimentación de carácter urgoniano. Esta transgresión es compleja, ya que se desarrolla en dos impulsos, de los cuales el primero corresponde a este ciclo (ARIAS *et al.*, 1979).

La sedimentación es principalmente terrígena fina en la base para pasar a carbonatada según avanza la transgresión. Sólo en los momentos finales se aprecian rasgos regresivos dentro de este ciclo.

El ciclo IV abarca el Aptense superior y el Albense inferior y medio y corresponde al segundo impulso de la transgresión aptense. En el techo comprende gran parte de la Formación Arenas de Utrillas. Es un ciclo transgresivo en la base, que parte de sedimentos terrígenos correspondientes a llanuras aluviales costeras, llegando a lagoons, pasando hacia el techo a una plataforma carbonatada urgoniana menos extensa que la anterior. Este ciclo termina con una regresión causada por la fuerte llegada de terrígenos desde la Meseta, que cubren gran parte de la cuenca.

El ciclo V se desarrolla durante el Albense superior y comprende dos impulsos transgresivos interrumpidos bruscamente a techo. El superior es más extensivo que el inferior, desarrollándose ambos hacia el NW, según el modelo expresado por GARCÍA *et al.* (1978).

Este ciclo representa la base de la gran transgresión del Cretácico superior en la Cordillera Ibérica, en la que la expansión de la cuenca es considerable, sobrepasándose por primera vez el Umbral de Javalambre y el Macizo Valenciano que hasta este momento cerraban la cuenca por su flanco nororiental.

El ciclo VI tiene lugar a lo largo del Cenomanense s. l., y comprende una sucesión transgresiva-regresiva, con materiales carbonatados.

Durante este ciclo se produce una clara homogeneización de la cuenca, y lo más destacable es la instalación de extensas llanuras de marea carbonatadas.

El ciclo VII representa al Turonense s. l., sin poder precisar su continuidad en el Turonense superior.

Presenta un carácter regresivo en general, pero hacia el techo está interrumpido bruscamente.

Corresponde a la etapa de máxima apertura de la cuenca hacia el mar abierto, con la instalación de ambientes con Ammonites y Foraminíferos planctónicos. Hacia el techo dominan los patches de Rudistas.

Después de este ciclo, en toda la Cordillera Ibérica suroccidental no se han podido caracterizar paleontológicamente ni el Turonense superior ni gran parte del Coniaciense, coincidiendo con una etapa en la que se destacan señales de clara interrupción sedimentaria en todo el área.

Por ello, y a falta de pruebas más concluyentes, estimamos que existe una posible laguna que abarcaría el intervalo temporal antes citado.

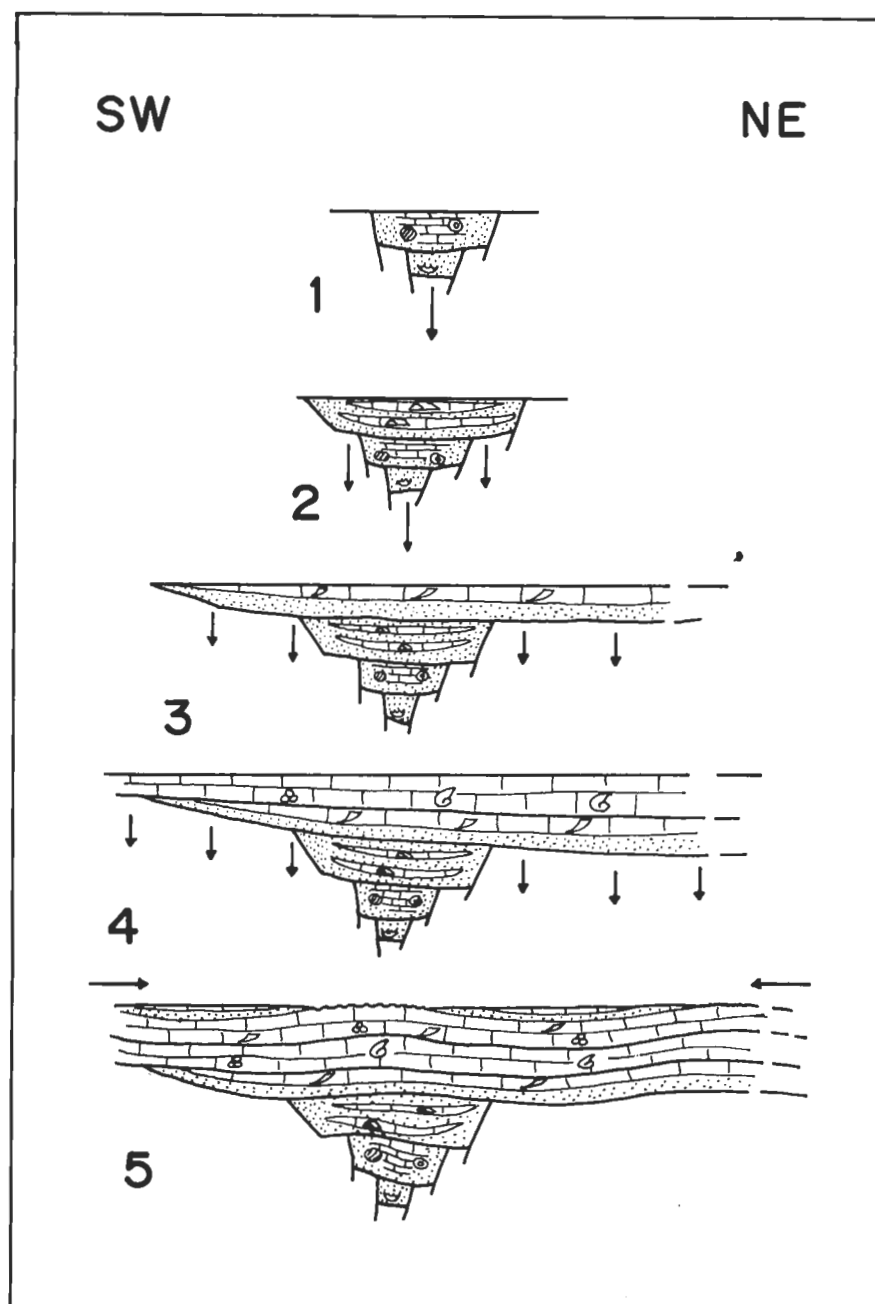


FIG. 8.11.—Evolución de la cuenca según los episodios tectosedimentarios definidos. (De VILAS *et al.*, 1982.)



Después de esta interrupción, se reanuda la sedimentación con materiales de clara influencia continental, que forman la base del ciclo VIII.

Este ciclo, de edad Senonense evoluciona de forma rápida a una plataforma carbonatada somera, comenzando inmediatamente un período regresivo que es el que ocupa la mayor parte del ciclo. Este ciclo culmina con la instalación de ambientes continentales próximos a la línea de costa.

Estos ocho ciclos sedimentarios en los que se han dividido los materiales cretácicos en esta región, se pueden agrupar en cinco episodios tectosedimentarios, basándose en fenómenos tectónicos de diferente importancia con repercusión en la sedimentación.

En la figura 8.11 están representados los diferentes episodios tectosedimentarios mediante un corte idealizado del Surco Ibérico Suroccidental, de dirección SW-NE.

El primer episodio comprende los ciclos I y II, y se caracteriza por una sedimentación fuertemente influida por una tectónica de bloques del basamento, configurándose surcos y cubetas relacionadas con grabens, que presentan fuerte subsidencia y gran cantidad de aportes.

Dentro de este episodio, y entre el ciclo I y II se puede apreciar una mayor extensividad de la cuenca en el último, teniendo en cuenta los afloramientos actuales.

En el segundo episodio, que comprende los ciclos III y IV, continúa la inestabilidad, representada por el movimiento de bloques que compartimentan la cuenca en zonas con subsidencia diferencial. Pero en general, esta movilidad es mucho menor que en el episodio anterior, permitiendo una mayor expansión del área de sedimentación que coincide con la «transgresión aptense» originando el desarrollo de plataformas carbonatadas de tipo urgoniano.

Al final de este episodio, en el Golfo de Albacete comienza la llegada de aportes terrígenos, representando la etapa regresiva del ciclo IV, y sin que exista discontinuidad con las calizas urgonianas.

El tercer episodio, que comprende los ciclos V y VI comienza con la llegada de terrígenos a la cuenca de forma expansiva, habiéndose producido en algunos puntos una clara erosión anterior.

Este hecho puede ser reflejo de una elevación del área de la Meseta en este tiempo.

Durante este episodio, la subsidencia tiene un carácter generalizado y no diferenciado en bloques, produciéndose en la parte alta una homogeneización de la cuenca, instalándose una plataforma epicontinental extensa.

En el cuarto episodio, que comprende el ciclo VII, la plataforma epicontinental se amplió y profundizó, abriéndose hacia el NE mediante un basculamiento según un eje de dirección NW-SE.

Es posible que durante este episodio se uniesen las cuencas proto-atlántica y del Tethys a través del Umbral del extremo W de la región de estudio.

Por último y después de una importante interrupción en la sedimentación, se reconoce el quinto episodio tectosedimentario que comprende el ciclo VIII.

Durante este episodio se produce una somerización de la cuenca, terminando con una compartimentación en cubetas que cada vez presenta un carácter más continental.

La geometría de esta compartimentación parece no tener relación con la del Cretácico inferior.

Atendiendo a la consideración de aulacógeno establecida para la Cordillera Ibérica por ALVARO *et. al.* (1978) y referida al conjunto de sedimentos desde el Pérmico al Cretácico, la evolución que describimos para el Cretácico con sus etapas de fracturación y graben (Cretácico inferior), flexura (Cretácico superior) y plegamiento (Cretácico terminal) corresponde por sí sola al desarrollo interno de un surco aulacógeno, diferenciado del resto de la Cordillera Ibérica.



## 9. *La Cordillera Bética*

### 9.1. **Introducción**

La Cordillera Bética (o Cordilleras Béticas) constituye el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas del Mediterráneo. Se diferencia de las otras áreas españolas anteriormente descritas por su mayor grado de deformación tectónica. En efecto, la Cordillera Bética presenta una estructura en grandes mantos de corrimiento y en ella ha tenido lugar, además, importantes traslaciones laterales, de modo análogo a otras cadenas alpinas como Alpes, Apeninos, Cárpatos, Rif y Tell.

Dentro de la Cordillera Bética, como en otras cordilleras, se diferencian dos grandes conjuntos según la litología, edad y grado de deformación de los materiales: *Zonas Externas* y *Zonas Internas*, con diversas unidades dentro de cada una de ellas (ver fig. 9.1).

Las Zonas Externas de esta Cordillera corresponde al conjunto de unidades que se depositaron en el margen meridional de la placa ibérica en el ciclo alpino; presentan un despegue generalizado a partir del Trías con una cobertura triásica-miocena inferior despegada y desplazada hacia el NNW con un movimiento principal que tuvo lugar durante el Mioceno medio. El grado de deformación es menor en la parte más septentrional de la cuenca (Zona Prebética), donde los materiales son autóctonos y paraúctonos. En la parte más meridional (Zona Subbética) se tienen cabalgamientos importantes, con lo que el acortamiento de la cobertura por duplicación es notable. Las Zonas Externas han sido divididas en grandes unidades tectoestratigráficas, o sea, unidades tectónicas que a su vez coinciden (aunque no rigurosamente) con las unidades o dominios paleogeográficos. Entre los tra-

bajos más recientes donde se discute y proponen nomenclaturas sobre los diferentes dominios y unidades paleogeográficas de las Zonas Externas se pueden citar: AZEMA *et al.* (1979), GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.* (1980) y JEREZ, L. (1981), todos ellos además tienen abundantes referencias bibliográficas de trabajos anteriores, sobre nomenclaturas.

Las Zonas Internas muestran una estructura de grandes mantos de corrimiento superpuestos, que de inferior a superior (tectónicamente) son el Complejo Nevado-Filábride (y dentro de él los mantos del Veleza y Mulhacén), el Complejo Alpujárride (con varios mantos), el Complejo Maláguide y más localmente la Dorsal Bética. La estructura de mantos de corrimiento afecta el zócalo paleozoico, con lo que difiere grandemente de las Zonas Externas.

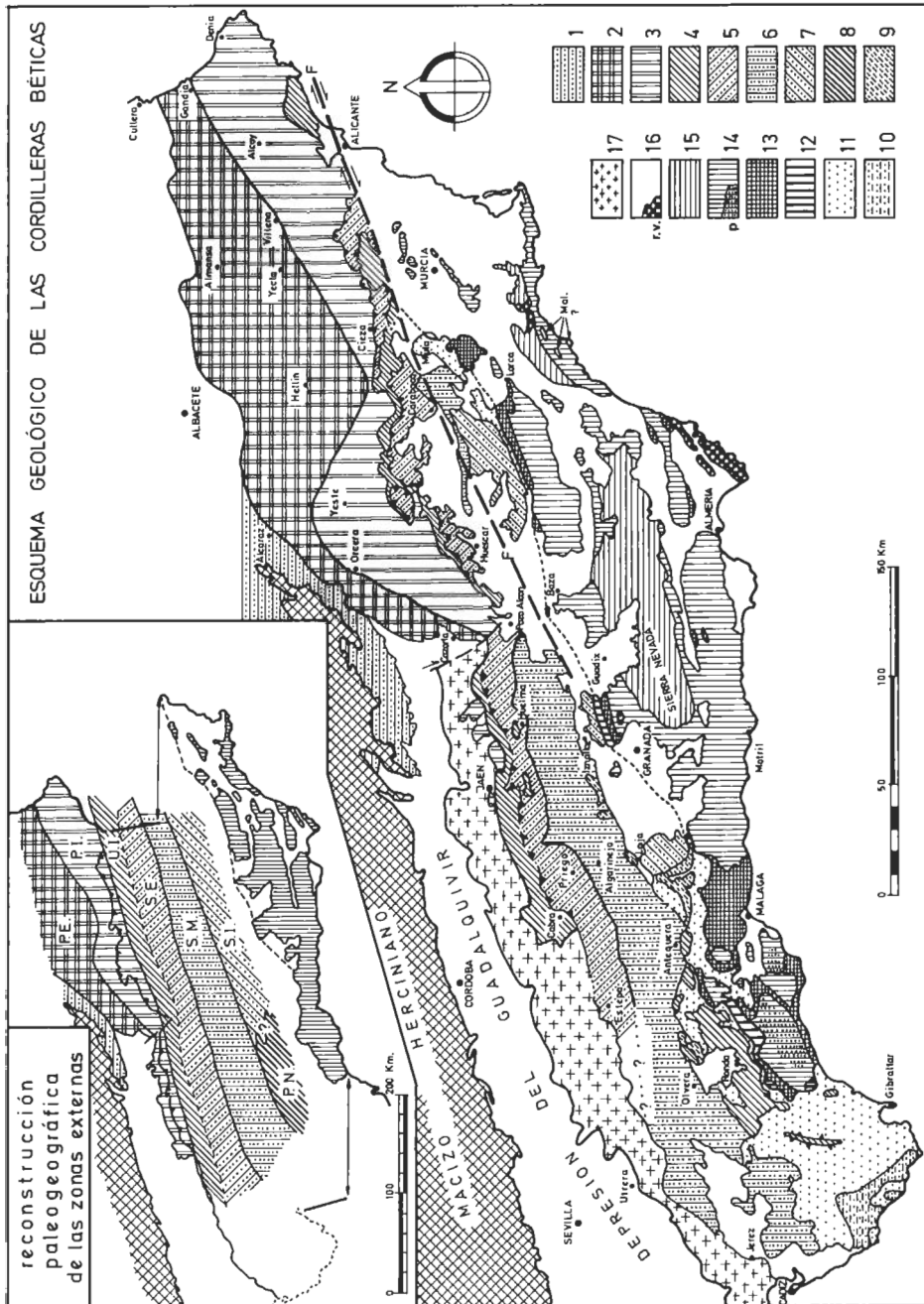
Uno de los aspectos más interesantes actualmente, por la problemática que aún tiene planteada, es la interpretación del área comprendida entre las Zonas Externas y las Zonas Internas. Este área ha sido denominada «Zona Media» (FOUCAULT, 1974) o «Zona Límite» (HERMES, 1978). La amplitud de esta zona y la atribución de las unidades a las Zonas Externas o a las Internas ha sido, y es, objeto de discusión por diferentes autores. Actualmente se acepta de modo general que la «Dorsal Bética» se incluye en las Zonas Internas como unidad correspondiente al borde más externo del margen continental de la placa o microplaca de estas zonas (bloque de Alborán). Las diferencias de criterios surgen en cuanto a la atribución o no de afloramientos concretos a la Dorsal.

Las «Unidades del Campo de Gibraltar» son unidades aloctonas que se disponen entre las Zonas Externas y las Zonas Internas al W de Guadix y que alcanza su máxima extensión, en España, en el Campo de Gibraltar y que se continúan por el Norte de África.

El Cretácico aparece ampliamente en todas las unidades de las Zonas Externas, mientras que sólo aflora con seguridad y muy localmente en dos unidades de las Zonas Internas (Complejo Maláguide y Dorsal). En el Complejo Nevado-Filábride han sido descritos con carácter muy local materiales continentales que se atribuyen al Cretácico-Paleoceno. En las Unidades del Campo de Gibraltar los materiales

---

FIG. 9.1.—*Esquema geológico de las Cordilleras Béticas.* (Modificado de GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980, incluyendo datos de las Zonas Internas de FOUCAULT, 1974, e I.G.M.E., 1980.)—1. Cobertera tabular del Macizo Hercínico de la Meseta (Triás y Jurásico).—2. Prebético externo.—3. Prebético interno.—4. Unidades Intermedias (o dominio intermedio).—5. Subbético externo.—6. Subbético medio.—7. Subbético interno.—8. Penibético.—9. Subbético ultrainterno y unidades de afinidad dorsaliense y substratos de los flyschs.—10. Unidades del Campo de Gibraltar inferiores tectónicamente (Unidad de Almarjal).—11. Unidades del Campo de Gibraltar (predorsalienses, mauritánicas, masílicas y Numídico). Se incluyen además los materiales terciarios de la Unidad de Mula.—12. Rondaides o Dorsal bética.—13. Maláguide.—14. Alpujárride (p. peridotitas).—15. Nevado-Filábride.—16. Mioceno superior-Plioceno-Cuaternario (r. v. Rovas volcánicas).—17. Unidades aloctonas del Guadalquivir (olistostromas de origen subbético en el seno de los materiales miocenos).—En la reconstrucción paleogeográfica: P.E. Prebético externo.—P.I. Prebético interno.—U.I. Unidades Intermedias.—S.E. Subbético externo.—S.M. Subbético medio.—S.I. Subbético interno.—P.N. Penibético.



cretácicos están representados como los términos basales de las mismas («Flyschs cretácicos»).

Para poder hablar sobre el Cretácico en la Cordillera Bética será necesario plantear previamente cuál sería la posición que ocuparían durante este período cada una de sus unidades, en definitiva, hacer su reconstrucción palinspástica y paleogeográfica. Inicialmente se planteará la subdivisión de unidades en su posición actual y la descripción somera de las características que las definen.

#### 9.1.1. Subdivisión de unidades y posición actual

En la figura 1 se refleja la distribución actual de las diferentes unidades y dominios tectoestratigráficos de la Cordillera Bética. En las Zonas Externas las características que definen los dominios y unidades son estratigráficas y tectónicas de manera que con frecuencia el límite entre ellas es de cabalgamiento al menos en los sectores donde se definen. Se diferencian dos dominios de rango mayor: *Zona Prebética* y *Zona Subbética*. Dentro de la Zona Prebética se diferencian a su vez dos dominios (Prebético externo e interno) de acuerdo con las características estratigráficas (véase AZEMA *et al.*, 1979, y JEREZ, L., 1981). Cabalgando sobre los materiales de la Zona Prebética y a su vez cabalgando por los materiales de la Zona Subbética se tienen las «*Unidades Intermedias*» que corresponde al depósito en un sector «intermedio» entre la Zona Prebética y la Zona Subbética con características especiales (véase RUIZ-ORTIZ, 1980 a). Dentro de la Zona Subbética se diferencian tres grandes dominios (Subbético externo, medio e interno) de acuerdo con sus series jurásicas y su comportamiento como surco o umbral durante el Dogger-Malm (véase AZEMA *et al.*, 1979; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980; VERA, 1981). Se diferencia con entidad independiente el dominio *Penibético* que aun teniendo afinidad con el Subbético interno presenta características estratigráficas propias, en especial por la ausencia de Cretácico inferior (véase GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982).

Dentro de las Zonas Internas la división se basa en criterios petrológicos, tectónicos, en el grado de metamorfismo y en el desarrollo de las series estratigráficas. En la unidad tectónica inferior al Complejo Nevado-Filábride, PUGA *et al.* (1976) diferencian dos grandes unidades que forman mantos independientes (Veleta y Mulhacén). Los materiales que forman las unidades de este complejo son rocas metamórficas de edad Paleozoico superior-Triásico. Sólo hay material más reciente «formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos» de PUGA *et al.* (1976), cuya edad puede ser del Jurásico terminal al Eoceno. En el Complejo Alpujárride se diferencian varias unidades; sin embargo, hay dificultades para efectuar correlaciones, ya que las variaciones estratigráficas son notables de unos sectores a otros. Las diferentes unida-

des están constituidas por materiales paleozoicos metamórficos a los que se superponen un conjunto de filitas y cuarcitas permo-werfenenses y un conjunto carbonatado del Triás medio-superior. En el Complejo Maláguide dominan ampliamente los materiales paleozoicos de manera que los afloramientos de materiales mesozoico-terciarios son muy pequeños y localizados. La Dorsal Bética está constituida por materiales del Permo-Triás detríticos rojos y un Triás medio-Lías basal de rocas carbonatadas de plataforma; el resto del Mesozoico presenta facies pelágicas y lagunas estratigráficas.

Las Unidades del Campo de Gibraltar igualmente presentan una estructura interna muy compleja de mantos de corrimiento gravitacionales superpuestos y de olistostromas en el seno de una matriz arcillosa (Arcilla con bloques y neonumídico de BOURGOIS, 1978). Se diferencian las unidades de acuerdo con su posición tectónica y sus facies en especial del Cenozoico. La Unidad de Almarchal (ver Fig. 1) ha sido interpretada (DIDON, 1969; DIDON *et al.*, 1973) como el autóctono relativo. Sobre ella se tienen los flyschs (o unidades) de afinidad mauritánica y los flyschs masílicos. La unidad tectónica más alta es la Unidad del Oljibe (Numídico). En los sectores más próximos a los afloramientos de las Zonas Internas se localizan los denominados flyschs (o unidades) predorsalienses.

#### 9.1.2. *Reconstrucción palinspástica*

Antes de hablar sobre las características estratigráficas del Cretácico en la Cordillera Bética es conveniente plantearse cuál sería la posición relativa de las diferentes unidades y dominios durante este período. Para ello es necesario realizar la reconstrucción palinspástica a partir de las interpretaciones tectónicas y de las estimaciones de magnitudes de los desplazamientos. Las interpretaciones, en parte son simplemente hipótesis de trabajo que pueden ser confirmadas, o rechazadas, con investigaciones posteriores.

Dentro de las Zonas Externas la reconstrucción palinspástica se hace colocando en su posición original los diferentes dominios paleogeográficos y unidades, descontando el acortamiento producido por las estructuras de mantos y de pliegues (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980). Las dificultades que se presentan en estas reconstrucciones se derivan de una parte de la evaluación de la magnitud de estos acortamientos y de otra de su interpretación. HERMES (1978) hace una reconstrucción en la que considera que en el Subbético medio habría una zona de rift y que en ella se formó un fondo oceánico a partir del Domerense. Sin embargo, otros autores (por ejemplo, VERA, 1981) argumentan que el substrato de las Zonas Externas debió ser de corteza continental en su totalidad y que el límite con la corteza oceánica se debió localizar en el borde más meridional de las Zonas Exter-



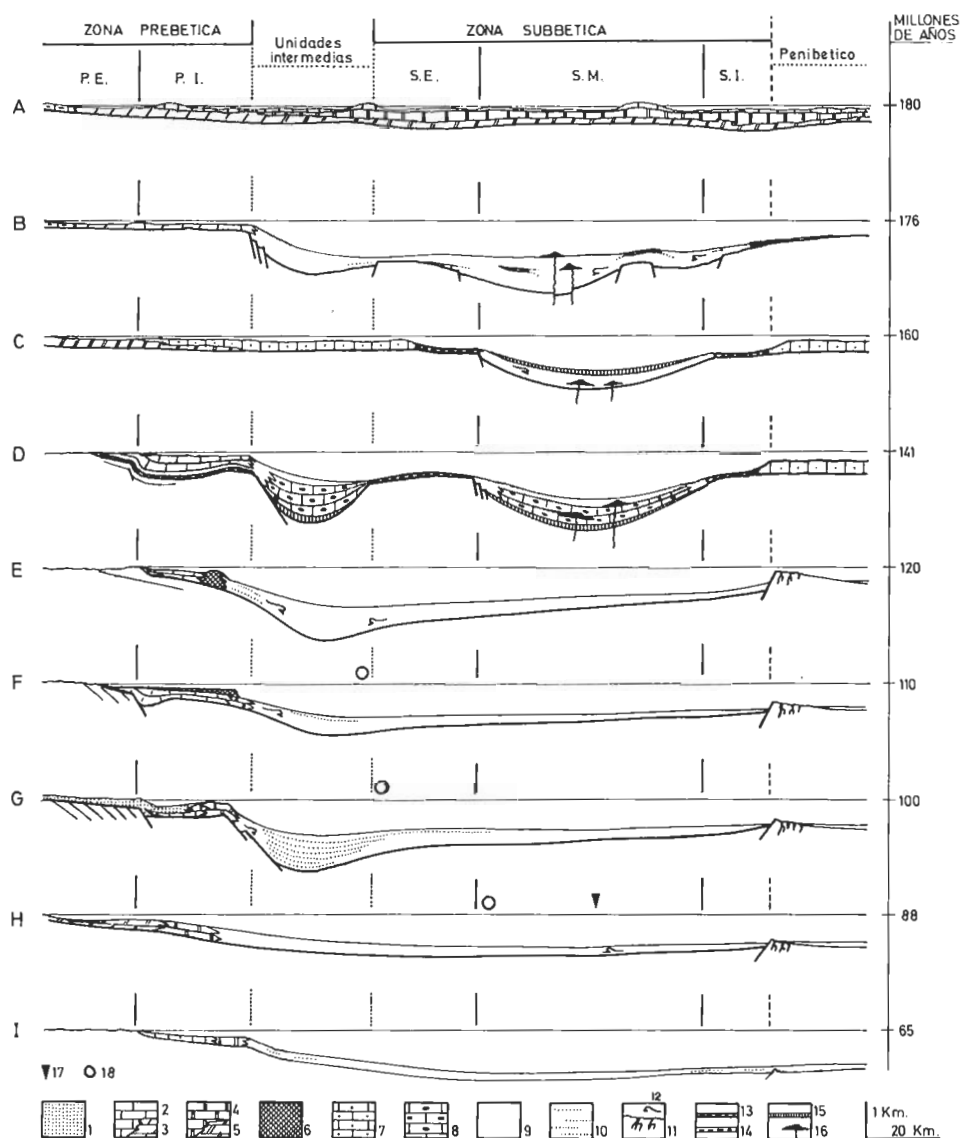


FIG. 9.2.—Reconstrucción palinspástica de la cuenca sedimentaria de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico y Cretácico (modificado de GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 1980) y evolución paleogeográfica.—A. Reconstrucción paleogeográfica para el Carixiense y distribución de facies en el Lías predomerense.—B. Reconstrucción paleogeográfica para límites Lías-Dogger y distribución de facies del Domerense-Toarcense.—C. Reconstrucción paleogeográfica para el límite Dogger-Malm y distribución de facies para el Dogger.—D. Reconstrucción paleogeográfica para el Tithónico-Berriense y distribución de facies del Malm.—E. Reconstrucción paleogeográfica para el Mediterráneo superior Valanginiense y distribución de facies para el Neocomiense.—F. Reconstrucción paleogeográfica para el límite Beduliense-Gargasiense (Aptense inferior/superior) y distribución de facies para el Barremense-Aptense inferior.—G. Reconstrucción

nas, o sea, en el área comprendida entre el margen de placa ibérica y la placa africana, o entre ambas y la placa o bloque de Alborán.

En la figura 9.1 se hace una reconstrucción paleogeográfica y palinspástica en planta, en la que se colocan en su posible original las diferentes unidades o dominios de las Zonas Externas de la Cordillera. En la figura 9.2 modificada de GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.* (1980) se muestra la evolución de este margen continental durante el Jurásico y Cretácico colocadas las unidades en su posición original. En esta reconstrucción palinspástica, para nueve momentos diferentes de la cuenca, se puede ver cómo a partir de hace 180 millones de años la uniformidad de facies se rompe y empieza la cuenca a mostrar una subsidencia diferencial muy marcada. Los surcos más subsidentes durante el Jurásico medio y superior son los dominios de las unidades intermedias y el Subbético medio, en este último con volcanismo submarino. La Zona Prebética queda durante el resto del Mesozoico como la región más somera con depósitos de materiales en la plataforma y llanuras de mareas mayoritariamente; existen episodios continentales en especial hacia el borde de la Meseta. Por su parte, el Subbético externo y Subbético interno corresponden a umbrales pelágicos y el Penibético a un umbral en el que durante el Cretácico inferior hubo una corta emersión (GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982) seguida de un largo período emergido sin sedimentación y sólo con depósito en el relleno de diques neptúnicos.

La posición relativa de las Zonas Internas con las Zonas Externas durante el Cretácico y el emplazamiento de la cuenca de depósito de las Unidades del Campo de Gibraltar en este período son los temas de más difícil interpretación. En efecto, durante el Mesozoico las Zonas Internas debieron constituir un relieve de corteza continental en su mayor parte emergido, que con frecuencia no ha sido considerado en las reconstrucciones del Mediterráneo occidental (por ejemplo, DEWEY *et al.*, 1973; BIJU-DUVAL *et al.*, 1976). Los investigadores que han trabajado en las Zonas Internas o en la «Zona límite» si han planteado alternativas de emplazamiento relativo y la evolución del mismo. Se trataría de un área con entidad propia separada de la placa ibérica y de la africana que ANDRIEUX *et al.* (1971) denomina subplaca de Alborán y BOURGOIS (1980) lo llama «bloque de Alborán» (Fig. 9.3A). Su emplazamiento original estaría bastante desplazado hacia el Este con

---

paleogeográfica para el Albense superior y distribución de facies para el Aptense superior-Albense.—H. Reconstrucción paleogeográfica para el Turonense y distribución de facies para el Cenomanense-Turonense.—I. Distribución de facies para el Maastrichtiense y distribución de facies del Senonense.—1. Sedimentos fluviales.—2. Calizas de llanuras de mareas y *lagoon*.—3. Idem. dolomitizadas.—4. Calizas de plataforma marina somera.—5. Idem. dolomitizadas.—6. Arrecifes.—7. Barras oolíticas.—8. Calizas turbidíticas con sílex.—9. Margas y calizas micríticas pelágicas.—10. Turbiditas terrígenas.—11. Diques neptúnicos.—12. Slumping.—13. Calizas de facies «ammonítico rosso».—14. Alternancia de calizas y arcillas.—15. Margas radiolaríticas.—16. Rocas volcánicas.—17. Localmente olistostromas.—18. Localmente derramos diapíricos del Triás en el fondo de la cuenca.

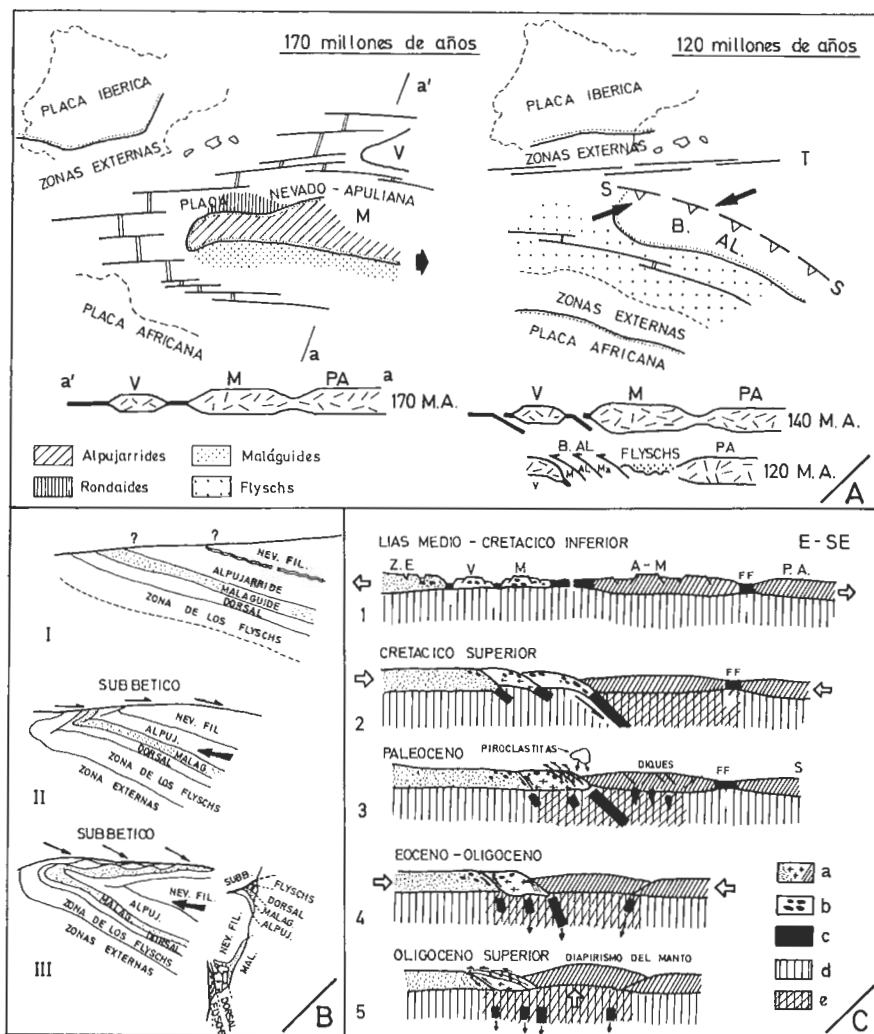


FIG. 9.3.—Modelos propuestos, en diferentes hipótesis, para explicar la evolución tectónica de las Cordilleras Béticas en el contexto del Mediterráneo occidental.—A. Reconstrucción palinspástica según Bourgois (1980) para dos intervalos de tiempo sucesivos. En el primero, correspondiente a hace 170 millones de años (Bajocense), se tiene una franja oceánica que separa la placa ibérica de la placa africana, que hacia el este se abre en dos ramas quedando en medio la placa nevado-apuliana. En la segunda, correspondiente al Barremense (hace 140 millones de años), se tiene la reconstrucción palinspástica después de la fase de deformación neocimérica, que había producido una estructuración interna en la placa nevado-apuliana con lo que ha formado el bloque de Alborán (B. Al.), que se desplaza hacia el Oeste por efecto de una transformante (T). Queda así delimitada la cuenca de los flysch que rodea al bloque de Alborán por el Sur (hasta el borde de la placa africana) y por el oeste. En esta cuenca se depositaron las unidades del campo de Gibraltar que posteriormente han llevado a su posición actual durante el Mioceno (V, Veleta; M, Mulhacén; AL, Alpujarride; Ma, Maláguide; PA, Placa africana).—B. Hipótesis de DURAND-DELGA (1980) para explicar la génesis del área de Gibraltar: I. Estructura y posición de las unidades de las Zonas Internas al final Eoceno; II, Idem

respecto a la posición que ocupan actualmente. Su acercamiento y posterior colisión con las placas europea y africana tiene lugar con la acción importante de fallas transformantes que ocasionaron desplazamientos laterales de gran magnitud. En este contexto geodinámico se intenta explicar la estructura en arco del Estrecho de Gibraltar.

Las Unidades (flyschs) del Campo de Gibraltar son los depósitos en las áreas que separaban el microcontinente de las Zonas Internas, tanto de la placa europea como africana (Fig. 9.3A).

La colocación originaria de las diferentes unidades de las Zonas Internas ha sido objeto de debate, con hipótesis contrapuestas. DURAND-DELGA (1980) hace un juicio crítico de las diferentes hipótesis y propone un modelo que intenta explicar la posición relativa de las diferentes unidades y la morfología que irían adquiriendo por la acción del movimiento de las fallas transformantes durante su acercamiento a su posición actual (Fig. 9.3B). En la figura 3C se reproducen interpretaciones de posición relativa de las unidades de acuerdo con las ideas de PUGA (1980) y se delimitan las fases de deformación sucesivas. En ella se considera el margen continental de las Zonas Externas limitado hacia el Sur por una franja de corteza oceánica. En este margen comenzó la sedimentación de tipo geosinclinal en las Zonas Externas. Una franja de corteza oceánica le separaría por el sur de la placa africana y por el este (sureste) de la placa (o bloque) de Alborán (Fig. 9.3A) correspondiente a las Zonas Internas donde había a su vez zonas de subducción que dejan de actuar posteriormente (TORRES, 1979; PUGA, 1980). Existen diferentes interpretaciones en la explicación de los mecanismos que darían lugar a la estructura del arco de Gibraltar y sobre la inclusión o no del Complejo Nevado-Filábride en el borde meridional de la placa ibérica.

### 9.1.3. *Reconstrucción paleogeográfica durante el Cretácico*

En el contexto geodinámico anteriormente expuesto se puede hacer una reconstrucción a grandes rasgos de la paleogeografía de la región

---

en el Aquitaniense; III, Durante el Burdigaliense inferior. Lo movimiento dentro de gran falla transformante producen el acercamiento del Bloque de Alborán a la placa ibérica. Los arrastres de esta falla producen la curvatura de todas estas unidades y la forma arrosariada en la parte septentrional de la misma. Con esta hipótesis el flysch sería ultrabético en su origen y citrabético en su posición tectónica previa a los grandes cabalgamientos.—C. Esquema hipotético de evaluación de acontecimientos tectónicos mayores en el orógeno bético-rifeño a partir del Jurásico por PUGA (1980).—a. Corteza continental.—b. Corteza continental con afinidad oceánica.—c. Corteza oceánica.—d. manto.—e. Manto anormal.—1. Fase distensiva con acreción de plazas iniciadas en el Lías medio y que termina en el Cretácico inferior. La placa europea comprendería las Zonas Externas (Z.E.), la unidad del Veleta (V) y la unidad del Mulhacén (M), estas dos últimas del Complejo Nevado-Filábride. En la placa africana estaría el Alpujarride-Malaguide (A-M), el surco donde se van a depositar los flysch (F.F.) y el borde de zonas Externa de la Placa africana (P.A.).—2. Reconstrucción palinspástica para el Cretácico superior.—3. Idem para el Paleoceno.—4. Idem para el Eoceno-Oligoceno.—5. Idem para el Oligoceno superior.

durante el Cretácico y a partir de ella comenzar el estudio monográfico de los materiales de este período.

Durante el Cretácico habría una región muy amplia (Zonas Externas) con sedimentación permanente. Hacia el borde más externo (Prebético externo) se observan lagunas estratigráficas de amplitud variable debidas a las variaciones en la posición de la línea de costas en parte motivada por cambios del nivel del mar. En el Penibético (parte más meridional del margen) igualmente puede haber lagunas estratigráficas, que en este caso afecten a parte del Cretácico inferior debido a interrupciones sedimentarias con eventuales emersiones (GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982).

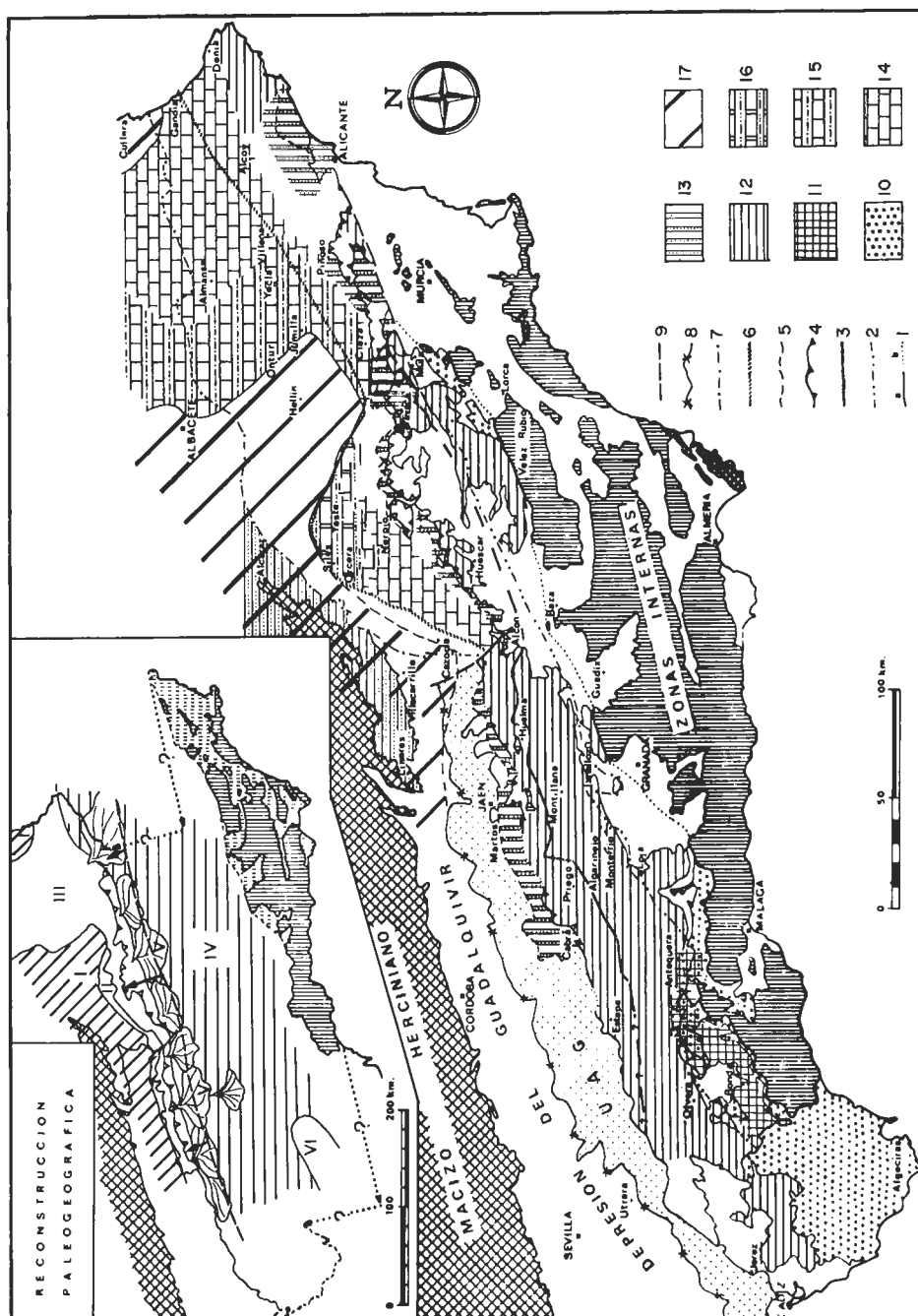
En las Zonas Internas durante el Cretácico sólo habría depósito en la parte sumergida que sería la Dorsal y el Maláguide, en ambos dominios con características similares al borde más meridional del margen europeo (Penibético). Se pueden considerar además la posibilidad de depósito continental en el Complejo Nevado-Filábride y en el Alpujarride, aunque sin confirmación de edad (BOURGOIS, 1979).

En el área comprendida entre las Zonas Externas y las Internas, o entre ambas y el borde de la placa africana durante el Cretácico inferior y especialmente a partir del Albense, tiene lugar la transformación de un margen de tipo pasivo a otro tipo activo en el que se depositan los flysch cretácicos de las diferentes unidades del Campo de Gibraltar, incluidas las mogrébides que podrían ser en el Sur de España la más unidas paraautóctonas (Unidad de Almarchal).

#### 9.1.4. Distribución de facies y delimitación de grandes dominios

Para la descripción de las características de los materiales cretácicos de la Cordillera Bética se van a establecer unas grandes divisio-

FIG. 9.4.—*Mapa de facies y reconstrucción paleogeográfica del Aptense inferior en las Cordilleras Béticas* (según AZEMA *et al.*, 1969, modificado ligeramente).—1. Límite norte de las Zonas Internas (a, visible; b, oculto).—2. Límites entre el Subbético interno (y Penibético) con el Subbético medio.—3. Límite entre el Subbético medio y el Subbético externo.—4. Frente de cabalgamiento de los materiales subbéticos.—5. Límite norte de los afloramientos de las Unidades Intermedias.—6. Límite entre Prebético interno y Prebético externo.—7. Límite septentrional del Prebético externo.—8. Límite norte de los afloramientos de las unidades alóctonas del Guadalquivir (en el mapa U.A.G.).—9. En el esquema de reconstrucción paleogeográfica, posición hipotética del límite norte de la Zona Subbética antes del cabalgamiento.—10. Materiales turbidíticos de las Unidades del Campo de Gibraltar y afines.—11. Áreas submarinas sin depósito (*sea-mounts*).—12. Facies pelágicas (Fm. Carretero en la Zona Subbética y Fm. Los Villares en la Zona Prebética).—13. Turbiditas terrígenas y carbonatadas (Fm. Cerrajón y Fm. Argos).—14. Calizas de rudistas y orbitolinas con episodios arrecifales.—15. Materiales detríticos con intercalaciones de calizas de orbitolinas.—16. Calizas con caráceas y arenas. Los términos 14-15-16 corresponden al miembro inferior de la Fm. Arroyo de los Anchos.—17. Área emergida en la reconstrucción paleogeográfica: I, Área emergida; II, Dominio supramareal; III, Dominio de plataforma marina; IV, Dominio marino pelágico; V, Turbiditas de abanicos submarinos y de cuenca llana; VI, Áreas submarinas sin depósito (*sea-mounts*). En la reconstrucción paleogeográfica sólo se consideran los materiales de las Zonas Externas, ya que las Zonas Internas y las Unidades del Campo de Gibraltar ocuparían durante el Cretácico posiciones muy alejadas, colocadas hacia el E y ESE. (Véase fig. 9.3.)



nes que constituirán las diferentes partes de este capítulo, de acuerdo con la distribución de facies y dominios paleogeográficos.

Esta división se va a basar especialmente en la distribución de facies del Cretácico inferior, que permite delimitar tres grandes dominios de facies. En la figura 4 se reproduce un mapa de facies para el Aptense inferior en el que se pueden diferenciar estos dominios que serían:

a) Dominio de sedimentación marina somera que equivale a la *Zona Prebética*. En la provincia de Alicante el límite de facies no coincide con el de la unidad tectónica, ya que las facies pelágicas penetran en el Prebético interno. Sin embargo, se tratará conjuntamente con la Zona Prebética.

b) Dominio de las facies pelágicas. Corresponde a las *Unidades Internas* y la *Zona Subbética*. El Cretácico presenta series estratigráficas bastante completas con facies predominantemente calizas y calizomargosas de tipo pelágico. En parte más septentrional (Unidades intermedias) durante gran parte del Cretácico inferior se presentan intercalaciones turbidíticas (RUIZ-ORTIZ, 1980 a). En el resto de este dominio las turbiditas son muy locales.

c) Dominio meridional con facies pelágicas e importantes lagunas estratigráficas en el borde del margen de las Zonas Externas (*Penibético*) con características muy peculiares tales como la presencia de interrupciones sedimentarias y diques neptúnicos (GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982). Igualmente se tratará en este apartado de los depósitos que tuvieron lugar más al sureste de este dominio, como las *Unidades del Campo de Gibraltar*, incluidas las unidades predorsalienses. Finalmente se describirá el Cretácico en las *Zonas Internas*, en especial sobre la Dorsal y el Maláguide.

## 9.2. El Cretácico de la Zona Prebética

### 9.2.1. Introducción

De acuerdo con la subdivisión en grandes dominios que se acaba de realizar se tratará en este apartado sobre los materiales cretácicos de la Zona Prebética. Los límites del área ya fueron establecidos por FALLOT (1948); por el Sur el límite es el frente de cabalgamiento de las Unidades intermedias y/o Zona Subbética (ver Fig. 1). Por el norte, en el sector localizado al oeste de Alcaraz, el límite coincide con el de erosión-depósito en el borde de la Meseta. Al este de Alcaraz, por el contrario, el límite con el Sistema Ibérico se efectúa sin grandes cambios estratigráficos hasta el punto de que el criterio seguido para delimitar la Zona Prebética y el Sistema Ibérico es esencialmente tectó-

nico. Al este de Martos (Jaén) se pierden los materiales prebéticos por quedar bajo las unidades alóctonas del Guadalquivir y los materiales neógenos de relleno de la Depresión del Guadalquivir (ver Fig. 9.1).

La Zona Prebética representa un área de plataforma o borde de cratón donde se desarrollan a lo largo del Mesozoico y Paleógeno materiales marinos someros y continentales, según los episodios. El carácter marino de las series, así como la continuidad vertical y espesor de las mismas, aumenta hacia el Sur, es decir, hacia la parte más alejada del continente o Meseta Ibérica.

Los factores más importantes que controlan la sedimentación en la Zona Prebética, además de la proximidad o no de la Meseta son: la inestabilidad tectónica durante el Mesozoico y el Paleógeno que se traduce en la creación de áreas con subsidencia y velocidad de sedimentación diferencial; la existencia o no de aportes terrígenos del continente o de las áreas marginales del Prebético; el clima, que controla además el tipo de sedimentos.

Las características de los materiales originados por la interacción de estos factores, permiten dividir la Zona Prebética en dominios paleogeográficos diferentes cuya denominación varía según los distintos autores; siguiendo los trabajos de GARCÍA-HERNÁNDEZ (1978), AZEMA *et al.* (1979) y GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.* (1980) podemos dividir la Zona Prebética en dos grandes dominios: *Prebético externo* y *Prebético interno*.

Concretamente, la división entre Prebético externo y Prebético interno (ver Fig. 9.1) se basa en los siguientes argumentos que exponen AZEMA *et al.* (1979):

- a) Posición de la línea de costas durante el Portlandiense-Neocomiense. El Prebético externo estaría emergido.
- b) Existencia durante el Senonense inferior de un área sin depósito alineada según la divisoria de ambos dominios, desde Cieza hasta Alcoy.
- c) Presencia de materiales paleógenos marinos exclusivamente en el Prebético interno.
- d) Mayor abundancia de facies detríticas en los términos correspondientes al Cretácico inferior del Prebético externo."

En la provincia de Alicante el Prebético interno presenta en parte facies diferentes del resto, ya que las facies pelágicas pueden alcanzar áreas más septentrionales (véase mapas de facies en AZEMA *et al.*, 1979).

El *Prebético externo* se caracteriza por presentar facies semejantes a las del Sistema Ibérico anteriormente descritas. El Jurásico inferior y medio es calizo-dolomítico en alguna intercalación de arcillas y margas. En el Oxfordense medio y superior, y sobre un *hard-ground* generalizado, se depositan calizas nodulosas con ammonites. El Kimmerid-



gense inferior es margoso con ammonites, y hacia el borde de la cuenca presenta intercalaciones detríticas. El resto del Jurásico superior y gran parte del Cretácico inferior faltan por laguna estratigráfica, o están representados parcialmente por facies Weald. Discordantemente sobre materiales de edad anterior se deposita la Formación Utrillas. El Cretácico superior es dolomítico en la base y calizo en el resto y tiene una menor potencia que en el Prebético interno. El Paleógeno marino no aflora en todo el dominio.

El prebético interno presenta facies más francamente marinas, con menos lagunas estratigráficas y mayor potencia de los materiales (ver Fig. 9.2). Hasta el Kimmeridgense inferior las facies son semejantes a las del Prebético externo. A partir del Kimmeridgense superior y hasta el Berriasense se depositan los materiales de facies Purbeck bastante potentes. El Cretácico muestra series estratigráficas esencialmente continuas, con discontinuidades de poca envergadura en relación con el Prebético externo. La potencia, mucho mayor, aumenta progresivamente hacia el Sur, y la variedad de facies en espacio y tiempo es considerable. El Paleógeno marino alcanza gran desarrollo en especial en las partes más meridionales y orientales del dominio.

### 9.2.2. Litoestratigrafía

El estudio de las facies, y sus variaciones laterales y verticales, ha permitido constatar que la sedimentación cretácica se ha llevado a cabo de acuerdo con ciclos sedimentarios que dan como resultado unidades tectosedimentarias cuyas bases vienen marcadas por discontinuidades de envergadura generalizada tanto mayor cuanto más próximas a la Meseta.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, y tomando como base las discontinuidades sedimentarias que afectan a toda la cuenca, se han distinguido para el Cretácico siete ciclos sedimentarios distribuidos a lo largo del tiempo según se indica a continuación.

- Primer ciclo: Comienza en el Jurásico (Oxfordense medio) con una discontinuidad marcada por un nivel de pisolitos ferruginosos y finaliza en el Valanginiense inferior, en cuyo techo aparece un *hard-ground* que marca el final del ciclo.
- Segundo ciclo: Se desarrolla a lo largo del Valanginiense superior y Hauteriviense.
- Tercer ciclo: Comienza con una discontinuidad estratigráfica puesta de manifiesto en los bordes de la cuenca mediante una paraconformidad, y hacia el interior de la misma por una ruptura importante de la sucesión vertical de facies. Se extiende desde el Barremense hasta el límite Aptense inferior-superior.

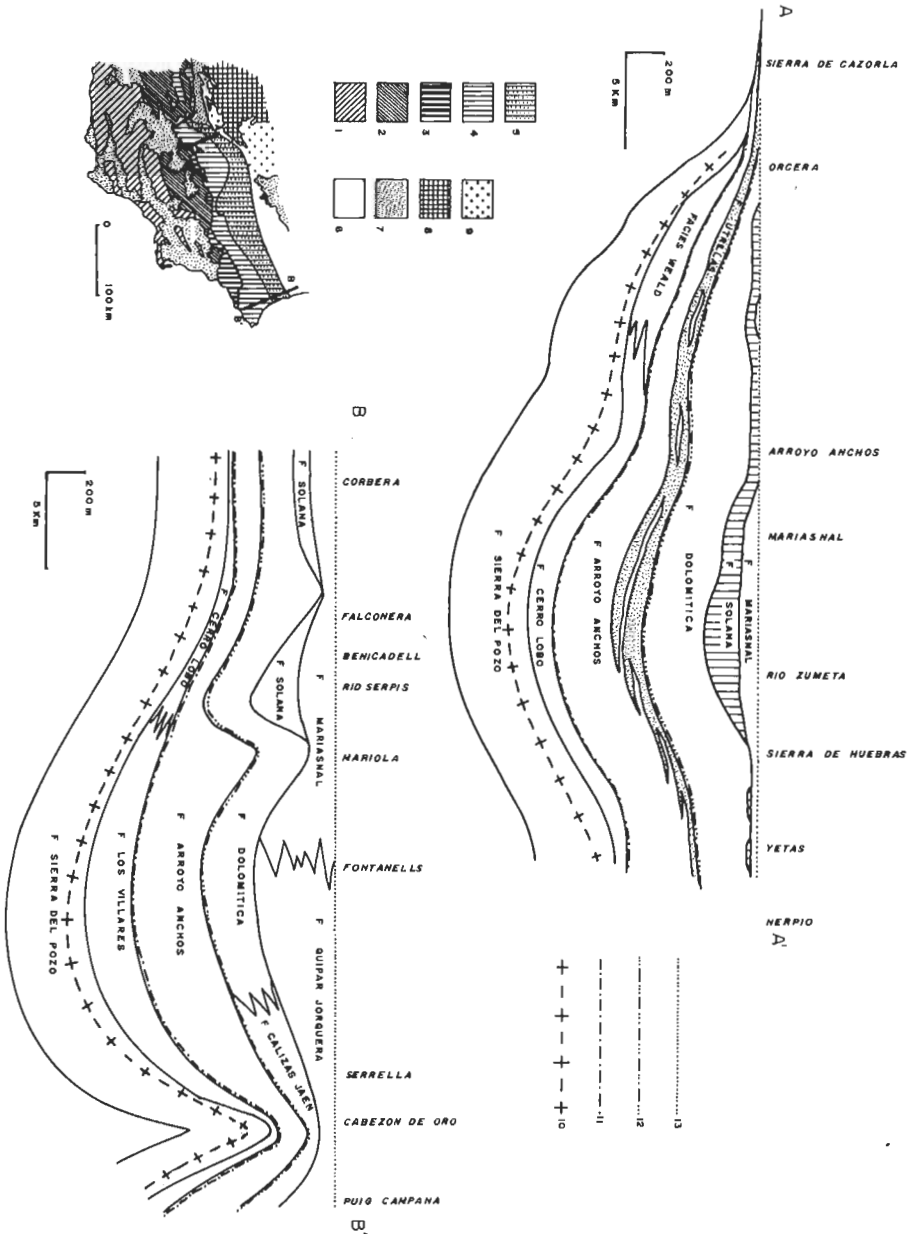


FIG. 9.5.—Paneles de correlación entre las diversas unidades litoestratigráficas cretácicas con la Zona Prebética. (En el mapa de situación se indican las dos transversales que se reconstruyen su posición original.)—1. Zona Bética.—2. Zona Subbética.—3. Unidades Intermedias.—4. Prebético Interno.—5. Prebético Externo.—6. Cordillera Ibérica.—7. Cuencas Neogeno-Cuaternarias.—8. Meseta Ibérica.—9. Cobertera Tabular, Isocronas.—10. Límite Jurásico-Cretácico.—11. Base del Barremense.—12. Base del Cenomanense.—13. Límite Cretácico-Terciario.

- Cuarto ciclo: Es claramente expansivo hacia el margen de la cuenca (Prebético externo). Comienza en la base del Aptense superior y termina en el Albense inferior.
- Quinto ciclo: Comienza en el Cretácico inferior (Albense) con el depósito de materiales de la Fm. Utrillas discordantes sobre materiales de diversas edades, con carácter de solapamiento (LÓPEZ GARRIDO, 1971). El ciclo se desarrolla en el Cenomanense-Turonense con depósitos carbonatados de plataforma.
- Sexto ciclo: Tiene lugar en el Senonense inferior. La unidad tectosedimentaria correspondiente es también solapante hacia los bordes de la cuenca, llegando a disponerse, mediante un conglomerado basal, sobre términos más antiguos.
- Séptimo ciclo: Corresponde al Senonense superior (esencialmente al Maastrichtense), que presentan en su base una discontinuidad bastante generalizada.

En la Zona Prebética se han utilizado raramente unidades litoestratigráficas formales. Sólo utiliza nombres de formaciones RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1978), en su mayor parte tomadas de informes de geología aplicada y sin hacer la definición formal de unidades.

Sin embargo, de acuerdo con la guía estratigráfica internacional, en la Zona Prebética se podrían delimitar conjuntos litoestratigráficos con entidad propia y definirlos como unidades formales, estableciendo su equivalencia con las unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas.

En todos los casos la definición de unidades se basará en los siguientes principios:

- a) Se procurará que cada unidad quede dentro de un ciclo sedimentario y que su definición se base en argumentos litoestratigráficos claramente utilizables.
- b) Se utilizará el mínimo necesario de unidades formales (formaciones) y con subdivisiones en miembros, frecuentemente cartografiables. Esto implica que las formaciones sean, en general, de rango mayor que las utilizadas en trabajos anteriores.
- c) Se denomina con nombre local cuando haya un estrato tipo de buenas condiciones de observación y con nombre litológico cuando se trate de conjuntos de facies muy características.
- d) Se mantienen los nombres de mayor uso anterior (Formación Utrillas o Facies Weald), aun cuando su definición no sea totalmente ortodoxa.

Las distintas unidades litoestratigráficas quedan de este modo encuadradas dentro de las unidades tectosedimentarias. Se definen en

general como formaciones aquellos volúmenes de materiales que están limitados por discontinuidades; en casos excepcionales, la distribución vertical de una formación puede ser menor que una unidad tecto-sedimentaria o, por el contrario, englobar a dos de ellas (Fig. 9.5).

Con estas bases las formaciones definidas de más antiguo a más moderno y de más externo a más interno son los siguientes:

### *Formación Sierra del Pozo*

Se define con el nombre de *Formación Sierra del Pozo* al conjunto litoestratigráfico carbonatado y calcarenítico localizado en el tránsito Jurásico-Cretácico en el Prebético interno.

*Estratotipo.*—Se encuentra especialmente bien representada en la Sierra del Pozo (parte meridional de la Sierra de Segura), con unas características litológicas y de espesor bastante constantes, de aquí que se haya elegido este área tipo para definir la formación. El mejor corte se sitúa al oeste del vértice Cabañas, a lo largo de la pista forestal de Pozo Alcón al nacimiento del Guadalquivir.

La formación Sierra del Pozo se divide en dos miembros: el inferior caliza margoso y el superior calcarenítico y arenoso.

En el corte tipo el miembro inferior está constituido por calizas grises y beige, bien estratificadas en bancos de 60 cm, dolomitizadas hacia la base. Progresivamente hacia arriba se intercalan niveles de margas hasta llegar a constituir una alternancia rítmica de calizas y margas en bancos de 40 a 50 cm de espesor; esporádicamente aparecen bancos de conglomerados con pisolitos ferruginosos y estratificaciones cruzadas. La potencia de este miembro en el corte tipo es de 325 m.

Se ha podido constatar una secuencia tipo de 1,5 m a 2 m de espesor, a menudo truncada (ver Fig. 6), constituida por: a) bancos calizos bioturbados con foraminíferos y algas *Dasycladáceas*; b) calizas peletoidales con pequeños *Miliolidos* y textura fenestral; c) calizas laminadas con grietas de desecación. En la parte inferior del miembro predomina el término basal de la secuencia, mientras que hacia el techo son muy frecuentes los términos superiores (GARCÍA HERNÁNDEZ, 1978; GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 1979).

El miembro superior calizo-arenoso está constituido por calcarenitas bioclásticas y areniscas con intercalaciones de arenas y margas arenosas, son frecuentes los niveles oolíticos ricos en granos de cuarzo y cantos de cuarcita; esporádicamente aparecen pequeñas construcciones arrecifales, así como episodios de calizas micríticas. El techo viene marcado por un *hard-ground*. En el corte tipo la potencia de este miembro es de unos 50 m.

*Correlación.*—La Formación Sierra del Pozo puede seguirse en amplios sectores del Prebético interno, con características bastante equivalentes a las de la localidad tipo. En el sector occidental (Sierra de Segura, Sierra de Huebras, Sierra de la Muela, etc.), muestra espesores equivalentes (JEREZ, L., 1973; GARCÍA HERNÁNDEZ, 1978; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979). En la provincia de Alicante, los espesores de los miembros son mayores. Así, en la Sierra Mariola el miembro inferior alcanza 450 m de espesor, sin aparecer el muro; el miembro superior, 150 m; en el río Serpis los miembros inferior y superior tienen 400 m y 75 m, respectivamente. Potencias equivalentes se tienen para el miembro superior en la Sierra de Fontanell, al oeste de la Sierra de la Oliva.

La Formación Sierra del Pozo pasa lateralmente, en las áreas más meridionales del Prebético, a calizas con calpionellas y escasos ammonites, que son continuación del conjunto carbonatado del Jurásico terminal-Berriasense de las unidades intermedias (Fm. Toril).

*Edad.*—Las dataciones, establecidas con foraminíferos bentónicos (Lituolidos fundamentalmente) y algas Dasycladáceas, permiten constatar una edad Portlandiense-Berriasense para el miembro inferior, quedando, por consiguiente, dentro del mismo el límite Jurásico-Cretácico, que es difícil de precisar. El miembro superior es de edad Berriasense superior-Valanginiense inferior, y ha sido datado con el mismo tipo de organismos (GARCÍA HERNÁNDEZ, 1978).

En las partes más internas de la cuenca, y excepcionalmente en otros sectores, se presentan algunos ammonites y calpionellas cuya datación confirma la edad establecida.

*Génesis.*—En trabajos anteriores (GARCÍA HERNÁNDEZ, 1978; GARCÍA HERNÁNDEZ *et al.*, 1979), se ha realizado la interpretación sedimentaria de los materiales que componen la Formación Sierra del Pozo.

Las secuencias que caracterizan el miembro inferior permiten interpretarlo como un depósito en un ambiente marginal de plataforma carbonatada con fluctuaciones repetidas desde el dominio submareal (calizas de Lituolidos y Dasycladáceas), intermareal (calizas peleteoidales con pequeños foraminíferos y textura fenestral), al supramareal (calizas laminadas con grietas de desecación). En el Portlandense se mantiene con mayor frecuencia el dominio de tipo submareal, al contrario de lo que ocurre a lo largo del Berriasense, donde persisten más a menudo los dominios inter y supramareales. Se trata, por tanto, de un ciclo regresivo.

El miembro superior corresponde a una plataforma abierta poco profunda y agitada donde se desarrollan barras costeras alimentadas en parte por destrucción de parches arrecifales que logran instalarse en estas barras y cuyo poder de supervivencia es escaso.

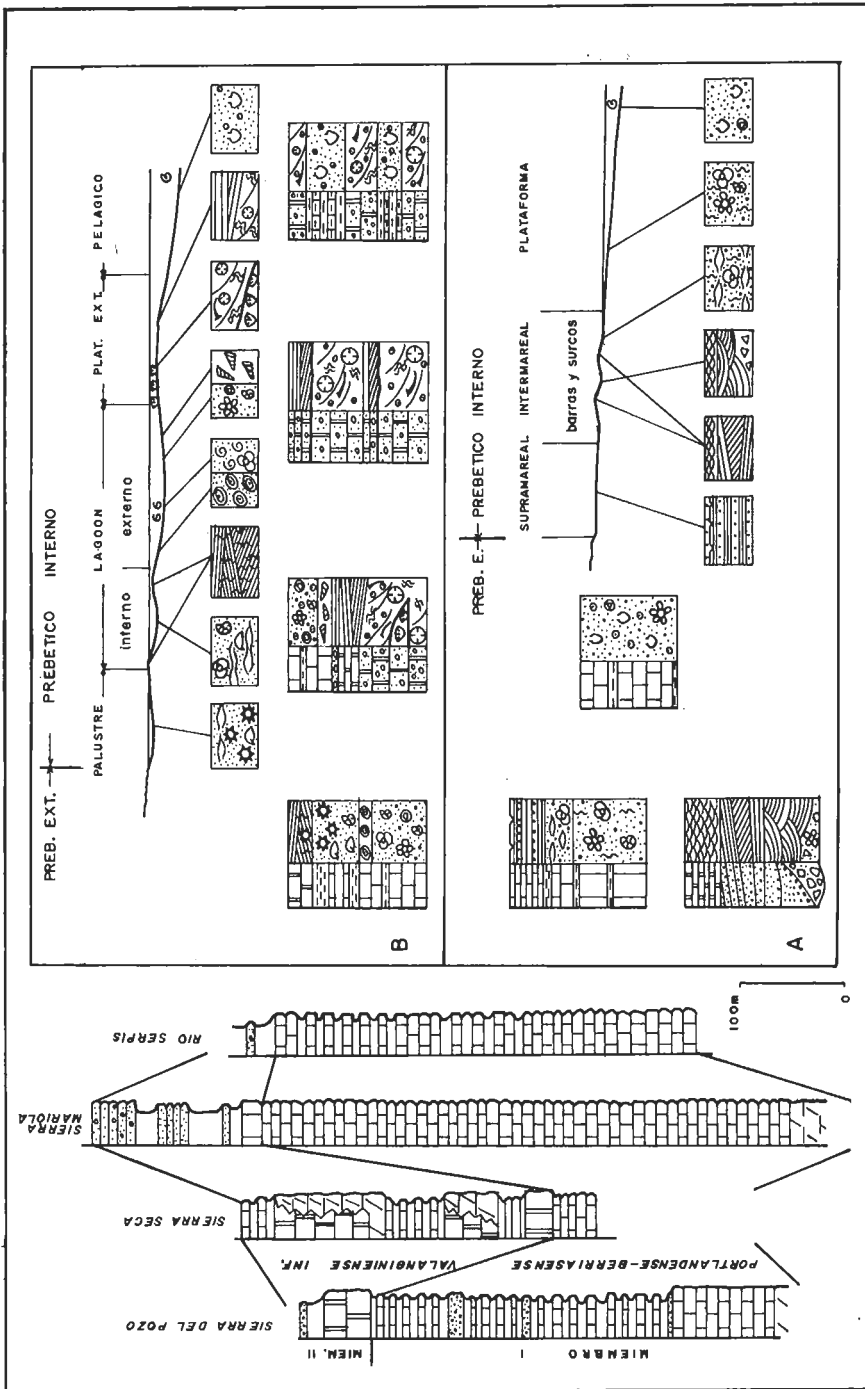


FIG. 96.—Correlación estratigráfica para la Formación Sierra del Pozo e interpretación ambiental de las facies del: A) Berriense, y B) Valanginiense inferior.

*Facies Weald*

Bajo esta denominación y de un modo informal se designa al conjunto de materiales suprayacentes a los anteriores, esencialmente terrígenos, constituidos por arenas y areniscas con cantos de cuarcitas y abundantes granos de cuarzo, de colores verdosos y pardos y escasos niveles de calizas, de tipo *mudstone* a *wackestone*, con restos de corales. Dichos materiales afloran ampliamente en las áreas más septentrionales del Prebético interno (Prebético externo meridional de JEREZ, L., 1981), siguiendo un conjunto de alineaciones de la Sierra de Segura, Sierra del Puerto, Sierra del Picarcho, Sierra del Molar, Jumilla, Sierra del Serral, Villena, Gandía.

La denominación de «facies Weald» ha sido muy utilizada por los autores que han trabajado en la Zona Prebética, dada la similitud de facies y de posición cronoestratigráfica con el Weald inglés. La potencia es muy variable, con valores que oscilan entre los 50 y los 200 m.

La datación es difícil, dada la escasez de fósiles y la ausencia de organismos marinos; sin embargo, por criterios de relación lateral y vertical con formaciones mejor datadas, se ha podido constatar una edad Valanginiense superior-Hauteriviense. En efecto, los materiales de facies Weald cambian lateralmente hacia el Sur a otros de carácter marino (Formación Cerro Lobo), bien datados, como se verá a continuación.

En la Cordillera Ibérica meridional la Facies Weald equivale a las Formaciones: Arcillas y Areniscas de Aldea de Cortés, Arenas y Arcillas de El Collado y Calizas de la Huézniga.

*Formación Cerro Lobo*

La formación corresponde a un ciclo sedimentario cuyos materiales se sitúan sobre el *hard-ground* del techo de miembro superior calizo-arenoso de la Formación Sierra del Pozo. La presencia de la Formación Cerro Lobo, en lugar de las facies Weald, es uno de los criterios utilizados por JEREZ, L. (1981) para distinguir el Prebético externo del Prebético interno y para delimitar el dominio del Prebético interno septentrional, ampliamente representado en la Zona Prebética.

*Estratotipo.*—La Formación Cerro Lobo, definida en la Sierra de Segura, toma su nombre de una elevación situada al este de la isla de Bujariza (Hoja de Santiago de la Espada, Cerro Lobo, 1.374 m), y en cuyas laderas aflora una serie bastante representativa de estos materiales. La formación consta de dos miembros de desigual naturaleza.

El miembro inferior está constituido por margas pardo-amarillentas con raros niveles calizo-arenosos; son muy abundantes los organismos, entre los que destacan las *Exogyras*, además de ammonites,

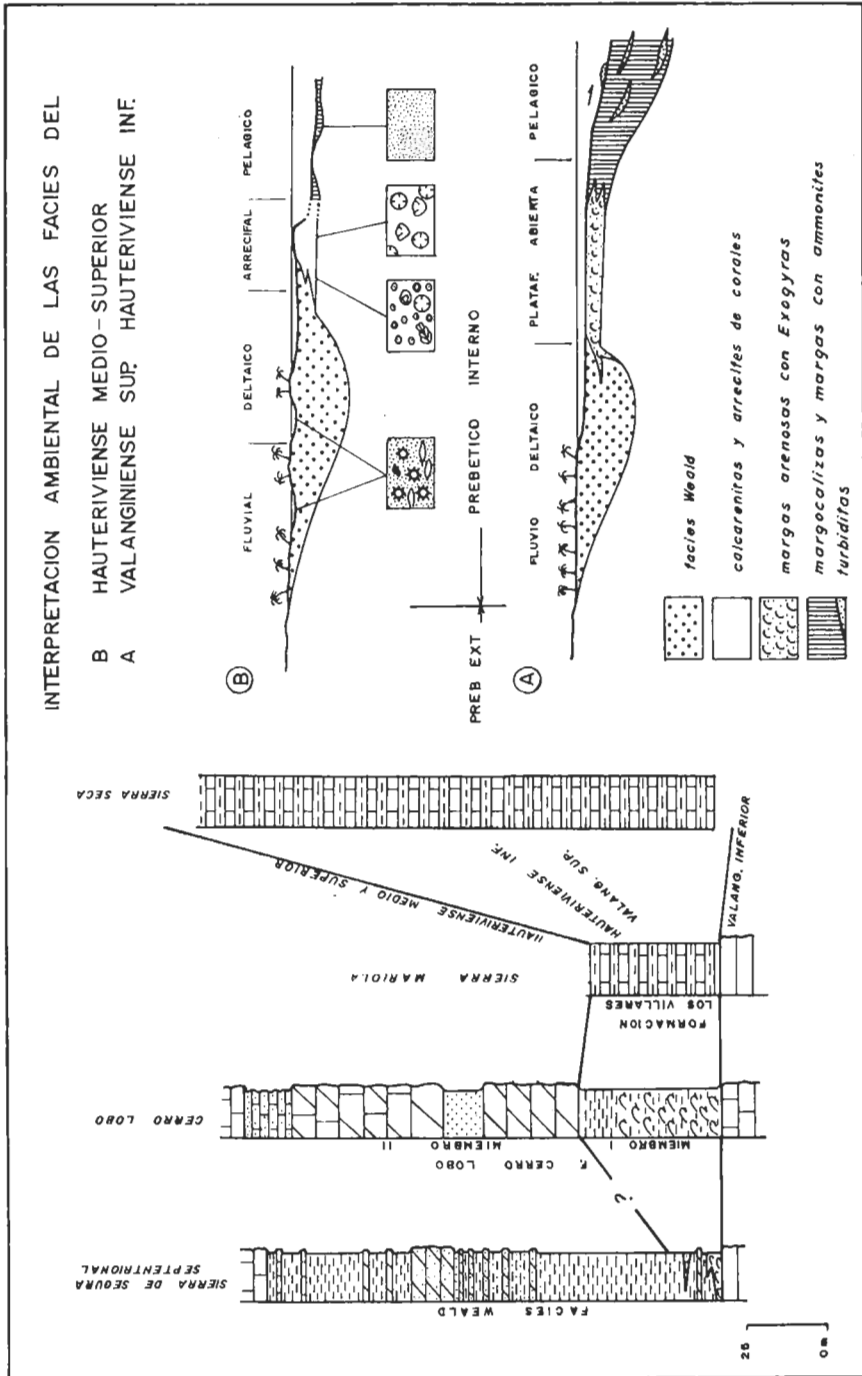


Fig. 9.7.—Correlación estratigráfica para las Formaciones Weald, Cerro Lobo y Los Villares, e interpretación ambiental de las facies del: A) Valanginiense superior-Hauteriviense inferior, y B) Hauteriviense medio-superior.



equínidos (*Toxaster*), braquiópodos y otros lamelibranquios. El contenido orgánico disminuye, llegando a desaparecer en la parte superior. La potencia muestra valores muy constantes de 40 a 45 metros.

El miembro superior, de carácter más carbonatado, está formado por dolomías y calizas areniscosas, calcarenitas e incluso construcciones arrecifales de corales en bancos masivos. En el corte tipo el miembro superior da lugar a una cornisa bastante destacable en el terreno que comporta los siguientes niveles de muro a techo:

- A) 30 metros de dolomías masivas, más calcáreas hacia el techo, donde se reconocen fragmentos de corales.
- B) 15 metros de arenas, areniscas tableadas y margas arenosas.
- C) 45 metros de dolomías y calizas arrecifales con numerosos episodios de corales en posición de vida. Lateralmente y en uno o dos kilómetros este paquete se acuña hasta llegar a desaparecer.
- D) 20 metros de areniscas bien estratificadas con laminaciones cruzadas, con restos de corales y arenas con cantos de cuarcita.

La potencia de este miembro en el corte tipo es de 110 metros, y en otros cortes suele ser menor (30 a 50 metros), ya que en la mayor parte de ellos no se encuentran construcciones arrecifales, sino calcarenitas.

*Correlaciones.*—Los dos miembros de la Formación Cerro Lobo son reconocibles en una gran parte del Prebético interno, y caracterizan, sobre todo, el miembro inferior, el subdominio que JEREZ, L. (1981) denomina «Prebético interno septentrional». La potencia del miembro inferior es muy constante, mientras que el miembro superior cambia bruscamente, con respecto al corte tipo.

Lateralmente la Formación Cerro Lobo presenta cambios de facies importantes (Fig. 7). Así, hacia las partes más septentrionales del Prebético interno, en el subdominio llamado por JEREZ, L. (1981) «Prebético externo meridional», cambia hacia los materiales de facies Weald. Hacia el Sur y hacia el Oeste (en el Prebético de Alicante) el conjunto de la Formación Cerro Lobo cambia lateralmente con la parte inferior de la Formación Los Villares. El equivalente del miembro superior en la Formación Los Villares viene representado por muy poco espesor de sedimentos o incluso éstos llegan a faltar (Fig. 9.7).

*Edad.*—El miembro inferior de la Formación Cerro Lobo ha podido ser datado, en función de la presencia de ammonites, equínidos y *Exogyras*, como Valanginiense superior-Hauteriviense basal. Por el contrario, dada la ausencia de fósiles característica en el miembro supe-

rior, su edad se ha deducido en función de su posición estratigráfica, como Hauteriviense medio y superior.

**Génesis.**—El esquema sedimentario deducido para la Formación Cerro Lobo (ver Fig. 9.7) varía de forma importante en los dos miembros que la componen. Las margas con *Exogyras* debieron depositarse en un área de plataforma marina abierta, en la que la relación subsidencia-velocidad de sedimentación fue bastante uniforme en todo el dominio; la gran población de organismos, todos ellos de plataforma, así como el tipo de litofacies, permiten confirmarlo. Lateralmente, hacia el Sur, se tiene el paso al dominio pelágico, ocupado de modo predominante por los biotopos de ammonites.

El miembro superior responde a un sistema de barras alimentadas por aportes terrígenos, y con frecuencia bioconstruidas por colonias de corales formando parches, cuyo poder de supervivencia era escaso debido a la importancia del oleaje y a la influencia de los aportes terrígenos.

Hacia el Norte se pasa al dominio ocupado por las facies Weald en el que debió instalarse un ambiente mixto de tipo fluvio-deltaico, ligado al desarrollo una importante subsistencia compensada con la velocidad de sedimentación.

### *Formación Los Villares*

Aflora solamente en el Prebético interno y alcanza un gran desarrollo en la provincia de Alicante. En otros sectores se limita a los bordes más meridionales del Prebético interno.

Se utiliza el mismo nombre que en las Unidades intermedias, donde fue definida la Formación por RUIZ-ORTIZ (1980 a). Se caracteriza por presentar una alternancia de margocaliza y margas de color gris-azulado en corte fresco y blanco en superficie por alteración superficial. En la Zona Prebética destacan netamente en el paisaje por quedar intercalada entre dos unidades litoestratigráficas más resistentes a la erosión.

**Estratotipo y edad.**—El corte tipo se localiza fuera de la Zona Prebética en la Unidad intermedia Jabalcuz-Los Villares (RUIZ-ORTIZ, 1981 a). En el Prebético interno se pueden describir paraestratotipos que complementan los información del holoestratotipo.

Varios cortes de esta formación se pueden levantar en Sierra Mariola, de entre los que destaca el del Barranco de la Querola, bien conocido desde los trabajos de MALLADA (1887) y NICKLES (1890). En este sector, sobre el *hard-ground* del techo de las calcarenitas del Valanginiense inferior (Miembro superior de la Formación Sierra del Pozo),

se dispone esta formación con unos 200 metros de espesor y con abundante fauna de ammonites del Valanginiense, Hauteriviense y Barremense, con una laguna estratigráfica del Hauteriviense superior (COMPANY, 1980).

*Correlación.*—Otros buenos cortes de esta formación en el Prebético interno de Alicante se tienen en el río Serpis, Castellón de Rugat, Sierra de Fontanell y en el Cabezón del Oro. En todos los cortes afloran concordantemente sobre las calcarenitas del Valanginiense inferior, con un *hard-ground* en el contacto. Las potencias varías de 50 a 180 metros según los cortes. La fauna de ammonites es siempre abundante y permite datar el Valanginiense superior, el Hauteriviense (pro parte) y el Barremense.

En Sierra Seca esta formación sólo aflora en los sectores más internos y se restringe al Valanginiense superior y Hauteriviense de manera que el Barremense se presenta dentro de la Formación Arroyo de los Anchos. En estos sectores la Formación Los Villares cambia lateralmente a la Formación Cerro Lobo.

Al Sur de Jaén, en el sector de Pegalajar, esta formación presenta episodios turbidíticos calcáreos encajados en el conjunto de calizas margosas y margas del Valanginiense. Las calcarenitas turbidíticas presentan bioclastos de organismos de plataforma, por lo que la alimentación de los cuerpos turbidíticos se hacía desde áreas más septentrionales.

Se quiere destacar el hecho de que esta formación en la provincia de Alicante comprende parte de dos ciclos sedimentarios. El límite entre ambos coincide con la laguna estratigráfica del Hauteriviense superior en el sector de Alicante. En el sector de la Sierra Seca la formación se limita al ciclo inferior. Sin embargo, al definirse la formación por sus características litoestratigráficas y criterios cartografiables, no es posible diferenciar las dos partes, ya que la división se hace por criterios bioestratigráficos. No obstante, se puede apuntar que en la parte superior (de edad Barremense), se presentan algunas intercalaciones arenosas, lo que permite en algunos cortes delimitar dos miembros, cuyo límite coincidiría con el de los ciclos.

Hacia el interior de la cuenca la formación aumenta de espesor y varía su posición estratigráfica, ya que en las Unidades intermedias comprende el Berriasense, Valanginiense y Hauteriviense.

*Génesis.*—Esta unidad se depositó en una cuenca marina con carácter pelágico en las partes más meridionales y con aportes de detríticos en las partes más septentrionales. Los episodios turbidíticos pueden interpretarse como depósitos de lóbulos y pequeños canales en una pendiente, que se inicia en el borde de la plataforma.

*Formación Arroyo de los Anchos*

Con esta denominación se define al conjunto de materiales barre-mo-albenses que constituyen las facies urgonianas, formadas por calizas con Rudistas y Orbitolinas, y demás facies carbonatadas y terrígenas asociadas.

Este conjunto de materiales se agrupa en la mayor parte del Prebético de acuerdo con dos ciclos sedimentarios (GARCÍA HERNÁNDEZ, 1979), el primero de los cuales abarca el Barremense-Aptense inferior, y el segundo el Aptense superior y parte del Albense. En estos ciclos se originan discontinuidades sedimentarias hacia el borde de la cuenca, de manera que los materiales originados en cada uno de ellos son de carácter expansivo hacia dicho margen; los materiales del segundo ciclo sedimentario llegan a disponerse, en el Prebético externo, sobre materiales jurásicos de distintas edades.

*Estratotipo.*—La Formación Arroyo de los Anchos reúne buenas condiciones de afloramiento en el barranco del mismo nombre, localizado en la parte meridional de la Hoja de Orcera del Mapa Topográfico Nacional; el corte tipo se sitúa entre la Venta de Rampias y la aldea de los Anchos. La Formación tiene 200 metros de espesor, y en ella se diferencian dos miembros.

El miembro inferior tiene 125 metros de espesor y es de carácter esencialmente carbonatado, compuesto por calizas grises y beige claras, a veces blancas en corte fresco, bien estratificadas en bancos de 50 a 60 cm y con algunas intercalaciones margosas de colores verdes y grises hacia la base. La parte terminal de este miembro está formada por bancos gruesos e incluso masivos, bioconstruidos, que acaban con algunos niveles de arenas y areniscas.

En esta serie caliza se desarrolla una megasecuencia de carácter cíclico que comporta los siguientes tipos de facies (AZEMA, 1977; GARCÍA HERNÁNDEZ, 1978, 1979):

- a) calizas (*mudstone*) con caráceas, laminitas y calizas de *cailloux-noirs*; las texturas fenestrales son abundantes;
- b) caliza (*wackstone*) con Miliolidos y algas Dasycladáceas;
- c) caliza (*wackestone-packstone*) con Rudistas y *Orbitolinopsis*;
- d) caliza (*grainstone*) con *Palorbitolinas* y estratificaciones cruzadas;
- e) caliza (*boundstone*) de corales y areniscas cuarzosas;
- f) caliza (*wackestone-packstone*) con *Iraquia*.

El miembro superior en la localidad tipo comienza con unos niveles de arenas con cantos de cuarcita seguidos de margas de colores rojo y verde intensos y delgadas intercalaciones de calizas; de forma rápida

la serie se hace caliza, estando constituida por bancos de unos 60 cm con abundancia de rudistas. Se ha constatado una secuencia elemental que se repite a lo largo de la serie constituida por:

- a) calizas y margas verdes con caráceas y «birdseyes» con grietas de desecación;
- b) calizas (*mudstone* a *wackestone*) de Miliolidos, pequeños foraminíferos y abundantes rudistas;
- c) calizas con *Mesorbitolinas*;
- d) calizas (*boundstone*) de corales. Este tipo de facies aparece excepcionalmente tan sólo a 1 km al N del corte tipo (Pradoma-guillo).

Predominan, a lo largo de la serie, los episodios a) y b). La potencia es de 75 a 100 metros.

*Correlación.*—La formación Arroyo de los Anchos está ampliamente representada en la Zona Prebética, especialmente en el Prebético interno, y sobre todo en los subdominios denominados por JEREZ, L. (1981) «Prebético externo meridional» y «Prebético interno septentrional». Las potencias son muy desiguales con valores comprendidos entre 30 m y 300 m; el espesor que alcanza en la localidad tipo es bastante representativo de una buena parte del Prebético occidental, así como los tipos de facies, secuencias y asociaciones.

El miembro inferior representa el primer ciclo sedimentario; la megasecuencia establecida aparece con frecuencia cortada hacia el techo a distintas alturas estratigráficas como consecuencia de la discontinuidad que precede al miembro superior, el cual representa el segundo ciclo. Tal discontinuidad es especialmente manifiesta, no sólo en el Prebético externo donde el miembro superior reposa sobre distintos términos jurásicos, sino también en áreas marginales del Prebético interno (parte occidental de La Sierra del Pozo entre otras) donde el miembro inferior aparece bastante erosionado.

Hacia el Sur y sobre todo hacia el Este en el Prebético interno de la provincia de Alicante se producen importantes cambios de facies. Así a partir del meridiano de Cieza, hacia el Este, la parte inferior del miembro pasa a materiales de la formación Los Villares, sin poderse observar sobre el terreno el cambio de facies. En los alrededores de Castril (sur de Sierra Seca) se pone de manifiesto sobre el terreno (FOUCAULT, 1971; RUIZ-ORTIZ, 1980) el paso lateral hacia el Sur del miembro inferior a una barra de calcarenitas con estratificaciones cruzadas y ésta a su vez a materiales de la formación Los Villares (Fig. 8). En los sectores indicados la parte superior del término se presenta bajo

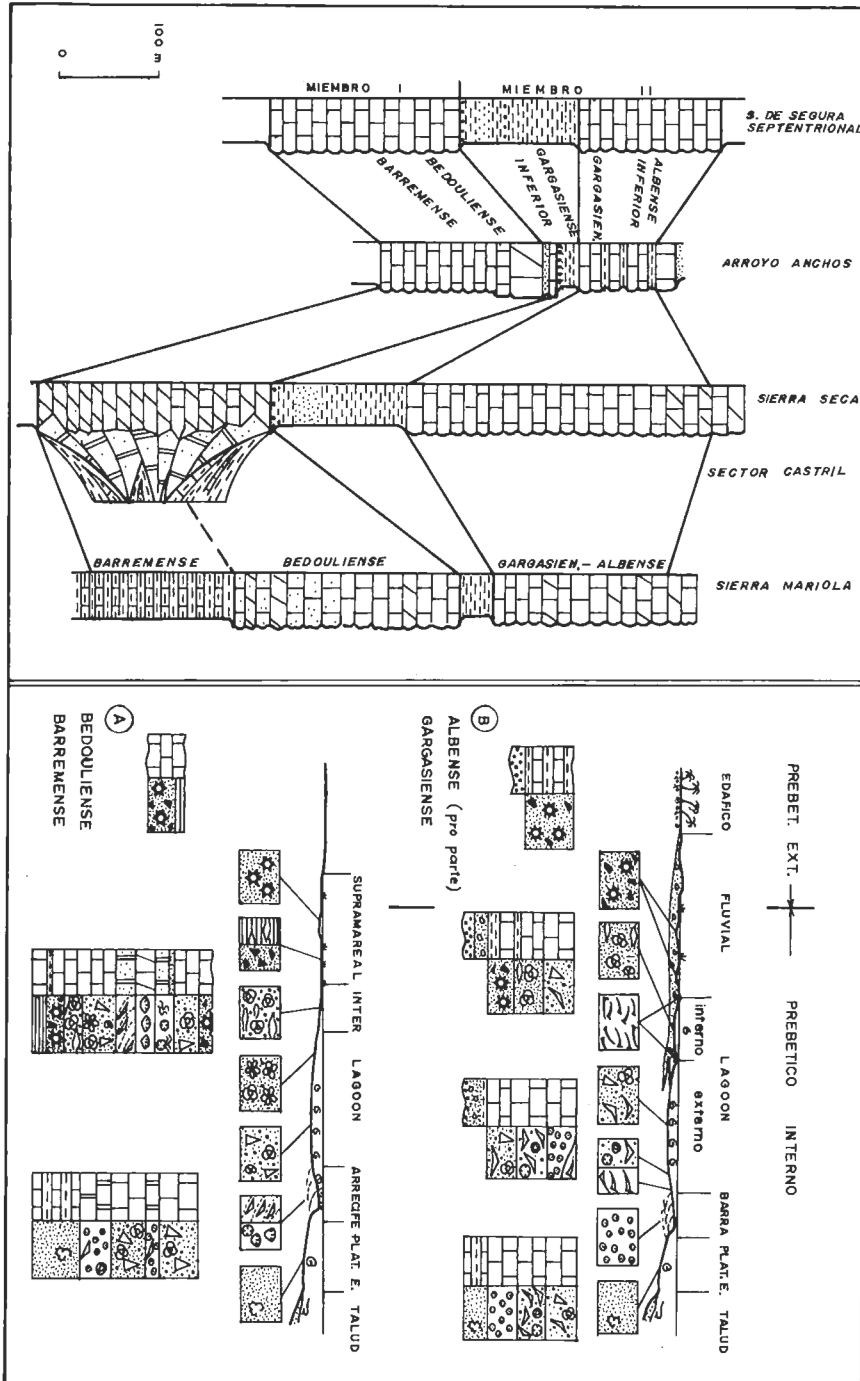


FIG. 9.8.—Correlación estratigráfica para la Formación Arroyo de Los Anchos e interpretación ambiental de las facies del: A) Barrenmense - Aptense inferior, y B) Aptense superior - Albense (pro parte).

facies urgonianas con gran predominio de niveles calcareníticos y niveles de Orbitolinas y reducción de los niveles de caráceas.

El miembro superior, como ya se ha indicado antes, es claramente expansivo hacia el Prebético externo. En este dominio las series son en general poco potentes (entre 15 y 40 metros). En el Prebético interno y para el sector llamado por JEREZ, L. (1981) «Prebético externo meridional» (área de Yeste) los espesores aumentan bruscamente; así en las series de la Raspilla, Ardal (RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979), Peñarrubia, Yetas (JEREZ, L., 1973; JEREZ *et al.*, 1979) se alcanzan valores de 300 m para la formación Arroyo de los Anchos. En este sector está muy desarrollados los episodios terrígenos (arenas, areniscas con cantos de cuarcita y margas verdosas con caráceas) especialmente en la parte basal del miembro superior. Hacia el sur y hacia el este, los términos terrígenos disminuyen considerablemente de espesor o incluso llegan a desaparecer, por el contrario las calizas con Orbitolinas y rudistas adquieren un notable desarrollo; por ejemplo, series como Sierra Seca (FOUCAULT, 1971; GARCÍA HERNÁNDEZ, 1978) o Sierra Mariola, Sierra de Fontanells, etc., en las que el miembro superior presenta valores entre 150 y 300 m. En algunas series del Prebético oriental (Sierra Mariola y afines), en la base del miembro hay un nivel margocalizo arenoso de unos 30 m de espesor con ammonites.

Hacia el dominio de las Unidades intermedias y sin que se observe en el terreno, tiene lugar un paso brusco de las facies urgonianas y demás facies asociadas a materiales pelágicos de carácter turbidítico de la formación Cerrajón.

*Génesis.*—La génesis de la formación Arroyo de los Anchos reviste una cierta complejidad dada la diversidad de facies que la integran. En efecto los episodios de carácter carbonatado tienen una génesis que es el resultado de un conjunto de condiciones físico-químicas y biológicas que serían muy diferentes a las que reinaron durante el depósito de los episodios terrígenos.

El miembro inferior y parte del miembro superior se han depositado en una plataforma carbonatada de tipo urgoniana en donde se reconocen los siguientes dominios (GARCÍA-HERNÁNDEZ, 1979; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1981) (ver fig. 8.9).

#### 1. Dominio supramareal:

- 1a. Áreas palustres: niveles con caráceas, con lechos de lignitos.
- 1b. Llanura supramareal: niveles laminados, con grietas de desecación y niveles con clastos carbonatados.

2. *Dominio intermareal:*

Niveles peletoidales con Miliolídos y pequeños foraminíferos con gran desarrollo de texturas fenestral.

3. *Lagoon o plataforma interna:*

3.1. Lagoon interno: caracterizado por la presencia de abundante lodo carbonatado y poca variedad en los organismos, si bien el número de ejemplares puede ser alto. Tales son las calizas (*mudstone* o *wackestone*) con Miliolidos y los bancos con rudistas del género *Pseudotoucasia* y formas afines.

3.2. Lagoon externo: niveles peletoidales e incluso calcareníticos con variedad de flora y fauna entre la que destacan: algas Dasycladáceas, Orbitolínidos (*Orbitolinas* puntiagudas y *Mesorbitolinas*), otros foraminíferos y rudistas.

4. *Barra y plataforma externa:*

Se trata de calcarenitas a veces ricas en cuarzo con estratificaciones cruzadas, así como niveles con abundantes *Orbitolinas* (*Palorbitolina lenticularis*); abundan además los fragmentos de corales y las algas incrustantes (*Lithocodium-Bacinella*). Con frecuencia se tienen pequeñas intercalaciones arrecifales de corales, a las cuales se asocian *Palorbitolinas*, algas incrustantes y serpúlidos; la vida de dichos arrecifes termina con la llegada a la cuenca de arenas y areniscas, incluso con cantos de cuarcita.

5. *Dominio pelágico:*

Viene caracterizado por la existencia de calizas, margocalizas y margas con fauna pelágica de ammonites y foraminíferos planctónicos. Cuando los niveles pelágicos son mayoritarios y presentan intercalaciones turbidíticas se pasa a la formación Cerrajón.

En cuanto a los episodios terrígenos, localizados especialmente en la parte baja del miembro superior, debieron originarse a consecuencia de la interacción de distintos medios sedimentarios; en las partes más marginales la sedimentación fue de tipo fluvial con desarrollo frecuente de suelos lateríticos caracterizados por la presencia de arcillas rojas con abundantes pisolitos ferruginosos. Hacia las áreas más meridionales se tienen evidencias de sedimentación marina litoral como lo demuestra la presencia de bancos de ostreidos y la relación lateral con materiales carbonatados de carácter netamente marino. El esque-



ma sedimentario propuesto se asemejaría bastante a un sistema deltico en donde se reconocen los ambientes fluviales y de llanura deltaica; en las áreas palustres de la llanura deltaica se desarrollarán niveles de caráceas y lechos de lignitos.

*Edad.*—La edad de la formación Arroyo de los Anchos puede establecerse gracias a la fauna de foraminíferos bentónicos especialmente de Orbitolínidos. En algunas series del Prebético oriental (Sierra Mariola y afines) la edad queda también precisada gracias a la existencia de algunos niveles con ammonites.

El miembro inferior ocupa el Barremense y Aptense inferior y el miembro superior Aptense superior y Albense (pro parte).

La formación Arroyo de los Anchos equivale, en la Cordillera Ibérica meridional, a la «Formación Calizas con Rudistas de El Caroch». El miembro inferior equivale al «miembro Calizas de Malacara», mientras que el miembro superior es equivalente al «miembro Arenas y Arcillas del Bural» y al «miembro Calizas de El Buseo».

### *Formación Utrillas*

Se denomina Formación Utrillas a los materiales terrígenos formados por arenas cuarzosas blancas, margas y arcillas de colores verdes y rojos y escasos niveles dolomíticos y de lignito arrastrados, que afloran extensamente en una buena parte del Prebético y que presentan una similitud con los equivalentes, en litología y edad, de la Cordillera Ibérica donde se encuentran la localidad tipo.

Los materiales que componen la Formación Utrillas recubren hacia el norte materiales más antiguos de edades cretácicas y jurásicas, extendiéndose por una buena parte del dominio del Prebético externo (LÓPEZ GARRIDO, 1971; JEREZ, L., 1973; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979, etc.), por lo que se sitúan sobre una discontinuidad estratigráfica; no obstante en el mencionado dominio resulta difícil poder precisar la edad de dichos materiales dada la carencia de fósiles por una parte, y la falta de sucesión estratigráfica en las series del Cretácico inferior, por lo que algunos autores (JEREZ, L., 1973; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979) emplean la denominación de facies Weald-Utrillas, ante la posibilidad de que entre los materiales terrígenos aparezcan materiales de facies Weald.

En el dominio del Prebético interno, los materiales de la Formación Utrillas afloran extensamente en una buena parte del mismo, sobre todo en las áreas más septentrionales.

*Correlación.*—La Formación Utrillas está ampliamente representada en gran parte de la Zona Prebética y muestra importantes variaciones de espesor. En el Prebético externo la potencia media oscila alre-

dedor de los 30 a 40 metros. En el Prebético interno, se tienen valores de 50 a 60 m en las áreas más marginales, aunque de modo rápido aumentan hacia el sur llegándose a tener en determinadas áreas (sector de Yeste) espesores de 300 a 400 m. Más hacia el Sur (Sierra del Pozo) y hacia el Este (Prebético oriental) quedan muy disminuidos ya que de forma brusca intercalan niveles carbonatados estando los episodios terrígenos muy poco o nada representados. En las áreas más meridionales del Prebético se pasan a alternancia de margas y margocalizas de carácter pelágico con episodios turbidíticos en el dominio de las Unidades intermedias (Formación Cerrajón).

*Génesis.*—Las condiciones genéticas de los materiales de la Formación Utrillas se deducen tanto de los tipos de facies que se reconocen en la formación como de relaciones laterales con otros materiales.

ELIZAGA (1980) estudia los tipos de facies sedimentarias de la Formación Utrillas al Sur de la provincia de Albacete (sur de la Meseta y norte del Prebético externo) y pone de manifiesto distintos mecanismos de transporte y depósito relacionados con un sistema fluvial de ríos anastomosados. Más hacia el Sur, hacia el interior de la cuenca la Formación Utrillas tiene menos conglomerados y areniscas y por el contrario más arcillas. Las potencias aumentan y se tienen pasos laterales de facies a calizas con Orbitolínidos y rudistas depositados en una plataforma carbonatada interna que pasa a su vez hacia los sectores meridionales a ser más abierta. Por consiguiente el sistema fluvial se relaciona hacia el Sur con uno marino originando un medio de tipo deltaico; en él los materiales de facies Utrillas son de grano más fino, alcanzan mayor potencia y presentan intercalaciones carbonatadas con Orbitolinas. Más al Sur y hacia el Este, en la provincia de Alicante, el dominio de las facies carbonatadas marinas es casi absoluto (ver figura 9.9).

*Edad.*—La edad de la Formación de Utrillas se establece con seguridad en los sectores donde se intercala con calizas de Orbitolinas, constatándose en estos casos una edad Albense superior. Hacia el norte las dificultades de datación son grandes ya que no se dispone de argumentos paleontológicos y además la formación reposa sobre distintos términos cretácicos y jurásicos. La mayor parte de los autores (LÓPEZ GARRIDO, 1971; JEREZ, L., 1973; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979; ELIZAGA, 1980) proponen una edad Albense para esta formación.

Los materiales de la Formación Utrillas son equivalentes a los de la Formación Arenas de Utrillas descritos en la Cordillera Ibérica meridional, donde también pasan a materiales de facies carbonatadas conocidas en este sector como Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sâçaras.

*Formación Dolomítica*

Como Formación Dolomítica se define el conjunto dolomítico de edad Cenomanense-Turonense que aflora ampliamente en la Zona Prebética y que generalmente comporta tres miembros, lo que ha conducido a diversos autores a denominarlo como «trilogía dolomítica» del Cretácico Superior. Otras denominaciones que ha recibido son las de Complejo dolomítico del Cenomanense-Turonense (JEREZ, L., 1973), Formación Dolomítica en la base (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978) y Formación dolomítica inferior (MARTÍN, 1980). Por otra parte la Formación Dolomítica que aquí se describe engloba a las siguientes formaciones utilizadas por SEPE y ENPASA y recogidas por RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1977 y 1978): Formación Quesada, Formación Franco y parte de la Formación Benejama. HOEDEMAEKER (1973) la llama «Ubacas dolostone Formation».

Buenos cortes de esta formación han sido descritos en numerosos puntos por diversos autores, ya que como se ha dicho aflora extensamente y con unas características litoestratigráficas bastantes constantes.

El muro de esta formación lo constituyen por lo general las facies detríticas de la «Formación Utrillas». Hacia los sectores más meridionales y orientales de la Zona Prebética, donde la Formación de Utrillas pierde progresivamente espesor (y es sustituida por facies carbonatadas) el paso del Albense al Cenomanense se localiza en facies exclusivamente carbonatadas (parte basal de la Formación Caliza de Jaén).

El techo de la formación lo constituyen las calizas blancas de la Formación Sierra de la Solana (del Senonense inferior) que se sitúan sobre las dolomías del miembro superior. Este contacto concordante en amplios sectores, hacia las partes externas de la cuenca (Prebético Externo) pasa a ser discordante.

*Estratotipo.*—Se ha elegido, la serie del Calar de Cobos descrita por LÓPEZ-GARRIDO (1971). La formación tiene unos 180 m de potencia y en ella se diferencian tres miembros. Las series estratigráficas presenta las siguientes características:

*Muro.*—50-60 m. Margas verdes y rojas con nódulos piritosos, con indentaciones de arenas blancas. Fm. Utrillas. Albense.

*Miembro inferior.*—Más de 100 m. Dolomías arenosas ocre. Estratificación a gran escala.

*Miembro medio.*—10-15 m. Dolomicritas y margas blanco-amarillentas, con estratificación fina. Encima 8-10 m de Dolomías grisáceas masivas y sobre ellas 15-20 m de dolomicritas y margas.

*Miembro superior.*—30-40 m. Dolomías grises. Masivas.

Techo: 10-20 m. Calizas blancas con restos de corales relativamente abundantes. Formación Sierra de la Solana. Senonense inferior.

Las características litoestratificadas de cada uno de los miembros son las siguientes:

*Miembro inferior.*—Constituido por dolomías ocres, de aspecto masivo o con estratificación gruesa. En la parte basal, son algo detríticas (5 al 25 por 100 de fracción terrígena). Igualmente en la base presentan fantasmas de orbitolínidos. Excepcionalmente en algunos cortes esta parte basal aparece sin dolomitizar y presenta características muy semejantes a la de la parte basal de la Formación caliza de Jaén que se describirá a continuación.

El resto del miembro inferior está constituido igualmente por dolomías ocres de aspecto más masivo que las basales, y en las que es muy difícil reconocer alguna característica de la textura original. Excepcionalmente RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978 (Corte de Los Colados sin dolomitizar) reconoce las características originales de la roca que son micritas areniscosas, calcarenitas subnodulosas y algunos bancos con estratificación cruzada.

Este miembro inferior de la Formación Dolomítica es equivalente a la Formación Quesada utilizada en los informes de SEPE y ENPASA y al miembro dolomítico inferior de RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1978). Tiene espesores que varían de 8-15 m en el borde de la cuenca a más de 200 metros en Elche de la Sierra (JEREZ, 1973); más al Sur reduce su espesor a 100 metros.

*Miembro medio.*—Dolomicritas blancas, bien estratificadas, con escasísimos restos orgánicos y margas dolomítico-arcillosas blancas.

Ocasionalmente, como es el caso de la serie tipo del Calar de Cobos, entre estos niveles finamente estratificados aparecen otros más gruesos de dolomías grises masivas semejantes a las del miembro superior.

Equivale a la Formación Franco (SEPE, ENPASA) y al miembro dolomítico arcilloso y arcilloso dolomítico (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978). Presenta una potencia media de 40 a 60 metros, con reducción importante hacia el borde de la cuenca.

*Miembro superior.*—Dolomías grises masivas, generalmente azoicas. Equivale a la parte basal dolomítica de la Formación Benajama (SEPE-ENPASA y al miembro dolomítico superior) (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978). Este miembro puede faltar en amplias áreas de la región de Yetas (JEREZ, 1981) así como en las Sierras de Estepares y Umbría de la Mata (JEREZ, L., 1973) y los Collados (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978) dado el

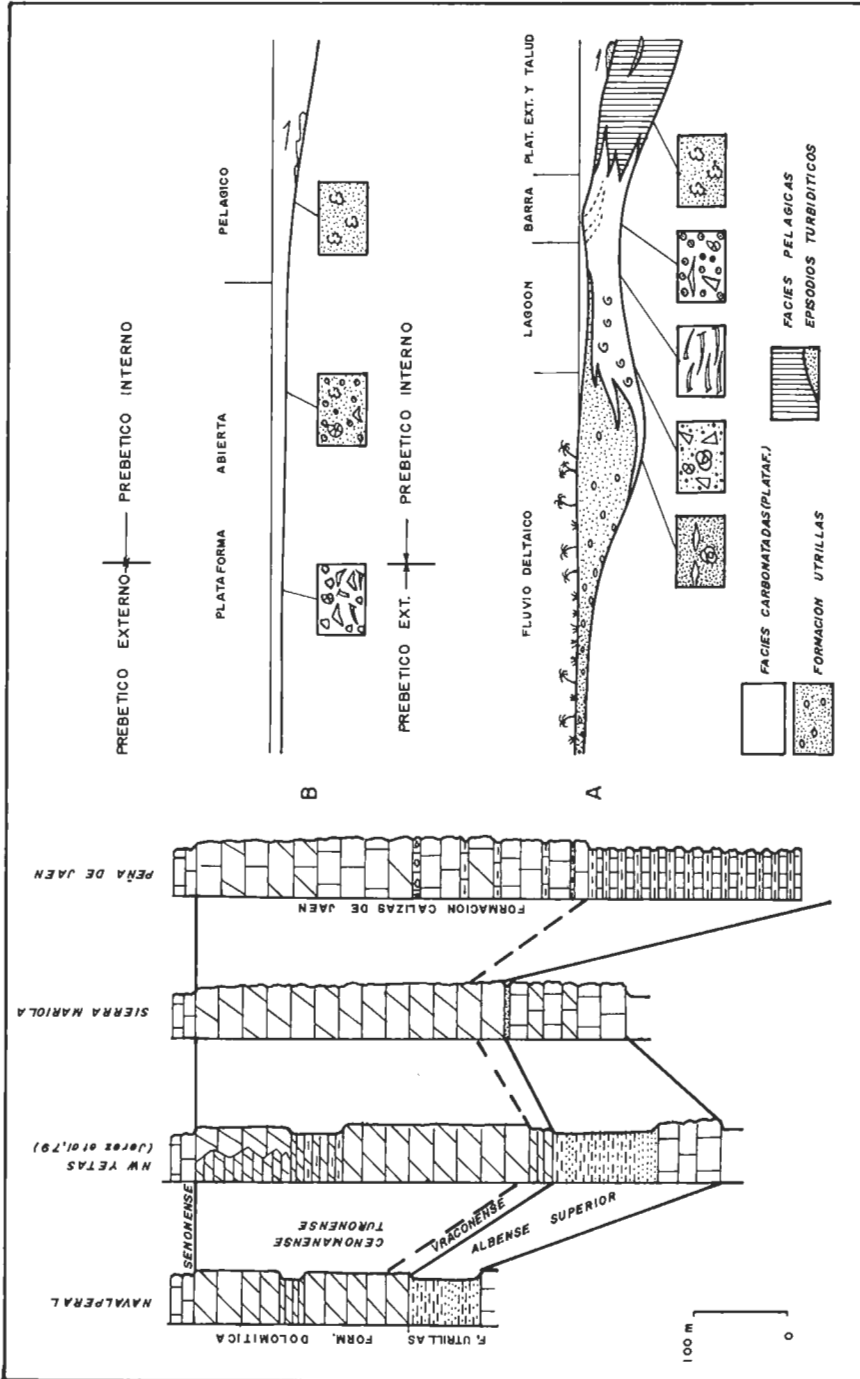


FIG. 99.—Correlación estratigráfica para los fenómenos Utrillas, Dolomítica y Caliza de Jaén e interpretación ambiental de las facies del: A) Albense superior, y B) Cenomanense-Turonense.

carácter discordante de la Formación Sierra de la Solana (del Senonense inferior) que se le superpone.

*Correlaciones.*—Esta formación presenta características análogas en gran parte de la Zona Prebética, desde la Sierra de Cazorla hasta la provincia de Alicante. Los únicos cambios destacables son los relativos a la imposibilidad de diferenciar los tres miembros y/o a los cambios laterales de facies a materiales no dolomitizados.

Hacia el Este en el área de Jumilla (JEREZ, L., 1981) y hacia el Sur, en los cortes de Anchuricas y Despiernacaballo (MARTÍN, 1980) se observan cambios de facies del miembro medio de dolomicitas finamente estratificadas a dolomías masivas, con lo que se unen los miembros inferior y superior con una potencia de 100 a 300 m, de dolomías masivas.

Finalmente hay que señalar que toda la Formación dolomítica cambia de facies hacia las partes más internas de la cuenca a la Formación caliza de Jaén.

*Edad.*—El conjunto de la formación tiene una edad Cenomanense-Turonense si bien la datación sólo está basada en criterios fiables para el Cenomanense.

La datación del miembro inferior se realiza en función de dos criterios:

A) La edad Vraconense de la parte basal sin dolomitizar, Sierra del Pozo y Sierra de Castril, GARCÍA-HERNÁNDEZ (1978); Aguamulas, Mariasnal y Sierra de las Huebras, DABRIO (1978); Yetas de Abajo, JEREZ, L. (1981); Los Collados, RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1978) o bien parcialmente dolomitizada (Yelmo, LÓPEZ-GARRIDO, 1971 y GONZÁLEZ-DONOSO y LÓPEZ-GARRIDO, 1975).

B) La microfauna (*O. cóncava*, *Neoiraquia convexa*, *Dicyclina* y *Pseudocyclammina*) conservada en el Corte de Los Collados, sin dolomitizar, que permite a RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1978) la datación del miembro inferior como Cenomanense inferior-medio.

La datación del tramo medio se debe igualmente a RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1978) que en el Corte de Los Collados cita *Praealveolina simplex* y *Cuneolina pavonia* del Cenomanense superior.

Finalmente la atribución al Turonense del tramo superior se hace por su posición relativa en la serie ya que no hay argumentos paleontológicos para establecerla.

*Génesis.*—La Formación Dolomítica se depositó en un medio marino poco profundo, en la plataforma continental. En un reciente trabajo, MARTÍN (1980), sobre los datos de autores anteriores, estudia los

procesos de dolomitización acaecidos sobre las calizas que originaron esta formación dolomítica; se pueden precisar los siguientes aspectos genéticos (ver fig. 9.9).

En el miembro inferior las texturas corresponden a calcirruditas y calcarenitas bioclásticas. Estos bioclastos presentan frecuentemente envueltas micríticas y se observa la transición desde bioclastos sin micritizar, a bioclastos con envueltas micríticas y por último bioclastos totalmente micritizados. Estas facies se depositaron en una plataforma carbonatada abierta, a una profundidad próxima, o ligeramente por encima del nivel de base de las olas (MARTÍN, 1980). La subsidencia jugó un papel importante, como lo denota el hecho de que se alcancen espesores notables de Dolomías.

En el miembro medio la textura original corresponde a un barro micrítico laminado o no, lo que conduce a MARTÍN (1980) a asignarles un ambiente marino pelágico. En contraposición JEREZ, L. (1981) les asigna un ambiente mareal. El miembro superior presenta características análogas a las del miembro medio ya que sería un estado de recristalización más avanzado, a partir de una dolomicrita laminada o masiva (MARTÍN, 1980).

En cuanto el origen de la dolomitización MARTÍN (1980) propone un modelo basado en las directrices paleogeográficas según el cual la dolomitización es diagenética tardía (epigenética) y muy probablemente esté ligada a movilizaciones de fluidos ricos en Mg a favor de fallas sinsedimentarias que actuasen en una etapa de deformación anterior al depósito de la Formación Sierra de la Solana (Senonense inferior).

### *Formación Caliza de Jaén*

Esta formación corresponde al conjunto calizo que constituye el cambio de facies hacia las partes más internas de la cuenca, de la Formación Dolomítica que se acaba de describir. La edad de ambas formaciones es equivalente (Cenomanense-Turonense).

La formación recibe su nombre de los relieves calizos de la ciudad de Jaén, donde SANZ DE GALDEANO (1973) la describió como Unidad de Jaén. En la provincia de Alicante, donde igualmente aflora esta formación, ha sido denominada como Formación Cid, o bien como Formación Jijona (parte inferior) o Formación Almedia (parte superior) denominaciones recopiladas por RODRÍGUEZ-ESTRELLA (1977).

Litológicamente se pueden distinguir dos partes:

A) Una parte basal compuesta por calizas, calcarenitas y margas con Orbitolinas, ammonites de gran tamaño y erizos que representa el equivalente de la parte basal del miembro inferior de la Forma-

ción Dolomítica allí donde la dolomitización preserva las calizas originales. En esta parte basal se localiza el paso Albense-Cenomanense.

B) El resto, constituido por calizas blancas y beiges en bancos gruesos o masivos y con abundante fauna de Orbitolinas, Praealveolina y ocasionalmente *Pithonellas* y *Hedbergellas*. En algunos cortes aparece una intensa dolomitización, la cual según JEREZ, L. (1981) puede alcanzar al 50 por 100 de la serie.

Hacia la parte superior aparecen niveles de calizas y margas.

*Estratotipo.*—Por su fácil accesibilidad se ha escogido la descrita como Unidad de Jaén por SANZ DE GALDEANO (1973). Según este autor se distinguen:

Muro.—Margocalizas y margas alternantes con estratificación irregular. Intercalaciones de calizas nodulosas. Suministran, *Orbitolina*, ammonites y equínidos y constituye el paso Albense-Cenomanense (Vraconense).

- A) 250-300 m calizas de color beige que hacia la base presentan niveles de calizas nodulosas y margocalizas y margas, localmente con niveles de brechas intraformacionales. En las facies más micríticas aparecen *Pithonellas*, *Orbitolina*, Globigerinas, *Praealveolina*, etc.
- B) 100-200 m calizas blancas parcialmente dolomitizadas. Como asociación faunística presentan casi constantemente *Orbitolina* y *Praealveolina*.
- C) 300 m Margocalizas y margas en bancos bien estratificados. Constituye el tránsito Turonense-Senonense.

Techo.—50 m calizas blancas con silex. Senonense.

*Correlaciones.*—La serie descrita por SANZ DE GALDEANO (1973) en los alrededores de Jaén es fácilmente correlacionable con otras de la misma provincia como las de Pegalajar-Mancha Real y Jodar (JEREZ, L., 1981 y datos propios), así como series descritas en Alicante, donde el Cenomanense-Turonense se presenta de un modo general en facies calizas con radiolarios, *Praeglobotruncana*, *Hedbergella* y *Praealveolina*. La potencia media sobrepasa los 300 m (JEREZ, 1981).

*Edad.*—La edad Cenomanense-Turonense de la formación viene corroborada por los siguientes datos:

- Edad Albense superior-Cenomanense de la parte basal de la Formación, suministrada por las orbitolinas y ammonites.



- Asociación de *Orbitolina* y *Prealveolina* junto con radiolarios, *Praeglobotruncana*, etc., que datan el Cenomanense.
- Determinación del Cenomanense-Turonense en niveles de calizas y margas con un espesor de 10-20 m, en la parte superior de la formación (JEREZ, 1981).

**Génesis.**—La diferencia más notable respecto a la Formación dolomítica es que se pueden observar las características originales de la roca que corresponden a micritas y biomicritas y más raramente esparitas y bioesparitas. MARTIN (1980) señala la existencia de pequeños recubrimientos de tipo oolítico alrededor de los granos y partículas rodadas, pero sin llegar a un desarrollo importante de verdaderas facies oolíticas. El ambiente de depósito, como ya se dijo para la formación dolomítica corresponde con el de una plataforma carbonatada abierta y subsidente (ver Fig. 9.9).

### *Formación Sierra de la Solana*

Con carácter informal se define esta formación para los materiales calizos de edad Senonense inferior que se superponen a la Formación dolomítica del Cenomanense-Turonense.

La Formación Sierra de la Solana ha sido citada anteriormente con las siguientes denominaciones: Formación Benejama (SEPE-ENPASA) que además incluía el miembro superior de la formación dolomítica infrayacente; conjunto calcáreo del Cenomanense-Senonense (JEREZ, L., 1973), Formación caliza en el techo (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978) y Formación caliza superior (MARTIN, 1980). En estas dos últimas, además se incluyen los materiales del Campanense-Maastrichtiense.

En amplios sectores la Formación Sierra de la Solana se sitúa concordante sobre el miembro superior de la Formación dolomítica; sin embargo, en otros sectores localizados hacia el borde de la cuenca es discordante y se puede situar sobre cualquiera de los otros miembros o incluso sobre materiales del Cretácico inferior o del Jurásico.

El techo lo constituye el paso a las calcarenitas y areniscas con *Orbitoides* de la parte alta de la Formación Mariasnal.

**Estratotipo.**—Se ha escogido como serie tipo la de la Sierra de la Solana descrita por FOURCADE (1970), de la que toma el nombre la formación.

**Muro.**—100 m de dolomías. Los últimos 20 m deben de corresponder a las dolomícritas del miembro medio de la Formación dolomítica.

- A) 100 m de calizas blancas con fragmentos de rudistas, equinodermos y corales, con algunos niveles dolomíticos intercalados.

- B) 40 m de calizas blancas masivas.
- C) 17 m de calizas micríticas grises o rosáceas, con numerosos niveles de intraclastos negros (*calloux noirs*) y *Discorbis*, gasterópodos y caráceas.
- D) 20 m calizas blancas.
- E) 10 m calizas areniscosas.
- F) 100 m calizas micríticas beiges o rosáceas con Miliolidos, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Favreina*, etc.

Techo.—40 m Calcarenitas con *Orbitoides* del Campanense-Mastrichtense (Formación Mariasnal).

*Correlaciones.*—La Formación Sierra de la Solana es característica del Senonense inferior del Prebético externo y gran parte del Prebético interno, excepto en las áreas más meridionales y orientales de este dominio, hacia donde cambia lateralmente a la Formación Quipar-Jorquera. Prácticamente todos los cortes descritos muestran las mismas características litoestratigráficas. En el detalle las diferentes microfácies pueden tener una distribución variable (GONZÁLEZ-DONOSO y LÓPEZ-GARRIDO, 1975).

Presenta espesores variables desde unos pocos de metros en el borde de la cuenca (Segura de la Sierra, LÓPEZ-GARRIDO, 1971) hasta más de 350 metros en sectores del Prebético externo como se puede ver en el mapa de isopacas (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1978, Fig. 171). En el dominio del Prebético interno puede faltar en amplios sectores lo que es interpretado (AZEMA *et al.*, 1973) como debido a emersión. Al Sur de este área emergida y sin depósito vuelve a aparecer esta formación con espesores pequeños y rápidamente cambia de facies a la Formación Quipar-Jorquera.

*Edad.*—La datación sólo está bien establecida a nivel de las calizas micríticas con *Discorbis*, *Favreina murciensis* (cuv.), *Barkerina*, etc., para las que la gran mayoría de los autores dan una edad Santonense. En consecuencia las calizas blancas marmóreas, situadas debajo, deben de corresponder al Coniacense.

*Génesis.*—De acuerdo con los datos de GONZÁLEZ-DONOSO y LÓPEZ-GARRIDO (1975) recogidos y ampliados posteriormente por MARTIN (1980) la sedimentación se realizaría en un lagoon de muy poca profundidad aislado de la plataforma abierta por barras.

La distribución de las diferentes facies, desde la línea de costa hacia el mar abierto, sería la indicada en la figura 10 y que se detalla a continuación.

- A) Biomicrita de caráceas: Facies de las áreas más marginales, en las que habría etapas de desecación en charcas (*birdseyes* laminados); esporádicamente aparecen moldes de yeso y delgados niveles de lignito.
- B) Biomicrita de *Discorbis* y Miliolidos: depósitos en las partes centrales del lagoon.
- C) Calcarenitas y calcirruditas bioclásticas formadas mayoritariamente por fragmentos de rudistas: Se depositaron hacia los bordes del lagoon y constituirían las barras que separaban el lagoon de la plataforma abierta.
- D) Calizas de *Pithonellas* y margocalizas con *Globotruncanas*, depositadas fuera del lagoon, en la plataforma abierta, en el área donde se produce el cambio de facies a la Formación Quipar-Jorquera.

### Formación Mariasnal

Corresponde el conjunto litoestratigráfico formado por las calcarenitas y margas y margocalizas que en general se superponen a las calizas del Senonense inferior (Formación Sierra de la Solana), salvo en aquellas regiones donde esta última formación no se depositó, en cuyo caso se coloca discordante sobre la Formación dolomítica.

La parte superior de la Formación Mariasnal (especialmente el Maastrichtiense) es expansiva, por lo cual pueden faltar los términos inferiores. En estos casos los términos superiores descansan discordantemente sobre materiales de diferente edad (Cretácico medio-superior). En el techo de la Formación Mariasnal se localiza el límite Cretácico-Paleoceno.

*Estratotipo.*—Se propone el corte de Mariasnal descrito por DABRIO (1973), en el que se observan el muro y el techo de la formación. Las características detalladas del corte son:

Muro.—100 m calizas blancas parcialmente dolomitizadas de la Formación Sierra de la Solana.

- A) 20 m margocalizas arenosas de color crema con intercalaciones de margas grises. En este paquete se localiza el paso Coniacense-Campanense (DABRIO, 1973).
- B) 25-30 m calizas margosas y margocalizas grises con abundantes granos de cuarzo y fauna de *Orbitoides*, *Siderolites*, *Sulcoperculina*, etc.

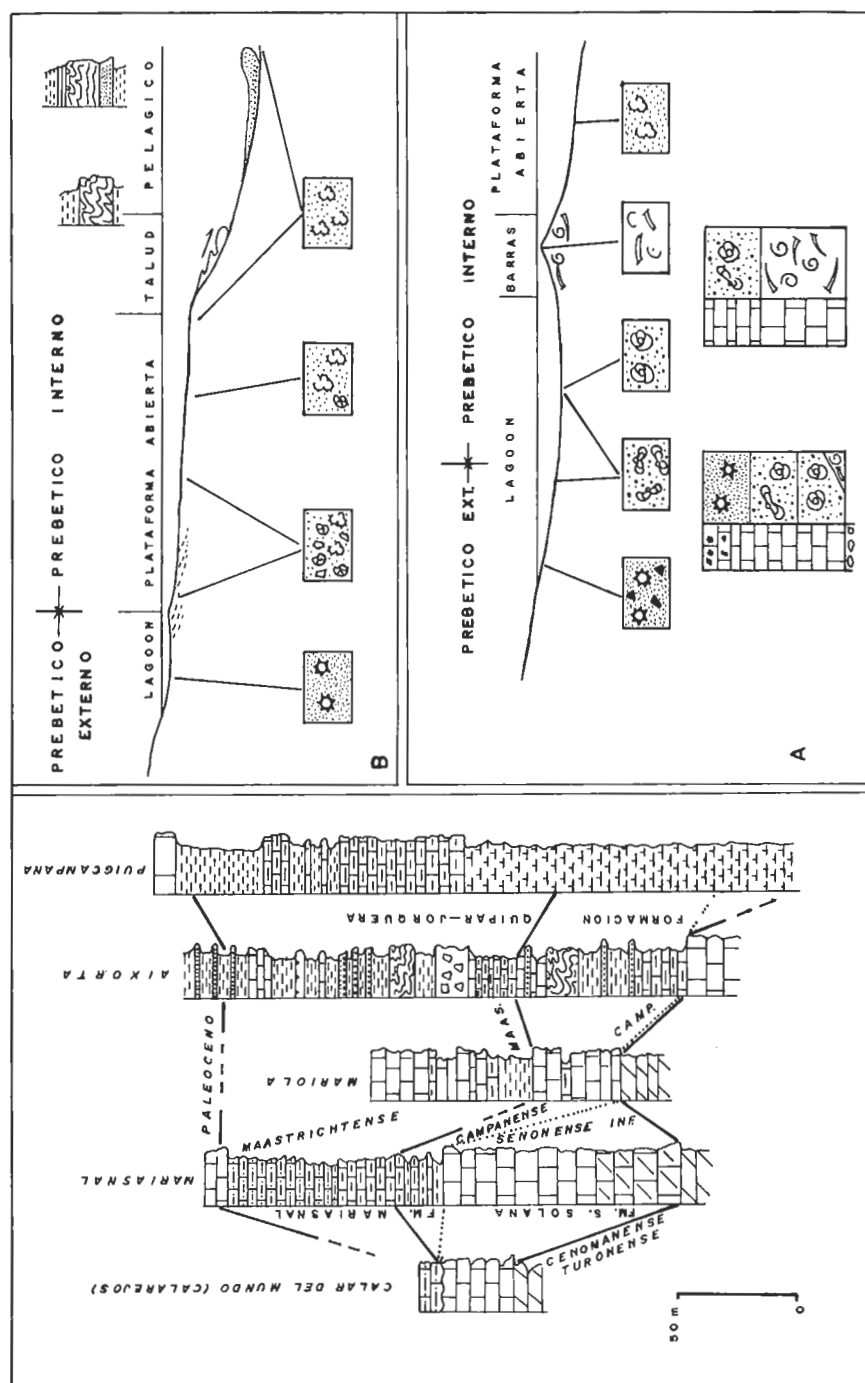


FIG. 9.10.—Correlación estratigráfica para los materiales senonenses de la Zona Prebética e interpretación ambiental de las facies del: A) Senonense inferior, y B) Senonense superior.

- C) 25-30 m calizas margosas amarillentas con microfauna semejante a la anterior.

Techo.—Calizas grises que marcan el paso al Paleoceno.

*Correlaciones.*—La Formación Mariasnal está ampliamente representada en el Prebético Interno. Aflora extensamente en el Prebético de la provincia de Alicante (AZEMA *et al.*, 1973) donde con frecuencia presenta restos de ostras e *Inoceramus*, además de *Orbitoides* y *Siderolites*. En la región de Ontur-Játiva (Prebético Externo) está representada por calizas y margas verdes con caráceas y ostrácodos de un ambiente restringido y que puede representar el equivalente lateral de algún término de la «Formación Perenchiza» de la Ibérica meridional. Hacia el sur, o sea, hacia el interior de la cuenca, cambia igualmente de facies a la Formación Quipar-Jorquera.

El espesor de la Formación Mariasnal es variable de unos sectores a otros, en especial debido al carácter discordante de su parte superior. Los valores de la potencia pueden oscilar entre la decena y el centenar de metros.

*Edad.*—La parte inferior de margocalizas con intercalaciones de margas, cuando aflora, presenta además de fauna y flora banal (caráceas y *Discorbis*) *Equinocorys* y ammonites que permiten a DABRIO (1973) datar estos términos como Senonense inferior-Campanense. Para JEREZ, L. (1981) corresponden al Santonense-Campanense inferior. El Campanense superior-Maastrichtiense representado principalmente por calcarenitas de carácter transgresivo, está muy bien datado en todos los cortes, gracias a la abundante fauna de *Siderolites*, *Orbitoides*, *Leptidorbitoides*, *Omphalocyclus* y *Globotruncanas* a los que acompañan *Equinocoryx* y ammonites, y ocasionalmente ostreidos y rudistas.

*Génesis.*—La parte basal (Santonense-Campanense inferior) constituida por margas y margocalizas se depositaron en la plataforma marina abierta. La parte superior (y especialmente al Maastrichtiense), en la que abundan las calcarenitas bioclásticas con abundantes terrígenos, representa para MARTIN (1980) las facies de barra que aislaban el lagoon marginal (con depósito de margas y calizas de caráceas) del mar abierto con sedimentos pelágicos de margas y margocalizas con *Globotruncanas* (Fig. 9.10).

### *Formación Quipar-Jorquera*

Esta formación se define en la Zona Subbética (ver apartado 9.3.2.7) y se extiende con las mismas características al Prebético interno. El

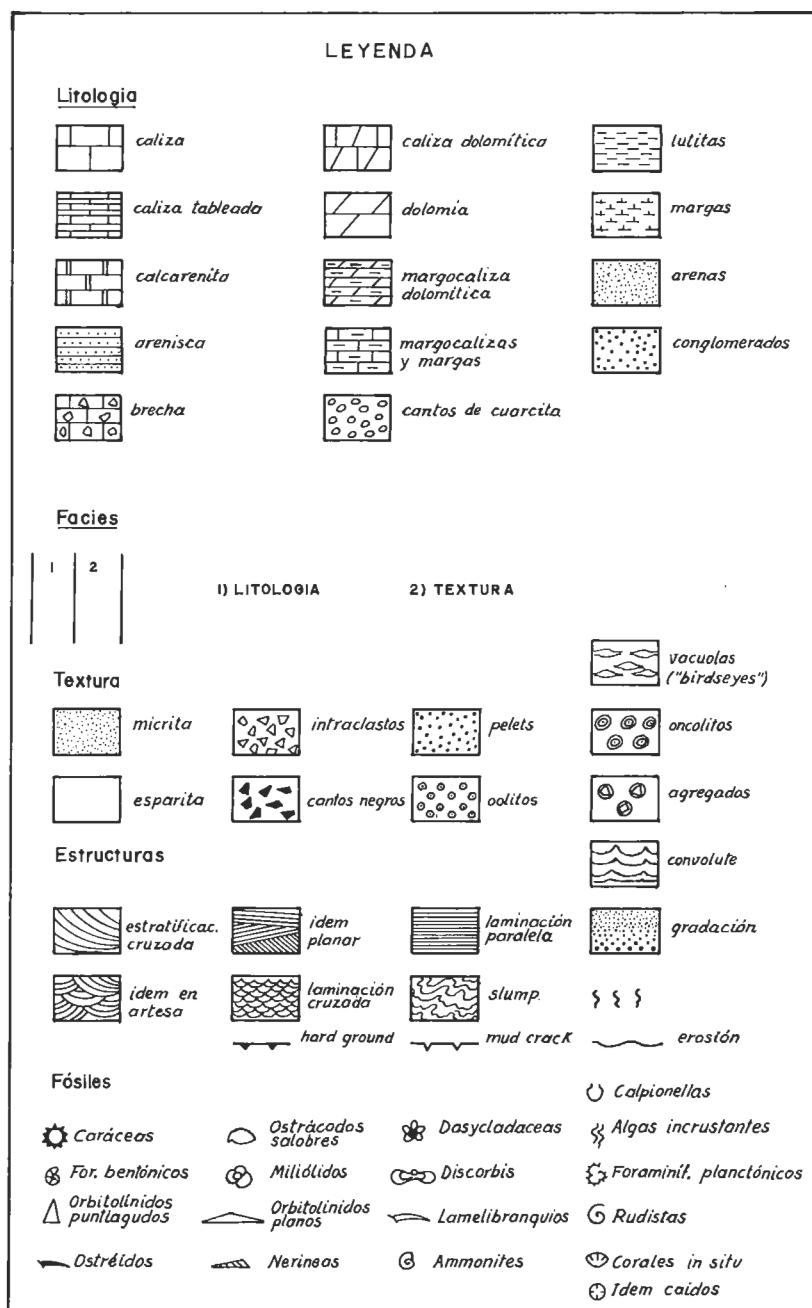


FIG. 9.11.—Leyendas de las figuras 9.6, 9.7, 9.8, 9.9 y 9.10.

estratotipo se localiza en el área de Caravaca, y presenta unas facies muy similares a la Formación Capas Rojas, salvo en el color, ya que es predominantemente blanco, o grisáceo, con algún nivel aislado rosado.

Como hipoestratotipo de la formación en el Prebético interno se propone el corte de la Sierra de Aixorta situado 2 km al NE del Pantano de Guadalest. En este corte (Fig. 9.10) la potencia de la formación es de 225 metros y está formada por margas y calizas margosas de color blanco, con unas intercalaciones de pocos metros de facies «capas rojas». Estos materiales contienen gran cantidad de foraminíferos planctónicos que permiten datar en el corte el Campaniense (pro parte) y el Maastrichtiense. Además de los sedimentos hemipelágicos la formación presenta intercalaciones de niveles de desplomes y turbidíticos. En efecto, se reconocen varios paquetes de algunos metros con estructuras *slump*, así como algunos bancos de ruditas intraformacionales y niveles olistostrómicos de espesor variable (de 2 a 10 metros). Los niveles turbidíticos (en total unos diez) son calcareníticos y muestran la secuencia de BOUMA. El espesor individual de los bancos turbidíticos varía de 30 cm a 2 m.

*Correlación.*—Materiales de esta formación aparecen como cambio lateral de facies de la Formación Mariasnal en los sectores más meridionales del Prebético interno. En amplios sectores la formación descansa concordante sobre la Formación dolomítica o sobre su equivalente lateral (Formación caliza de Jaén). Con ello se puede pensar que en su parte inferior puede ser cambio lateral de facies de la Formación Sierra de la Solana (Senonense inferior). Han sido reconocidos en el Prebético de Jaén (SANZ DE GALDEANO, 1973) sobre la Formación caliza de Jaén, con unos 300 metros de espesor y una edad probable Cenomanense superior-Maastrichtiense.

El mayor desarrollo lo tienen en el Prebético interno de la provincia de Alicante en el que esta formación se extiende por el área situada al Sur de la línea Cieza-Alcoy-Denia (AZEMA *et al.*, 1979) en la que progresivamente y gradualmente hacia áreas más meridionales cambia a la Formación Capas Rojas.

*Edad.*—La Formación Quipar-Jorquera en el corte tipo tiene una edad Cenomanense-Eoceno. En el hipoestratotipo de la Sierra de Aixorta su extensión en el tiempo es mucho menor, ya que comprende el Campaniense (pro parte), Maastrichtiense y pasa al Paleoceno. En general, se observa que la Formación Quipar-Jorquera hacia el norte va reduciendo el intervalo de tiempo que representa llegando a ser sólo Maastrichtiense, lo que coincide con el carácter transgresivo de los materiales de esta edad en el Prebético interno (Fig. 9.5). Por el contrario, hacia el Sur van progresivamente mostrando en el muro de la forma-

ción valores cada vez más bajos estratigráficamente hasta llegar a comprender la totalidad del Cretácico superior.

*Génesis.*—El depósito de esta formación se efectuó en un área marina pelágica, adyacente a la plataforma continental y con una pendiente notable hacia el interior de la cuenca. A favor de la pendiente se producen los *slump* iniciados por movimientos sísmicos. A la cuenca acceden flujos turbidíticos esporádicos procedentes de la plataforma y que forman niveles aislados de turbiditas calcáreas. La profundidad del depósito es difícil de precisar, pero por su contexto paleogeográfico parece probable que fuese de unos pocos centenares de metros.

### 9.2.3. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía

El establecimiento de una escala cronoestratigráfica en la Zona Prebética ha sido uno de los objetivos a alcanzar por los autores que han trabajado en los últimos tiempos en distintos sectores de la misma. Las dataciones se han llevado a cabo con los principales organismos marinos que están presentes, de modo especial con foraminíferos bentónicos (principalmente con Lituólidos y Orbitolínidos), con algas Dasycladáceas, y en las áreas más meridionales del Prebético y hacia el este, en el Prebético de la provincia de Alicante, con ammonites, calpionellas y foraminíferos planctónicos, dada la mayor abundancia de estos organismos. De especial interés resultan aquellas series que comportan, bien en los mismos niveles o en niveles próximos, faunas de Lituolidos y Orbitolínidos junto a otras de organismos pelágicos, lo que permite reforzar la validez estratigráfica de los primeros.

FOURCADE (1970) es el primer autor que además de llevar a cabo unas dataciones bastante precisas para el Jurásico y Cretácico de los confines de la Ibérica y Prebética, establece una escala bioestratigráfica para dicho intervalo de tiempo, con foraminíferos bentónicos. Posteriormente GARCÍA-HERNÁNDEZ (1978) y en la misma línea que FOURCADE (1970), realiza un estudio bioestratigráfico con los mismos organismos del Cretácico inferior. En los últimos años han sido numerosos los trabajos sobre el Jurásico superior y Cretácico que proponen biozonaciones con foraminíferos bentónicos y algas Dasycladáceas en el dominio mesogeo. Para la Zona Prebética y concretamente para el Cretácico inferior ha sido propuesta por GARCÍA-HERNÁNDEZ (1981) una biozonación que es la que se seguirá en este trabajo.

#### 9.2.3.1. El límite Jurásico-Cretácico

De acuerdo con las recomendaciones del Coloquio sobre el límite Jurásico-Cretácico de Lyon-Neuchâtel (1975), dicho límite se hace coin-



cidir con el de los pisos Portlandense y Berriasense. En un amplio sector del Prebético el paso del Jurásico al Cretácico se realiza dentro de materiales con facies de tipo purbeck (más concretamente en el miembro inferior de la Formación Sierra del Pozo). No hay ningún argumento de tipo litoestratigráfico que permita precisar dicho tránsito. Por su parte, los criterios paleontológicos, aunque algo más indicativos, tampoco son del todo decisivos, ya que la distribución vertical de los foraminíferos bentónicos y algas Dasycladáceas implicados en el límite, se encuentran tanto en el Portlandense como en el Berriasense. Entre estos organismos *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) es una forma muy frecuente en el Portlandense, por lo que se considera fósil de zona del mismo, aunque no es improbable que pueda alcanzar la parte inferior del Berriasense.

En algunas series se encuentran escasos ammonites y calpionellas. Se trata de formas y asociaciones berriasenses localizadas por encima del límite de extinción de *A. lusitanica*, por lo que en estos casos el paso Jurásico-Cretácico puede establecerse paleontológicamente de modo más preciso, de acuerdo con los criterios que se indican en el apartado 3.3.1.

De todos modos, es un límite difícil de marcar, un tanto arbitrario, que tiene lugar dentro de la misma unidad litoestratigráfica, y en cuyo establecimiento los argumentos paleontológicos, aunque de interés, no resuelven del todo el problema.

#### 9.2.3.2. Unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas

Los trabajos realizados en este sentido por FOURCADE (1970) y GARCÍA-HERNÁNDEZ (1978, 1981) en la Zona Prebética, así como las importantes aportaciones de bioestratigrafía y cronoestratigrafía en base a foraminíferos bentónicos y algas Dasycladáceas en distintas regiones del dominio mesogeo, permiten establecer una escala bio y cronoestratigráfica que queda reflejada en la figura 12.

Sobre esta escala cabe destacar los siguientes hechos:

- a) La terminología adoptada para las unidades bioestratigráficas es la propuesta por HEDBERG (ed.) (1976) en la Guía Internacional de Clasificación estratigráfica.
- b) Los organismos que intervienen en la biozonación son formas abundantes no sólo en el Prebético, sino en el dominio mesogeo, y además son fácilmente reconocibles.
- c) Se ha procurado buscar la equivalencia entre la distribución vertical de foraminíferos bentónicos y la distribución vertical de otros organismos de mayor interés estratigráfico (ammonites, calpionellas y foraminíferos-planctónicos).

|               |                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                   |                               |
|---------------|---------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|
| MAASTCH.      |                                                               | Biozona de <i>ORBITOIDES MEDIA</i><br>y <i>OMPHALOCYCLUS MACROPORUS</i>                                                                                                                                                                           | Foraminíferos<br>planctónicos |
| CAMPAN.       | ↑                                                             | Biozona de <i>MURCIELLA CUVILLERI</i><br>("INTERVAL ZONE")                                                                                                                                                                                        |                               |
| SANTONEN.     | ↑                                                             | Biozona de <i>LACAZINA ELONGATA</i><br>("TAXON RANGE ZONE")                                                                                                                                                                                       |                               |
| CONICEN.      |                                                               | "INTERVAL ZONE"                                                                                                                                                                                                                                   |                               |
| TURONENSE     |                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                   |                               |
| CENOMANEN.    |                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                   |                               |
| VRACONENSE    | ↑                                                             | Biozona de " <i>NEOIRAQIA</i> "<br>y <i>MESORBITOLINA APERTA</i> <i>Mortonicerias</i>                                                                                                                                                             |                               |
| ALBENSE       | sup.                                                          | Biozona de <i>NEORBITOLINOPSIS CONULUS</i> ("TAXON RANGE ZONE")                                                                                                                                                                                   | Palorbitolina<br>lenticularis |
|               | infe.                                                         | * H. de <i>Knemiceras</i> y <i>Simplorbitolina conulus</i><br>Biozona de * H. de <i>Simplorbitolina manasi</i><br><i>MESORBITOLINA TEXANA</i> * H. de <i>Pseudochoffatella cuvillieri</i><br>("INTERVAL ZONE") * H. de <i>Mesorbitolina parva</i> |                               |
| APTENSE       | superior                                                      | ↑                                                                                                                                                                                                                                                 |                               |
|               | inferior                                                      | Biozona de <i>IRAQIA SIMPLEX</i> ("TAXON RANGE ZONE")                                                                                                                                                                                             |                               |
|               |                                                               | Horizonte de <i>Praeorbitolina Mesorbitolina lotzei</i>                                                                                                                                                                                           |                               |
|               |                                                               | B. " <i>ORBITOLINOPSIS</i> " <i>PRAESIMPLEX</i> ("TAXON RANGE ZONE")                                                                                                                                                                              |                               |
| ↑             | B. <i>ORBITOLINOPSIS</i> GR. <i>KILIANI</i> ("INTERVAL ZONE") |                                                                                                                                                                                                                                                   |                               |
| BARREMESE.    |                                                               | ("INTERVAL ZONE") * Horizonte de <i>Orbitolinopsis capuensis</i>                                                                                                                                                                                  |                               |
| HAUTERIV.     |                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                   |                               |
| VALANGINIENSE | supe.                                                         | Horizonte de <i>Teschenites</i>                                                                                                                                                                                                                   |                               |
|               | infe.                                                         | Laguna estratigráfica                                                                                                                                                                                                                             |                               |
|               |                                                               | Biozona de <i>PSEUDOCYCLAMMINA LITUUS</i> <i>Th. pertransiens</i><br>("OPPEL ZONE") ** <i>Calpionellites</i>                                                                                                                                      |                               |
| BERRIASENSE   |                                                               | ("INTERVAL ZONE") * Horizonte de <i>Jabronella</i>                                                                                                                                                                                                |                               |
| PORTLANDEN.   |                                                               | Biozona de <i>ANCHISPIROCYCLINA LUSITANICA</i> ("TAXON RANGE ZONE")                                                                                                                                                                               |                               |

FIG. 9.12.—Tabla de biozonación para el Cretácico en la Zona Prebética, completada de GARCÍA HERNÁNDEZ (1981).

- d) Se pretende que las biozonas propuestas sean reconocibles en amplias regiones, para lo cual resulta más eficaz utilizar un número reducido de biozonas, aunque tengan una distribución cronoestratigráfica más amplia, que no un gran número de ellas de distribución vertical más precisa, pero más difíciles de correlacionar.
- e) La distribución espacial y temporal de estos organismos está bastante condicionada por las facies, de forma que los límites de aparición y extinción pueden obedecer, a veces, a cambios en las condiciones del medio y no a cambios evolutivos. Esta puede ser una causa de que los límites de las biozonas alcancen distintas alturas cronoestratigráficas dependiendo de las biozonaciones.

#### 9.2.3.3. Relación entre unidades litoestratigráficas y cronoestratigráficas

Queda reflejada en el gráfico de la figura 9.5. Como ocurre en la mayoría de las cuencas sedimentarias, los límites entre las unidades lito y cronoestratigráficas no coinciden. Además (comparar la Fig. 9.11) los límites con las unidades bioestratigráficas con frecuencia se disponen dentro de alguna unidad litoestratigráfica.

Es oportuno destacar que las líneas que marcan las rupturas sedimentarias importantes a escala de la cuenca, son isocronas, aunque no coinciden necesariamente con límites de pisos, por lo que las unidades litoestratigráficas cuyos límites se establecen en las rupturas sedimentarias presentan límites isocronos.

Con frecuencia algunos límites de unidades bioestratigráficas y litoestratigráficas coinciden, ya que un cambio de condiciones físico-químicas (que motiva un cambio litológico), lleva consigo una variación en las condiciones biológicas (dando lugar a asociaciones diferentes de organismos, y a la desaparición vertical total del indicador zonal).

De todos los límites se pueden destacar por su mayor coincidencia de criterios litoestratigráficos, bioestratigráficos y cronoestratigráficos los siguientes:

- a) *Hard-ground* del techo de la Formación Sierra del Pozo, que corresponde al límite entre el Valanginiense inferior y superior, y que viene marcado por un brusco cambio de biofacies.
- b) Inicio de la sedimentación de la Formación Utrillas que se localiza en el Albense (posiblemente superior).
- c) Límite entre la Formación dolomítica (Cenomanense-Turonense) y la Formación Sierra de la Solana (calizas del Senonense inferior).

Estos tres límites corresponden exactamente con el inicio de tres ciclos sedimentarios (segundo, quinto y sexto) de los planteados en el apartado 9.2.2. Los otros límites de ciclos o unidades tectosedimentarias en el sentido de GARRIDO-MEGÍAS (1981) son igualmente bien diferenciables.

#### 9.2.3.4. Límite Cretácico-Terciario

La relación entre los materiales del Senonense y del Paleoceno varía según el dominio considerado. En una buena parte del Prebético externo y en las áreas marginales del Prebético interno (subdominio «Prebético externo meridional» de JEREZ, L., 1981) este límite no se ha conservado en el registro fósil, ya que directamente sobre materiales del Cenomanense-Turonense o parte del Senonense aparecen discordantes los del Mioceno.

Más hacia el Sur, donde hay continuidad sedimentaria y las facies son de carácter más claramente marino, el límite Maastrichtiense-Paleoceno se establece en base a argumentos paleontológicos. En las facies de plataforma se efectúa en el techo de la Formación Mariasnal, en la que el Maastrichtiense se caracteriza por una abundancia de *Orbitoides* e *Inoceramus* asociados con frecuencia a Globotruncanas, y mientras que las series paleógenas, de carácter calizo bastante acentuado, comienzan por calizas recristalizadas que rápidamente presentan Nummulites y Alveolinas.

En las áreas meridionales del Prebético (subdominios «Prebético interno central» y «Prebético interno meridional» de JEREZ, L., 1981) el paso del Maastrichtiense al Paleoceno se realiza dentro de la Formación Quipar-Jorquera y se marca por criterios bioestratigráficos basados en los foraminíferos planctónicos. Estos criterios serán tratados en el apartado 9.3.3.3 para la Formación Capas Rojas y Formación Quipar-Jorquera conjuntamente.

#### 9.2.4. Paleogeografía y análisis de Cuencas

La evolución paleogeográfica de la Zona Prebética se llevará a cabo siguiendo el esquema de desarrollo de ciclos sedimentarios que se exponía al principio de este capítulo. Ya se indicaba que a lo largo de cada ciclo, e independientemente del mismo, se desarrollan, de acuerdo con las condiciones físico-químicas y biológicas, unos episodios sedimentarios que obedecen a dos tipos de modelos:

- Episodios de sedimentación esencialmente terrígenos, que se depositan generalmente al comienzo de cada ciclo, con una discontinuidad estratigráfica en la base de los mismos que se cons-

tata de modo especial hacia los bordes de la cuenca, donde dichos materiales son expansivos. El ambiente sedimentario es complejo y obedece a la interacción de un sistema fluvial, mejor desarrollado en las partes marginales, con uno marino somero hacia el sur; donde se desarrolla un medio de tipo deltaico, que pasa a su vez hacia el interior de la cuenca a un medio marino con mayor predominio de fracción fina y carbonatos.

- Episodios de sedimentación esencialmente carbonatados cuyo esquema obedece al modelo sedimentario de plataforma ya expuesto (véase además Fig. 9.23) y en cuya implantación intervienen de forma decisiva los factores climáticos y biológicos (creación de grandes biotopos de organismos bentónicos, caráceas, algas Dasycladáceas, foraminíferos bentónicos, rudistas, corales, etc.).

El modelo general de plataforma se repite a lo largo del Cretácico con diferencias que responden, según el ciclo, a los siguientes aspectos:

- Variaciones en los grupos de organismos que viven en las diferentes áreas de plataforma.
- Cambios en la distribución de medios sedimentarios (predominio o no de la zona de mareas, de playa carbonatadas, de lagoon interno, de áreas palustres, etc.).
- Desarrollo o no de una barrera externa (arrecifal o calcarenítica) que delimite el lagoon y la plataforma abierta o el talud.

De acuerdo con lo expuesto, y en base a los mapas paleogeográficos de AZEMA *et al.* (1977) y a las figuras 9.6 a 9.10 del presente trabajo, a continuación se analiza la evolución paleogeográfica de la Zona Prebética.

#### 9.2.4.1. *Portlandense-Valanginiense inferior.*

El límite Jurásico-Cretácico (hasta el Valanginiense inferior) representa la culminación de una serie de acontecimientos originados en el Jurásico superior, que forman parte de un ciclo sedimentario.

En el Portlandense y Berriasense la retirada del mar hacia el Sur, iniciada en el Jurásico superior, es máxima, alcanzando el actual límite Prebético externo-interno (ver AZEMA *et al.*, 1979, Figs. 13, 14 y 25).

El Prebético externo queda emergido, sometido a erosión o bien se forman arcillas, nódulos y pisolitos ferruginosos que pueden ser eventualmente resedimentados más al Sur.

El Prebético interno corresponde a un dominio subsidente compensado con gran velocidad de sedimentación, donde se desarrolla una plataforma carbonatada que distingue el Portlandense-Berriasense del Valanginiense inferior, y en la que se depositan las facies purbeck. En el Portlandense-Berriasense la plataforma (dominada por la sedimentación autóctona) representa un vasto margen ocupado por la acción de las mareas; débiles fluctuaciones del nivel del mar modifican extraordinariamente la distribución y amplitud de los dominios supra, inter y submareal (estos últimos muy propicios para el desarrollo de *Clypeina jurassica*, otras Dasycladáceas y Lituolidos). Las zonas inter y supramareal se caracterizaron: a) por la gran extensión de llanuras donde se formaron laminitas desecadas; b) por la escasez de áreas palustres o pantanosas donde florecieron caráceas y se acumularon restos carbonosos; c) por la presencia relativamente frecuente de surcos y barras alimentados sobre todo por los eventuales aportes de las áreas más marginales (Fig. 9.6).

El área más somera de esta plataforma ocupa una gran parte del actual Prebético interno. Sólo las áreas más meridionales del mismo son el asiento de una sedimentación de influencia pelágica donde difícilmente viven los biotopos de Dasycladáceas y Lituolidos y donde aparecen calpionellas y algunos ammonites. El paso de las áreas marginales de la plataforma al dominio pelágico debió realizarse mediante aumento progresivo de la profundidad sin desarrollo de una barrera calcarenítica o arrecifal (Fig. 9.6).

Durante el Valanginiense inferior el área ocupada por la sedimentación es la misma (dominio del Prebético interno); sin embargo, el modelo sedimentario es algo distinto. Por un lado, la plataforma carbonatada presenta un estrecho margen donde se desarrollan áreas palustres y de lagoon interno, aisladas por pequeñas barras de playas marginales (calizas y margas con ostrácodos salobres y calcarenitas localizadas en la franja más marginal del Prebético interno). Hacia el Sur, una amplia zona de lagoon externo es seguida de una plataforma externa con abundantes barras calcareníticas que en parte son destrucción de crecimientos arrecifales con escaso potencial de supervivencia; más hacia el Sur se localiza el dominio pelágico caracterizado por sedimentación de partículas finas (margocalizas y margas) y por la presencia de ammonites y calpionellas.

Por otro lado, una constante de la sedimentación durante el Valanginiense inferior es la importancia que adquieren los aportes terrígenos (arenas y areniscas con cantos de cuarcita) junto a los sedimentos carbonatados de la plataforma.

El rápido acuífamiento y desaparición hacia el noroeste de los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico y del Cretácico en contraposición con el gran espesor que alcanzan en muchos sectores del Prebético interno (Sierra del Pozo) hace pensar en la actuación de mo-

vimientos tectónicos de zócalo a lo largo del Jurásico terminal y del Cretácico, que han condicionado la existencia de áreas con subsidencia y velocidad de sedimentación diferencial (FOUCAULT, 1971; LÓPEZ-GARRIDO, 1971).

#### 9.2.4.2. *El Valanginiense superior-Hauteriviense*

Después de una interrupción importante en la sedimentación, ésta se reanuda de nuevo en el dominio Prebético interno. Las áreas más marginales del mismo (subdominio «Prebético externo meridional» de JEREZ, L., 1981) con el asiento de depósitos fluviales y deltaicos que dan lugar a los materiales terrígenos de facies Weald. Hacia el sur se pasan a ambientes de carácter marino; sin embargo, el esquema paleogeográfico en el Valanginiense superior-Hauteriviense inferior es diferente al resto del Hauteriviense (Fig. 9.7).

Durante el Valanginiense superior-Hauteriviense inferior, al sur del área ocupada por los materiales de facies Weald se pasa directamente a una gran plataforma abierta sin barra externa, donde se depositan las margas arenosas con Exogyras, ammonites, equínidos, braquiópodos, etc. De forma gradual hacia el Sur y hacia el Este se desarrolla un dominio más profundo, de carácter pelágico, subsidente, en el que se depositan los materiales de la formación Los Villares, con desarrollo de episodios turbidíticos.

A lo largo de la mayor parte del Hauteriviense, una barra externa calcarenítica en la que se instalan parches de arrecifes coralinos, separa el área más septentrional (dominio de las facies Weald) de la más meridional, de carácter pelágico (dominio de la Formación Los Villares); sin embargo, a diferencia de lo ocurrido durante el Valanginiense superior-Hauteriviense basal, en el resto del Hauteriviense el espesor de sedimentos pelágicos es muy reducido, o incluso llegan a faltar.

#### 9.2.4.3. *El Barremense-Aptense inferior*

Al comienzo del Barremense tiene lugar un nuevo ciclo sedimentario que se inicia con el desarrollo de sedimentación en las áreas más meridionales del Prebético externo, las cuales se encontraban emergidas desde el Portlandense. Los extensos márgenes de una plataforma carbonatada ocupan gran parte del dominio sedimentario prebético en el Barremense. Destacan de modo especial la gran amplitud de zonas pantanosas y de llanuras mareales, donde se originan sedimentos ricos en caráceas y en materia orgánica, así como niveles laminados y desecados. Resulta difícil encontrar en el espacio las series de plataforma que se sitúan entre el margen de la misma y el dominio pe-

lógico (representado en las partes más meridionales, y más al Este en el Prebético de Alicante). Los estudios estratigráficos permiten concluir que la plataforma submareal barremense debió ser muy estrecha (todo lo contrario que sus márgenes); tan sólo en el sector de Castril aparece una barra calcarenítica con Orbitolinas y ammonites en su base, que pasa bruscamente hacia el Sur y al Este a materiales correspondientes a la Formación Los Villares (FOUCAULT, 1971).

A lo largo del Aptense inferior las áreas submareales de la plataforma se extienden progresivamente hacia el Norte. El dominio del lagoon ocupa una extensión superficial considerable, aunque no superior a la presentada por las partes marginales. Los biotipos de algas Dasycladáceas se instalan en las partes más someras de la plataforma, y más hacia el interior aparecen los biotipos de Orbitolínidos puntiagudos y de Rudistas. No obstante, en las partes más septentrionales del Prebético interno tienen lugar numerosas recurrencias con las áreas mareales. Hacia el Sur y hacia el Este la plataforma llega a ser progresivamente más abierta, con gran desarrollo de facies carbonatadas calcarenitas y arrecifales.

El Aptense representa, pues, un episodio donde la plataforma carbonatada avanza hacia el Norte y también hacia el Sur. En gran parte del Prebético interno occidental este avance se manifiesta en el desarrollo de la secuencia transgresiva estudiada en el apartado 9.2.2.5. Hacia el Sur y en parte del Prebético de Alicante, la implantación de la plataforma carbonatada representa el paso de la Formación Los Villares en el Barremense a las calizas urgonianas de la Formación Arroyo de los Anchos en el Aptense inferior. Las áreas más meridionales constituyen un dominio donde se depositan margocalizas y margas de carácter pelágico junto con episodios turbidíticos (AZEMA *et al.*, 1979, Fig. 9.19).

#### 9.2.4.4. El Aptense superior y Albense (pro-parte)

Al comienzo del Aptense superior la sedimentación sobrepasa ampliamente hacia el norte el límite de la misma durante el Aptense inferior. De tal modo que una buena parte del Prebético externo, emergido y sometido a erosión desde el Jurásico superior, va a participar en los mismos ciclos sedimentarios que se desarrollan en el Prebético interno. El ciclo comienza con la implantación, en una gran parte de la Zona Prebética, de un sistema fluvial de ríos anastomosados que originan arenas y areniscas a veces con restos carbonosos arrastrados, lutitas y margas con restos de caráceas (depósitos de llanura de inundación); también se presentan suelos lateríticos con nódulos y pisolitos ferruginosos. La sedimentación terrígena da paso progresivamente a depósitos carbonatados originados en una plataforma cuyo modelo responde a los esquemas ya señalados (ver Fig. 9.8). Las áreas



más meridionales de la Zona Prebética y una gran parte del Prebético de Alicante corresponden a un dominio pelágico de talud con desarrollo de facies de margas y margocalizas con ammonites y foraminíferos planctónicos y episodios turbidíticos.

#### 9.2.4.5. El Albense superior-Turonense

La reactivación de los relieves continentales adyacentes y de las partes marginales del Prebético externo, en el Albense superior, dan como resultado la implantación de un nuevo ciclo cuyos efectos son fundamentalmente el carácter expansivo de los materiales hacia el borde de la cuenca (máxima extensión superficial de la sedimentación cretácica) (AZEMA *et al.*, 1979), y el comienzo de la sedimentación con el desarrollo de materiales terrígenos de facies Utrillas en el Albense superior. Dichos depósitos están representados en todo el Prebético externo y en una buena parte septentrional del Prebético interno, sobre todo en la parte occidental. Más al S, la interacción del sistema fluvial que origina los materiales de la Formación Utrillas con las partes protegidas de una plataforma carbonatada, da lugar a secuencias terrígenas y carbonatadas en las que se advierte el carácter progradante de la Formación Utrillas a lo largo del Albense superior. Hacia el sur se alcanza una franja, especialmente desarrollada al E (entre Alcoy y Denia), correspondiente a la plataforma abierta (calcarenitas y calizas oolíticas). Al sur de estas localidades, el Prebético corresponde a un dominio pelágico con episodios turbidíticos.

A partir del Vraconense, la mayor parte de la Zona Prebética ocupada por la sedimentación del Albense superior es el asiento de una plataforma carbonatada abierta cuyas áreas marginales (zona de mareas y/o litoral, más lagoon) debieron ser extraordinariamente reducidas o incluso inexistentes, ya que no se reconocen sedimentos pertenecientes a dicho borde de plataforma. La sedimentación continuó en tales condiciones a lo largo del Cenomanense y Turonense.

Las áreas más meridionales del Prebético (Prebético de Jaén y Prebético oriental, alrededores de Alicante) representan el dominio pelágico con depósitos margosos y desarrollo de estructuras «slump» deslizadas de la plataforma. El máximo de subsidencia se localiza en las áreas más marginales del Prebético interno.

#### 9.2.4.6. Senonense inferior

Una etapa de inestabilidad tectónica se desarrolla entre el Turonense y el Senonense inferior, puesta de manifiesto por una discontinuidad de los materiales senonenses en los afloramientos más marginales; éstos se localizan en el límite Prebético externo-interno, y en

ellos las series del Senonense inferior regresivas, reposan discordantes, mediante un conglomerado basal, sobre términos más antiguos.

Por otra parte, en esta fase tectónica sinsedimentaria tuvo lugar la dolomitización generalizada de los materiales del Cenomanense-Turonense, por removilización ascensional de fluidos ricos en magnesio (MARTÍN, 1980).

El esquema paleogeográfico del Senonense inferior (Fig. 9.23, AZEMA *et al.*, 1979) responde a un modelo de plataforma carbonatada muy similar a los reconstruidos para otros ciclos cretácicos (GONZÁLEZ-DONOSO y LÓPEZ-GARRIDO, 1975; MARTÍN, 1980). La asignación de los tipos de facies a los distintos ambientes de la plataforma ya se inició en los apartados 2.2.9, 2.2.10 y 2.2.11. Interesa destacar además los siguientes hechos:

- La ausencia bastante generalizada de sedimentos del Senonense inferior en una parte del Prebético interno (subdominio «Prebético interno septentrional» de JEREZ, L., 1981), correspondiente a un área paleogeográfica situada entre la barra externa y la plataforma abierta (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1979). Esto hace pensar en una zona elevada, no necesariamente emergida, sin sedimentación.
- El avance hacia el Norte del dominio pelágico, hasta las estribaciones meridionales del área sin sedimentación antes mencionada, cubriendo así una buena parte del Prebético interno.

#### 9.2.4.7. El Senonense superior

El esquema paleogeográfico del Senonense superior responde a un modelo muy equivalente al del Senonense inferior (Fig. 24, AZEMA *et al.*, 1979). Se trata también de una plataforma esencialmente carbonatada en donde se distingue un área protegida, un dominio de plataforma abierta, y más al S un dominio de carácter pelágico. Sin embargo, la extensión de dicha plataforma es más reducida que la correspondiente del Senonense inferior; el límite septentrional queda relegado a una posición más meridional. El área protegida de la plataforma es bastante estrecha; el paso a la plataforma abierta no estaba necesariamente marcado por una barra. Por su parte, la plataforma abierta pasa progresivamente hacia el Sur a un extenso dominio pelágico correspondiente a la Formación Quipar-Jorquera, donde además se desarrollan frecuentes episodios turbidíticos, y espesores importantes de sedimentos.

El paso del Senonense inferior al superior representa en muchos sectores del Prebético una discontinuidad estratigráfica. Por una parte, hay una ruptura importante en la sucesión de facies del Senonense inferior al superior (paso brusco a facies de carácter más marino en

el Senonense superior); por otra parte, un amplio sector del Prebético interno se caracteriza por la presencia de materiales del Senonense superior sobre los del Cenomanense-Turonense.

En ambos ciclos del Senonense, la extensión superficial del dominio pelágico es superior al de otros ciclos sedimentarios cretácicos.

### 9.3. El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética

#### 9.3.1. Introducción

De acuerdo con la subdivisión en grandes dominios, establecida anteriormente, bajo este epígrafe se tratará sobre el Cretácico en el área donde dominan las facies pelágicas, con series bastante completas.

Dentro de este área quedan incluidas las Unidades intermedias y la Zona Subbética; no se incluye el *Penibético*, dominio que unos autores consideran dentro de la Zona Subbética y que otros (como en la figura 9.1) consideran como unidad con entidad propia independiente.

El término «Unidades intermedias» o «Dominio Intermedio» de las Zonas Externas de la Cordillera Bética define (FOUCAULT, 1960; RUIZ-ORTIZ, 1980 a) un dominio paleogeográfico que originariamente ocupaba una posición «intermedia» entre las Zonas Subbética y Prebética (ver Figs. 9.1 y 9.2). Sus series estratigráficas muestran características estratigráficas propias, aunque con analogías parciales con las del Prebético y Subbético. Esta circunstancia ha motivado que algunos autores las incluyan en el dominio paleogeográfico más meridional de la Zona Prebética, y otros, en el más septentrional de la Zona Subbética. Se insiste, sin embargo, en que estas unidades tienen características estratigráficas propias, como se muestra en la fig. 9.2. Destaquemos como característica más significativa la presencia de a) Jurásico medio de calizas someras (RUIZ-ORTIZ, 1980 a); b) Jurásico superior con turbiditas calcáreas (RUIZ-ORTIZ y VERA, 1979; RUIZ-ORTIZ, 1980 a, 1981 a), y c) gran desarrollo de las turbiditas terrígenas en el Cretácico inferior (BUSNARDO y TAUGOURDEAU, 1974; RUIZ-ORTIZ, 1980 a y b).

Durante el Cretácico el Dominio Intermedio estaría bordeado por el Norte por las áreas de plataforma continental correspondientes a la Zona Prebética, y por el Sur por el surco de facies pelágicas del Subbético. Se evita hablar de talud por la connotación del término en los márgenes continentales actuales.

Las series estratigráficas del Dominio Intermedio se encuentran hoy, en la mayor parte de los casos, individualizadas tectónicamente, y ocupan una posición «intermedia» entre el Prebético y el Subbético, de modo que cabalgan al Prebético por el Norte y son cabalgadas, al Sur, por el Subbético (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980). Por otra parte, esta posición «intermedia» entre los dominios citados no es la única

peculiaridad tectónica de las unidades intermedias, sino que también su comportamiento durante el plegamiento, según FOUCAULT (1971), habría sido peculiar: «las unidades intermedias representarían los retazos o jirones arrastrados hacia el N por el Subbético en su desplazamiento».

En la Zona Subbética se han establecido subdivisiones en dominios paleogeográficos cuyos límites en muchos casos coinciden con límites de cabalgamiento. La subdivisión se establece especialmente a partir de las características de los materiales del Jurásico. Se han diferenciado dos áreas que tuvieron durante el Jurásico medio y superior comportamiento de umbrales (Subbético externo y Subbético interno) y otra de surco subsidente con vulcanismo submarino (Subbético medio) (ver Figs. 9.1 y 9.2). Para el Cretácico las características estratigráficas son más uniformes en el conjunto de la Zona Subbética, y las diferencias principales consisten en que en el Subbético externo con frecuencia hay niveles turbidíticos de diferentes edades. Por su parte, en el Subbético interno también aparecen algunos niveles turbidíticos, limitados al Cretácico superior. En diversas áreas los materiales con facies pelágicas dominantes presentan slumping, y más localmente pueden presentar niveles redepositados de gran envergadura (COMAS, 1978). Igualmente con carácter local puede haber derrames diapíricos en el fondo de la cuenca, con lo que materiales triásicos pueden depositarse entre los sedimentos marinos pelágicos (FOUCAULT, 1966; SANZ DE GALDEANO, 1973; RUIZ-ORTIZ, 1980 a, 1981 b).

En conjunto, todo el gran dominio de las Unidades intermedias y la Zona Subbética durante el Cretácico corresponde al área con depósito de materiales pelágicos, muy similares a los materiales de la misma edad de las Zonas Externas en otros dominios alpinos del ámbito mediterráneo y bastante diferentes a las facies de los materiales cretácicos del resto de la Península Ibérica, en especial de las áreas que rodean a la Meseta.

### 9.3.2. Litoestratigrafía

En la Zona Subbética y en las Unidades intermedias se han definido algunas formaciones con carácter local (VAN VEEN, 1969; HOEDE MAEKER, 1973; KUHR, 1972; COMAS, 1978; RUIZ-ORTIZ, 1980 a). Sin embargo, son muy frecuentes los trabajos, incluso recientes, que no utilizan nomenclatura litoestratigráfica formal y describen unidades litoestratigráficas que a grandes rasgos coinciden con unidades cronoestratigráficas bien marcadas (por ejemplo: margas del Neocomiense, calizas con sílex del Cenomanense-Turonense, etc.).

En este trabajo se describen los materiales cretácicos agrupados en formaciones con las siguientes normas fundamentales inspiradas en

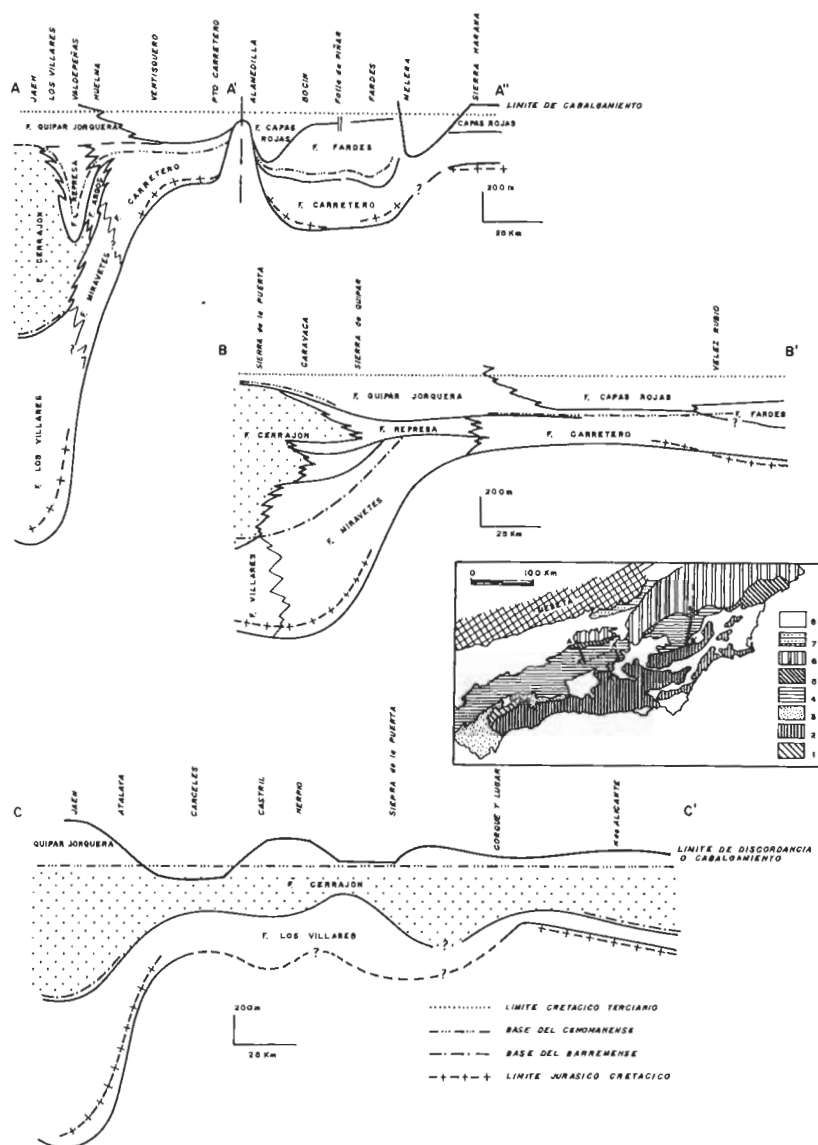


FIG. 9.13.—Paneles de correlación, en reconstrucción palinspástica, de la cuenca cretácica pelágica. En el mapa de situación se muestran las tres secciones que se representan dos transversales por los sectores central y oriental de la Zona Subbética y otra longitudinal por el Dominio intermedio. Se indica gráficamente la relación entre unidades litoestratigráficas y las cronoestratigráficas.—1. Zonas Internas.—2. Unidades (Flyschs) del Campo de Gibraltar.—3. Penibético.—4. Zona Subbética.—5. Unidades o Dominio intermedio.—6. Zona Prebética.—7. Cobertera tabular de la Meseta.—8. Materiales neógeno-cuaternario.

la Guía Estratigráfica Internacional: a) se utiliza el menos número posible de términos; b) se delimitan las formaciones por sus características litológicas más fácilmente reconocibles en el campo, y c) se respeta el principio de prioridad siempre que el estratotipo está bien seleccionado. Sólo se define una formación nueva (*Formación Carretero*) para denominar el conjunto de materiales margosos y calizomargosos del Cretácico inferior subbético. Las demás unidades litoestratigráficas han sido definidas previamente y se respetan sus nombres originarios. En caso de haberse definido con varios nombres, se elige el del estratotipo más representativo. Una sola unidad litoestratigráfica se define con un nombre no geográfico, alusivo a su facies (*Formación capas rojas*). Se justifica por el uso generalizado de «*Facies capas rojas*» desde los primeros trabajos relativos al Cretácico de las Cordilleras Béticas y la reiterada utilización por numerosos autores. El término equivale a la *Scaglia rossa* de los Apeninos y el «*coupes Rouges*» de los Alpes meridionales.

En la figura 9.13 se establece la relación vertical entre las diferentes unidades litoestratigráficas de este gran dominio. En ella se marcan límites bruscos o graduales según se trate de criterios de delimitación muy clara o, por el contrario, que existen términos de transición entre ambos.

Se pueden delimitar dos grandes ciclos sedimentarios: uno desde el tránsito Jurásico-Cretácico hasta el final del Albense (techo de la Formación Cerrajón) y otro que comprende el Cretácico superior. En el primero se inicia la sedimentación pelágica sin material turbidítico, a partir del Barremiense, e inicia la llegada de los depósitos turbidíticos que alcanzan el máximo desarrollo y extensión al final del ciclo. El segundo ciclo viene representado por materiales totalmente pelágicos, y muestra un incremento hacia el techo en el contenido en restos de foraminíferos planctónicos y en nannoplancton, que puede llegar a ser el componente principal en la Formación Capas Rojas. Estos dos grandes ciclos sedimentarios tienen su equivalencia en la Zona Prebética, ya que el primero (con grandes variaciones de detalle) coincide con el final del depósito de la Formación Utrillas y el segundo corresponde al conjunto de carbonatos del Cretácico superior.

### *Formación Los Villares*

Definida originariamente por RUIZ-ORTIZ (1980) con el nombre de «Formación de calizas margosas y margas de Los Villares». Recibe el nombre del pueblo de Los Villares, situado a 12 kilómetros al sur de la ciudad de Jaén y hacia el centro de los afloramientos de la Formación en la Unidad del Jabalcuz-San Cristóbal. Litológicamente se compone de una alternancia de calizas margosas, margocalizas y mar-

gas, de colores amarillentos en superficie y gris azulado al corte fresco. Los lechos más competentes, que hacia el muro son más calcáreos, se hacen paulatinamente más margosos hacia la parte media y alta de la formación. Dentro de esta homogeneidad, se puede destacar la presencia de algunas intercalaciones de areniscas finas, en lechos delgados, hacia la base de la Formación. Se sitúan 150 m por encima del muro y en conjunto constituyen un paquete de unos 5 metros de potencia, en el que los lechos areniscosos tienen espesores que varían entre 5 y 10 cm y con tamaño de grano correspondiente a la arena fina y muy fina. No tienen estructura interna, pero sí estructuras de corriente en el muro, que indican un sentido de aportes de N a S.

Al microscopio, los niveles calcáreos más competentes de la parte inferior muestran abundantes Calpionellas. Las microfacies de estos niveles estratigráficos se puede definir como biomicritas (*wackestone*) de radiolarios y Calpionellas con algunos bivalvos pelágicos, mientras que en los niveles medio y superior, la textura predominante es micrítica (*mudstone*) con algún radiolario y abundante bioturbación. Esta puede dar lugar a bolsadas de *wackestone* de peloides y radiolarios.

La Formación Los Villares presenta grandes analogías y equivale lateralmente en parte con la Formación Miravetes que VAN VEEN (1969) define en el Subbético externo en el sector de Caravaca (Fig. 9.13). Se definen como unidades diferentes por no existir continuidad en los afloramientos al estar en unidades tectónicas diferentes y por ser ambos dos estratotipos muy significativos.

*Estratotipo.*—La sección tipo de la Formación Los Villares se localiza entre los kilómetros 10 y 15 de la carretera de Jaén a Valdepeñas de Jaén. Existe un tramo cubierto por terrazas aluviales del río Eliche, que discurre en dirección aproximadamente paralela a las capas. No obstante, con secciones paralelas a la anterior, se puede medir potencia total de la formación, que en el corte tipo es de 1.125 metros. Su edad está comprendida entre el Tithónico superior (datado con Tintínidos) y el Hauteriviense superior (datado con Ammonites). Se localiza concordantemente sobre la Formación Toril (RUIZ-ORTIZ, 1980 a), y sobre ella concordantemente está la Formación Cerrajón.

*Correlación.*—El tipo de sedimentación de la Formación Los Villares es muy común en el Neocomiense de la mayor parte del dominio Intermedio, y muestran grandes analogías con el Neocomiense del Subbético. En el ámbito del dominio Intermedio, no aflora en los sectores de Nerpio y en la Sierra de la Puerta por causas tectónicas, y en los restantes sectores se mantienen las características litológicas esenciales de la formación, con importantes variaciones en la potencia. No obstante, su límite inferior es difícil de observar en algunas Unidades

Intermedias del sector oriental, al W de la falla de Tiscar, debido al alto grado de laminación tectónica que afecta a esas Unidades.

*Interpretación genética.*—La Formación Los Villares se depositó en un medio marino pelágico alejado de la línea de costas. La profundidad del depósito es difícil de evaluar ante la falta de criterios sedimentológicos y paleontológicos. Se podría pensar en una posición de pie de una pendiente, a partir de la presencia de los lechos turbidíticos. No obstante la poca entidad de los mismos (5 metros en 1.250 metros de potencia) y su carácter distal, nos indica o bien que el medio estaba suficientemente alejado de la cuenca turbidítica o bien que se trata de lechos turbidíticos locales formados en la pendiente. La monotonía de las facies muestra que el depósito se hizo en condiciones de muy baja energía y sin grandes cambios. Por el contexto paleogeográfico se estima que se depositó a profundidades no superiores al millar de metros y que tuvo lugar en un borde de surco (ver Fig. 9.2).

### *Formación Cerrajón*

Definida originariamente por RUIZ-ORTIZ (1980) con el nombre de «Formación de areniscas del Alto del Cerrajón» recibe el nombre del cerro-testigo denominado «Alto del Cerrajón», localizado al sur del pueblo de Los Villares (Jaén), al noroeste de cerro Viento, vértice geodésico de la zona y al este de la carretera de Jaén a Valdepeñas de Jaén.

Litológicamente se compone de una alternancia de areniscas y margas con intercalaciones de calizas margosas que localmente pueden ser abundantes.

Al microscopio se observa cierta variabilidad en la composición de las areniscas; los tipos más abundantes, según las clasificaciones más usuales, son las grauvacas y las arcosas. Además de los terrígenos, las areniscas contienen proporciones variables (hasta un 15 por 100) de aloquímicos carbonatados: intraclastos, foraminíferos, bioclastos, oolitos superficiales con núcleo de cuarzo, oolitos bien desarrollados, etc. Localmente puede aparecer algún lecho (2 en el corte tipo) constituido exclusivamente por orbitolinas y otros que son realmente una lumaquela de organismos, con bioclastos de corales, biozoos, crinoides, lamelibranquios, etc.

Los niveles calizo-margosos y margocalizos muestran la misma microfacies que los de la parte superior de la Formación Los Villares, es decir, *mudstone* con algunos radiolarios y localmente, sobre todo hacia el techo, foraminíferos pelágicos (*Pithonella* sp.; *Stomiosphera* sp., etcétera).

Las areniscas, turbiditas terrígenas, son principalmente de facies C y D, según la nomenclatura de MUTTI y RICCI-LUCCHI. Existe a menu-



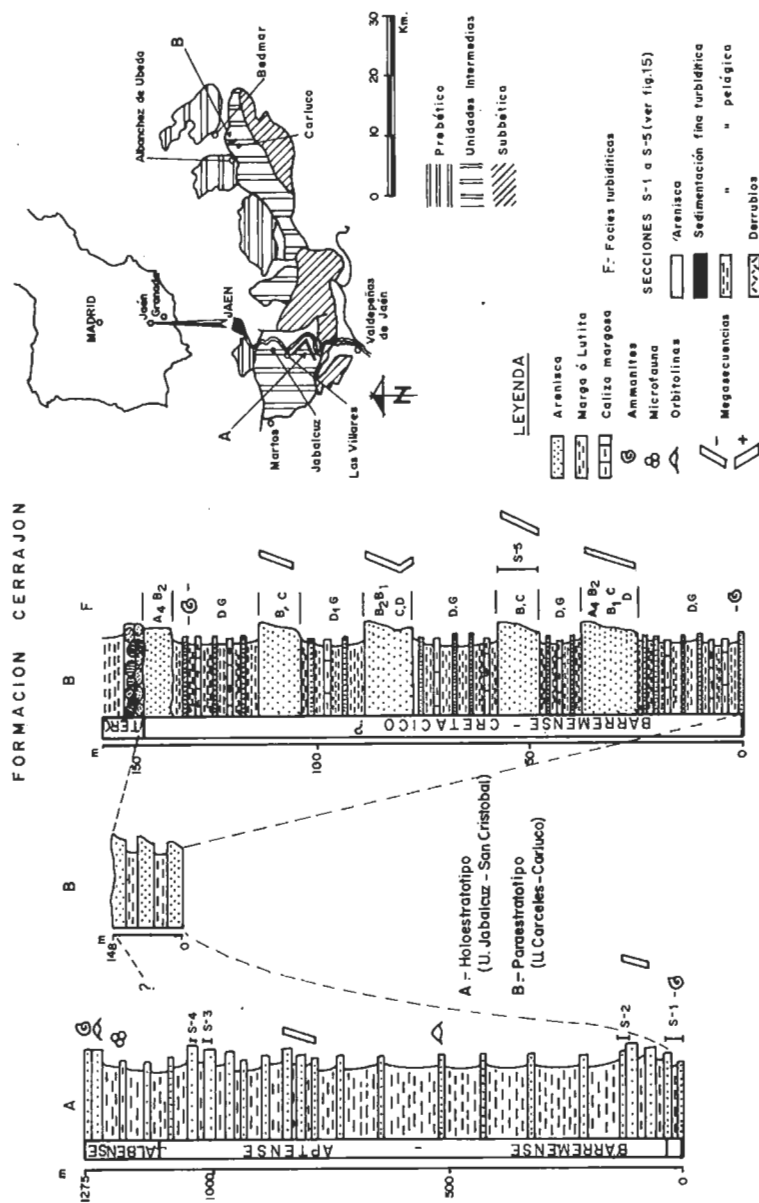


FIG. 9.14.—Series estratigráficas de la Formación Cerrajón (según Ruiz Ortiz, 1980 a, modificado).—A. Serie en el corte tipo de la formación; se pueden diferenciar tres miembros, de ellos el medio presenta un menor contenido en areniscas.—B. Corte de la Unidad Carceles-Carluco.—C. Detalle ampliado del anterior con indicación de los tipos de facies (con la nomenclatura de Murri y Roco-Lucchi, 1975) y con la representación de las megasecuencias. Se observan ciclos negativos característicos de lóbulos de abanico externo.

do cierto tipo de facies D (subfacies D<sub>3</sub>) formado únicamente por lutita. En conjunto pues, se trata de facies distales. No obstante en algunos puntos, se observan capas turbidíticas de facies más groseras, a las que no se les puede aplicar la secuencia de Bouma (facies B y localmente A). Se disponen, normalmente en cuerpos sedimentarios lenticulares que corresponden unas veces, a menos, a rellenos de canales y más a menudo a lóbulos de depósito (RUIZ-ORTIZ, 1980). Asimismo, se pueden observar facies F (slumps) asociadas a facies tipo C y D con paleopendientes orientadas a veces en sentido contrario a las paleocorrientes (ver fig. 9.15).

Otro rasgo importante de la formación, lo constituyen ciertas intercalaciones de arcillas rojas con yesos, del Trías facies Keuper. La erosión de estos lechos, generados probablemente a favor de un diapirismo intracretácico, suministró los cantos blandos que se observan en algunas areniscas y los trozos de yeso que incluyen ciertos lechos margosos.

Los niveles arenosos presentan con frecuencia restos de madera fósil (BUSNARDO y TAUGURDEAU, 1974; RUIZ-ORTIZ, 1980) que se suelen concentrar en las divisiones d y e de la secuencia de BOUMA.

Por último otro aspecto destacable es la presencia de pistas orgánicas de los tipos *Zoophycos* (muy abundantes) Granularia, Taphrelminthopsis y Chondrites (RUIZ-ORTIZ, 1980).

*Estratotipo.*—La sección tipo de la formación Cerrajón, aflora en el Alto del Cerrajón y de modo más continuo entre los kms 15 y 23 de la carretera de Jaén a Valdepeñas de Jaén. Existen, no obstante, algunos tramos cubiertos sobre todo en zonas de especial abundancia de margas, aunque en conjunto se puede reconstruir la sección casi completa gracias a los cambios de dirección de la carretera. Su potencia total es de 1.270 metros.

Se pueden distinguir tres partes (fig. 14) en función de la abundancia de areniscas: la inferior y superior donde éstas son abundantes y una parte media con predominio absoluto de margas arenosas entre las que, esporádicamente, puede encontrarse algún nivel de areniscas.

No se plantea una definición de miembros por el carácter local, ya que estos depósitos, se caracterizan por los frecuentes e importantes cambios de facies, entre lutitas (o margas) y areniscas.

La edad de la formación en la sección tipo comprende desde el Hauteriviense superior al Albense superior-Cenomaniense inferior. Se apoya concordantemente sobre la Formación Los Villares y por el techo pasa concordantemente a la Formación Quipar (equivalente a Formación Puerto Viejo de RUIZ-ORTIZ, 1980).

*Correlaciones.*—La Formación Cerrajón es la más características de todos las que componen el Cretácico de las Unidades Intermedias. Aflo-

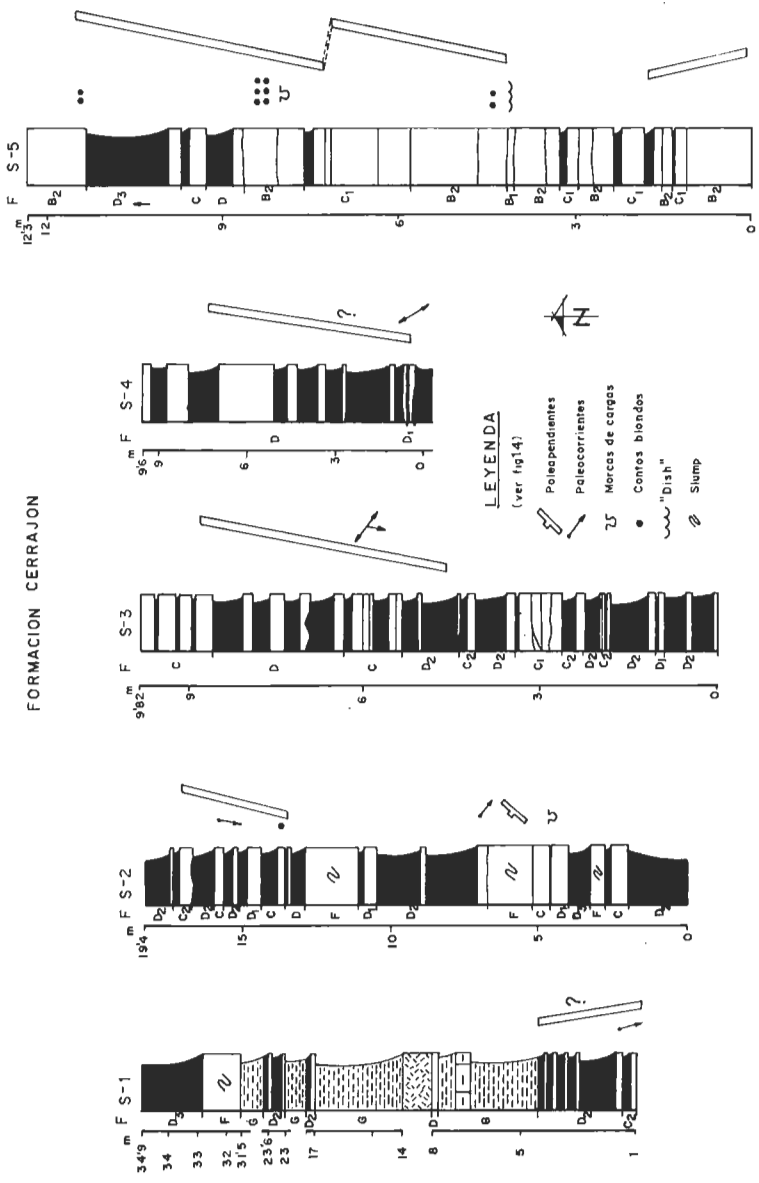


FIG. 9.15.—Perfiles estratigráficos detallados de la Formación Cerrajón en la sección tipo. La posición estratigráfica de cada perfil dentro de la serie se indica en la figura 9.14. Se pueden destacar la frecuencia de las megasecuencias negativas, con aumento de espesor hacia el techo, correspondientes a lóbulos del abanico externo. Igualmente se observan algunas megasecuencias positivas con el muro de los estratos basales no erosivos que se interpretan como facies de interlóbulo. Obsérvese la diferencia entre las medidas de paleocorrientes y paleopendientes.

ra en todas ellas puesto que, normalmente su presencia ha sido argumento básico empleado para definir una serie y/o unidad como intermedia. No obstante, su extensión hacia la parte oriental del dominio más allá del sector de Nerpio, plantea algunos problemas. En el Cretácico de las Unidades Intermedias orientales distintos autores como por ejemplo: PAQUET (1967) en la sierra de la Puerta, JEREZ (1973) en la Unidad Intermedia de Sabina-Moratalla (sector de la sierra de la Puerta), AZEMA (1977) en las sierras del Corque y del Lugar, han descrito tramos con litologías semejantes a la de la formación Cerrajón. HOEDEMAEKER (1973) define la Formación Canara en el Sector de la Sierra de la Puerta que es atribuida a la Formación Cerrajón. No obstante, el intervalo cronoestratigráfico que abarcan los tramos con areniscas difiere de unos puntos a otros y normalmente es más reducido que el que abarca la Formación Cerrajón en la sección tipo. Sin embargo, si a los tramos de areniscas le añadimos los tramos de margas arenosas descritos por los mismos autores en los sectores antes citados, los límites de la formación, aún conservando cierta heterocronía (ver apartado de Bioestratigrafía) abarcarían aproximadamente el mismo intervalo cronoestratigráfico en todos los puntos del dominio. Son diversas las razones por las que se prefiere esta última opción, entre otras que en la sección tipo están representadas tanto las areniscas como las margas arenosas y que de este modo se caracteriza litológicamente la formación por la presencia de materiales detríticos, independientemente del tamaño de éstos.

Un hecho importante para la interpretación del modelo de depósito de estas areniscas, es la gran similitud petrológica que presentan aún en Unidades separadas entre sí distancias considerables, y al mismo tiempo la falta de relación existente entre los materiales detríticos de algunas Unidades Intermedias y los del Prebético de áreas inmediatamente al norte de las mismas (ver RUIZ-ORTIZ, 1980).

*Interpretación genética.*— Como se expuso anteriormente, en la Formación Cerrajón, a lo largo de todo el dominio Intermedio predominan las facies turbidíticas distales, de abanico externo (lóculo de depósito), borde de abanico y cuenca llana (abundancia de facies G con capas turbidíticas finas sin ciclicidad vertical). La asociación de facies F a este conjunto de facies distales se interpreta como debida tanto a la existencia de domos diapíricos en el fondo marino, generados por halocinesis de las arcillas con yesos del Trías, facies keuper, como a la distorsión de los abanicos submarinos que se expone posteriormente y que daría lugar a una proximidad geográfica entre las partes distales del abanico y la base de la pendiente. Los domos diapíricos serían al mismo tiempo responsables de las intercalaciones de arcillas con yesos del Trías facies keuper que se observan en el Cretácico de algunas Unidades Intermedias.

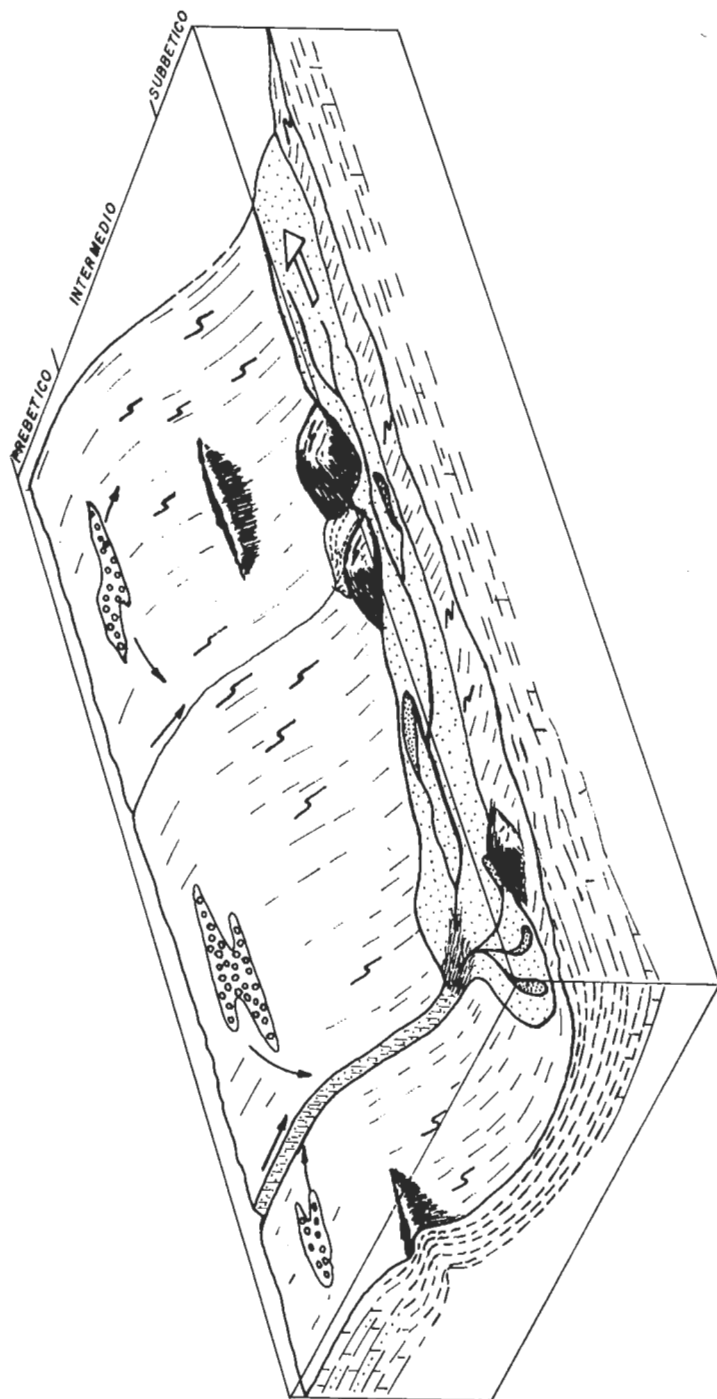


FIG. 9.16.—Modelo sedimentario propuesto para la Formación Cerrajón en el que coexisten dos tipos de abánicos, uno principal que se adapta a la morfología del fondo y otros pequeños relacionados con las irregularidades del fondo.

La abundancia de restos de madera fósil indica una clara procedencia continental, al menos de partes de los materiales detríticos. La mayor profusión en los afloramientos de la Unidad Jabalcuz-San Cristóbal, junto con la gran potencia allí muestra la formación y la presencia de facies claramente canalizadas (alrededores de La Guardia, Valdepeñas de Jaén, etc.), nos conducen a considerar a los afloramientos citados como los más próximos a la desembocadura de uno de los principales cañones submarinos, que servía de vía de entrada del material detrítico a la cuenca sedimentaria.

En el modelo de depósito que se expone en la figura 9.16 coexisten dos tipos de abanicos, unos que llamaremos principales, distorsionados y alargados en la dirección de máxima elongación de la cuenca sedimentaria y otros de pequeño tamaño que representan el depósito en pequeñas cuencas restringidas topográficamente, bien por accidentes tectónicos o bien por los propios domos diapíricos de materiales Triásicos. Este modelo de depósito integra la mayor parte de las conclusiones obtenidas hasta la fecha sobre la Formación Cerrajón en el dominio Intermedio, como son: la aparente coetaneidad de la sedimentación turbidítica a lo largo del dominio; el parentesco petrológico entre las areniscas de distintas Unidades Intermedias separadas entre sí distancias considerables; la falta de relación entre los materiales detríticos de algunas Unidades Intermedia y los del Prebético de áreas inmediatamente septentrionales; el predominio de facies distales a lo largo del dominio y su asociación con facies F y, por último, la presencia de secuencias turbidíticas, cuya organización vertical y extensión lateral parecen responder a modelos distintos de abanicos submarinos (RUIZ-ORTIZ, 1981 b). Por ello se estima que este modelo de depósito aunque por su carácter general y simplicidad obvia algunos aspectos de detalle es válido y aplicable a la Formación Cerrajón del Dominio Intermedio. En la bibliografía reciente se encuentran modelos de cuencas turbidíticas similares (EVANS *et al.*, 1977 y RICCI-LUCCHI, 1981).

La batimetría del depósito es difícil de estimar. Sin embargo las pistas orgánicas presentes dan alguna información. Existen pistas aparentemente contradictorias (RUIZ-ORTIZ, 1980 a) en cuanto a su posible batimetría. Sin embargo la gran abundancia de *Zoophycos* hacen pensar que la profundidad del depósito, de acuerdo con las ideas de KSIĄZKIEWICZ (1975) y SEILACHER (1978), estaba comprendida entre los 200 y los 1.000 metros.

### *Formación Miravetes*

Definida originariamente por VAN VEEN (1966) en el corte de los alrededores del Caserío de Miravetes, 3 km al SW de Caravaca en el

valle del Río Argos. El nombre ha sido utilizado posteriormente y con una acepción idéntica a su definición original (VAN VEEN, 1969; KUHRY, 1972; HOEDEMAEKER, 1973; HERMES, 1978). Corresponde a los términos basales del Cretácico en el sector de Caravaca y se caracteriza por estar constituido por una alternancia de calizas micríticas (calcilutitas) de color gris-amarillento y con una abundante fauna de ammonites y nannofósiles.

*Estratotipo.*—En el corte tipo la Formación Miravetes tiene 985 m de espesor. Está formada por calizas micríticas (*mudstone*) con estratos de diferente espesor que muestran una alternancia de niveles más o menos resistentes a la erosión. Como microfacies dominante se tiene Tintinidos en la base y Nannoconus en el resto. Los ammonites son especialmente frecuentes en el tercio inferior de la formación. La edad en el corte tipo es en la base Tithónico terminal y en el techo Barremense superior; se han datado así faunas de ammonites el Berriasense, Valanginiense, Hauteriviense (al menos parte) y el Barremense. En el área localizada inmediatamente al sur del corte tipo esta formación presenta una laguna estratigráfica que comprende el Barremense, el Hauteriviense (al menos parte) y en algunos cortes el Valanginense superior (KUHRY, 1972).

*Correlación.*—Esta formación está ampliamente extendida en el Subbético externo de la mitad oriental de la Cordillera. Se incluyen en ella a todos los términos comprendidos entre el Jurásico superior de calizas nodulares de facies ammonítico-rosso y los niveles turbidíticos de la Formación Argos. Presenta gran semejanza con la Formación Los Villares anteriormente descrita y equivalen lateralmente entre sí. Sin embargo, no se incluyen en la misma formación por tratarse de materiales que afloran en unidades paleogeográficas y tectónicas diferentes que no tienen continuidad cartográfica. Presenta igualmente analogías con la Formación Maiólica de los Apeninos.

*Interpretación genética.*— Esta formación se depositó en un medio marino de escasa energía, donde los organismos fuesen muy abundantes. La presencia de *slump* y *scar-slump* indica que existió una pendiente en el fondo a favor de la cual se produjeron los deslizamientos. Un aspecto muy difícil de interpretar es la batimetría del depósito ya que se trata de una facies pelágicas con faunas planctónicas y nectónicas. Debido a la existencia de irregularidades en el fondo ligadas a facturas y/o subsidencia diferencial se erosionaron localmente parte de los materiales en los altos fondos (*seamounts*) lo que se refleja en las series con lagunas estratigráficas. KUHRY (1972) considera que en algunos *seamounts* la profundidad no llegase al centenar de metros.

*Formación Argos*

Fue definida por VAN VEEN (1969) en el área de Caravaca (Subbético externo) y ha sido utilizada por diversos autores para regiones próximas KUHRY, 1972; HOEDEMAEKER, 1973; HERMES, 1978). Aquí se utiliza formalmente como unidad, tomando el mismo estratotipo y nombre que en la definición original, pero extendiendo su uso a una región más amplia. Concretamente se define como *Formación Argos* al conjunto litoestratigráfico que aparece en diversas series subbéticas hacia el Cretácico medio y caracterizado por la presencia de niveles calizos turbidíticos, que se intercalan en un conjunto de calizas y margas pelágicas.

*Estratotipo.*—El estratotipo se sitúa en el Río Argos, 5 km al SW de Caravaca, junto al Cortijo de Peña. En el corte tipo tiene una potencia de 120 metros y está formada por una alternancia de calcilutitas y margas de colores claros con niveles calcareníticos turbidíticos. Las calcilutitas y margas tienen textura micrítica y abundantes radiolarios, foraminíferos planctónicos y nannoconus. Los niveles calcareníticos tienen espesores de algunos centímetros a algunos decímetros; excepcionalmente hay un banco de 1,5 m. La relación arena/lutita en la formación es de 0,5 a 0,2 y domina la secuencia completa de BOUMA (Tabcde). Las calcarenitas tienen una textura de *packstone* y en ellas la fracción no carbonatada raramente supera el 50 por 100. El tamaño de los granos carbonatados varía desde el de arena muy gruesa a muy fina. Son en su mayor parte bioclastos de equínidos, briozoos, moluscos y foraminíferos bentónicos (entre ellos orbitolinas). La fracción terrígena es de cuarzo, fragmentos de cuarcita y de chert, micas, feldspatos y minerales pesados.

En el corte tipo han sido descritos (VAN VEEN, 1969) ammonites en la mitad inferior y foraminíferos planctónicos en el resto que permiten datar la formación como Barremense terminal hasta el Aptense medio. Posteriormente KUHRY (1972) suministra datos que permiten pensar que el techo en algunos cortes sea más moderno.

*Correlaciones.*—Esta formación muestra semejanzas con la Formación Cerrajón antes descrita ya que ocupan una posición cronoestratigráfica análoga y tienen facies similares. VAN VEEN (1969) incluye como sección de referencia fuera de su región de estudio, el corte de Los Villares descrito por BUSNARDO *et al.* (1964) al Sur de Jaén. Precisamente en este mismo corte RUIZ-ORTIZ (1980 a) define la Formación Cerrajón e indica igualmente la analogía con la Formación Argos. Sin embargo a nivel de cuenca se opta por considerar dos formaciones separadas por las razones siguientes:



a) En la *Fm. Cerrajón* los niveles turbidíticos mayoritariamente son areniscosos con un contenido en fragmentos de carbonatos de menos de 15 por 100, mientras que en la *Fm. Argos* los niveles son calcareníticos.

b) En la *Fm. Cerrajón* son frecuentes los niveles turbidíticos con espesores del orden del metro y en ellos son frecuentes los restos de plantas. En la *Fm. Argos* no se muestran estas características.

En definitiva, son criterios litológicos de fácil identificación en el campo los que permiten delimitar las unidades. Si a ello se une el hecho de que aparezcan en unidades tectónicas (y dominios paleogeográficos) diferentes, y por tanto sin continuidad cartográfica, se justifica la utilización de estas dos formaciones. Términos similares a la Formación Argos han sido reconocidos en la ventana tectónica de Huelva.

*Interpretación genética.*—Se interpreta la Formación Argos como un depósito turbidítico claramente distal y de cuenca llana, que genéticamente estaría relacionado con la Formación Cerrajón. Se diferencia de ésta por la ausencia de facies de abanico submarino y por la litología de los materiales turbidíticos. El paso de una a otra formación se puede explicar por la tendencia a concentrarse los restos carbonatados (bioclastos) en los materiales más distales del conjunto turbidítico. No se tienen datos acerca de la batimetría del depósito, que se estima no debió superar el millar de metros dentro del surco pelágico. Las corrientes de turbidez se alimentaban de materiales ya depositados en la plataforma localizada al norte y que es la de la Zona Prebética.

### *Formación Represa*

Se utiliza con significado análogo al de su definición original por VAN VEEN (1969) en la región de Caravaca. Toma su nombre del Barranco de la Represa, afluente del Río Argos, localizado a unos 5 km al SW de Caravaca en el Subbético externo.

Está constituida por una alternancia de niveles más o menos duros de calcilitas grises verdosas. En el corte tipo descansa concordante sobre la Formación Argos; en áreas próximas localizadas más al sur la Formación Represa se apoya discordantemente sobre la parte inferior de la Formación Argos o sobre la Formación Miravetes en parte erosionada. El techo es un contacto concordante con paso gradual a la formación suprayacente (Formación Quipar-Jorquera).

*Estratotipo.*—En el corte tipo la Formación Represa tiene 315 m de potencia y se le atribuye una edad desde el Aptense medio al Cenomanense basal (VAN VEEN, 1969) a partir de las faunas de ammonites y

foraminíferos. Estudios posteriores (KUHRY, 1972; HERMES, 1978) consideran que el muro de la formación es más moderno, concretamente del Albense superior. Es la región localizada inmediatamente al sur del corte tipo se ha descrito (KUHRY, 1972) varios cortes en los que la Formación Represa tiene espesores variables de 23 a 225 metros con el muro de edad Albense medio-superior y discordante sobre las Formaciones Argos, o Miravetes según los cortes. En este área se observan frecuentes *slump scar* en el Barranco de la Puerta.

En la parte más alta se diferencia un miembro (Miembro Portillo) de 47 metros de espesor de calizas (*wackestones*) que localmente presentan estratificaciones cruzadas de gran escala y que KUHRY (1972) interpreta como probables depósitos sublitorales, debido a la ausencia de rasgos turbidíticos.

*Correlación.*—En el sector localizado al sur del estratotipo KUHRY (1972) describe en la parte inferior de la Formación Represa intercalaciones de niveles de turbiditas calcareníticas, así como una indentación de la Formación Argos. En el sector de Huescar FOUCAULT (1971) describe términos equivalente a la Formación Represa de edad Albense superior-Cenomanense, intercalados entre la Formación Argos y la Formación Capas Rojas.

*Génesis.*—La Formación Represa se depositó en un medio marino de baja energía y profundidad desconocida. La morfología del fondo marino era accidentada con pendientes a favor de las cuales se forman los *slmps*. El término más alto (miembro Portillo) presenta, según KUHRY (1972) algún rasgo que parece indicar que su depósito fue somero.

### *Formación Carretero*

Se utiliza por primera vez en este trabajo para definir al conjunto de calizas, calizas margosas y margas del Cretácico inferior subbético. Toma el nombre del Puerto Carretero, localizado en la carretera nacional de Granada a Madrid inmediatamente al Sur de Campillo Arenas. En los taludes de la carretera y en los cortes complementarios que pueden realizarse a lo largo de diversos barrancos y caminos en el área próxima se tienen buenos cortes parciales con los que se reconstruye la serie estratigráfica. El rasgo más significativo es la gran uniformidad de la serie constituida por una secuencia rítmica de niveles más calizos y más margosos que alternan monótonamente con ritmos de escala del orden del metro. Como aspecto local muy interesante se tiene la existencia de ruditas intraformacionales y *slumps* que alcan-

zan un gran desarrollo en la parte inferior de la serie (FONTBOTE *et al.*, 1964).

La formación Carretero presenta rasgos comunes con la Formación Los Villares (de las Unidades Intermedias) y la Formación Miravetes (Subbético externo del sector oriental). Con el nombre de Formación Carretero se denomina al conjunto de materiales que se disponen por debajo de la Formación Capas Rojas y por encima de los materiales jurásicos, en la Zona Subbética.

Pese a la gran superficie que ocupan los afloramientos de esta formación existen pocos cortes completos de la misma, debido al intenso cultivo de los materiales. Hay algunos cortes complementarios del corte tipo, entre ellos los descritos por SANZ DE GALDEANO (1973) en la parte suroccidental de la provincia de Jaén.

*Estratotipo.*—De entre los cortes disponibles se elige el del Puerto Carretero por ser el más accesible y corresponder a un lugar geográfico bien conocido. Sin embargo, la descripción se hará completando su información con los paraestratotipos del sector Frailes-Valdepeñas de Jaén.

En todos los cortes se trata de una alternancia rítmica de calizas y margas de color gris azulado en corte fresco y blanco amarillento por alteración superficial. Hacia la parte alta de la formación los niveles de calizas son menos abundantes y presentan niveles margoso-arcillosos negros. Localmente puede presentar en esta parte alta niveles de limos muy delgados. Su potencia es difícil de medir en muchos cortes debido a la uniformidad de facies y la falta de observación continúa. En el corte tipo es de 200 metros y comprende términos desde el Berriasense al Albense. El Neocomiense está bien datado con ammonites, en parte piritosos. En el corte tipo y sector adyacente se presentan espectaculares ejemplos de *slump* y de brechas intraformacionales que indican una morfología del fondo marino con pendientes. En la región Frailes-Valdepeñas de Jaén SANZ DE GALDEANO (1973) describe esta formación con 200 a 300 metros de espesor medio y que excepcionalmente (corte de Barbahijar-Prados) alcanza los 1.100 metros. En esta misma área se ponen de manifiesto por el citado autor intercalaciones de Trías de facies Keuper en las series, que se interpretan como derrames diapíricos en el fondo marino.

Como rasgos generales de la formación se pueden destacar: a) Presencia hacia la base de niveles de brechas de *Aptychus*. b) Frecuencia de *slumps* y ruditas intraformacionales en la parte inferior especialmente. c) Abundancia de ammonites piritosos.

En general se pueden diferenciar dos miembros: uno inferior (Berriasense-Barremiense) más calizo donde la relación entre los niveles de caliza y de margas es próxima a 1 y otro superior (Aptense-Albense)

dominantemente margoso que localmente puede presentar algunas intercalaciones finas de areniscas limosas o limos.

*Edad.*—La Formación Carretero corresponde a grandes rasgos al Berriasense-Albense. En detalle presenta variaciones, menos marcadas en el muro que en el techo. En efecto el muro es heterocrono de manera que su edad varía según los cortes entre Tithónico terminal y Berriasense superior. El techo presenta mayores variaciones de edad, en parte debido a que existen con frecuencia una discontinuidad estratigráfica entre esta formación y los materiales del Cretácico superior. A ello se une el hecho de que los niveles más altos de la Formación Carretero son los menos fosilíferos. Se puede decir que el techo varía desde el Neocomiense hasta el Albense superior o Cenomanense. En el corte tipo la formación comprende desde el Berriasense al Albense.

*Correlaciones.*—En el sector de Vélez-Rubio y Vélez Blanco HERMES (1978) diferencia la *Radiolarian Limestone Fm.* y la *Blue Pelite Formation* que equivalen a grandes rasgos a los dos miembros (inferior y superior, respectivamente) de la Formación Carretero. En este sector no presentan intercalaciones de calizas oolíticas de origen turbidítico (DEKKER *et al.*, 1966; VAN ROOJEN, 1966). En los Montes orientales (COMAS, 1978) define la Formación Peñón que equivale en parte a esta formación. En los sectores más occidentales de la Zona Subbética (KOPPE, 1968, y CHAUVE, 1968) describen cortes parciales con características análogas y faunas desde el Berriasense al Albense. En todos los casos la fauna de ammonites es muy abundante en los términos del Neocomiense-Barremiense (miembro inferior) y muy escasa en el resto.

*Génesis.*—La Formación Carretero se depositó en un medio marino pelágico con fondo irregular con inclinaciones notables que dan lugar a deslizamientos gravitacionales. SANZ DE GALDEANO (1973) considera que el diapirismo cretácico es responsable, en parte, de estas irregularidades del fondo y que produce pendientes centrífugas en los bordes de los diapiros. Igualmente se estima, como dicho autor, que el diapirismo cretácico es el responsable de los niveles de Triás de facies Keuper intercalados en la serie que serían «derrames» en el fondo marino. No se tienen argumentos que permitan valorar la profundidad del depósito, que se estima debía ser análoga a la de las Formaciones Los Villares y Miravetes, con las que cambia lateralmente y de modo insensible.

#### *Formación Quipar-Jorquera*

Con este nombre se definen al conjunto de materiales que afloran en el Subbético externo y las Unidades Intermedias correspondientes

al Cretácico superior y que en muchos casos pasan sin cambio de facies al Paleógeno. Presentan unas características muy semejantes a la *Formación Capas Rojas* tanto en litología, microfacies y textura, salvo en el color, que es justamente el criterio que define y sirve para nombrar la formación. Se trata de un cambio lateral de la *Formación Capas Rojas* hacia las partes más próximas al continente donde pierde su color rosado y pasan a ser blancas. Como ya se indicó estos materiales también afloran en la parte más meridional del Prebético interno.

Se caracteriza por una alternancia de calcilutitas y calizas margosas de color gris-amarillento y blancas, con abundantes foraminíferos planctónicos y nannofósiles. Hacia la base presentan unos niveles de calizas con sílex negros que suelen ser el criterio de separación de la formación Represa sobre la que descansa concordante.

Presentan en casi todos los cortes algún nivel (o algunos) de margocalizas rosadas idénticas a la *Formación Capas Rojas*.

En la mitad superior se puede observar intercalaciones de turbiditas calcáreas y episodios de *slumpings* y ruditas intraformacionales, cuya abundancia varía de unos cortes a otros.

El nombre compuesto se toma de los nombres de dos formaciones (Quipar y Jorquera) definidas por VAN VEEN (1969) en la región de la Sierra de Quipar-Caravaca. Se prefiere reunir en una sola formación las dos anteriores ya que el límite entre ambas se basa exclusivamente en la presencia en la superior (Jorquera) de intercalaciones de calcarenitas turbidíticas. Este aspecto es muy cambiante en otros cortes fuera del área tipo, hasta el punto de que en cartografía es difícil diferenciar ambos términos y por ello se redefine una sola formación, que en el corte tipo tiene dos miembros que equivalen a las antiguas formaciones de Quipar (miembro inferior) y Jorquera (miembro superior).

*Estratotipo.*—Es el estratotipo compuesto de las dos formaciones definidas previamente por VAN VEEN (1969). El miembro inferior (antigua Fm. Quipar) tiene su estratotipo en la parte norte de la Loma de la Solana y el miembro superior (antigua Fm. Jorquera) tiene a su vez un estratotipo compuesto localizado en dos cortes entre los kilómetros 67 y 68 de la carretera de Caravaca a la Puebla de Don Fadrique, muy cerca del anterior.

El miembro inferior presenta cerca de su base unos niveles con sílex negros que han suministrado fauna planctónica del Cenomanense terminal y Turonense basal. El miembro inferior en el corte tipo tiene una potencia de 150 m, y su edad es Cenomanense-Campaniense. Como macrofauna se ha encontrado (VAN VEEN, 1969) un rudista de modo análogo a como ocurre en la Fm. Capas Rojas.

El miembro superior tiene una potencia de 225 m, y en el corte tipo presenta intercalaciones de calcarenitas de grano grueso con se-

cuencias turbidíticas. Más localmente presenta alguna intercalación de conglomerados de cantos calizos y abundantes fragmentos de *Inoceramus*. La edad de este miembro en el corte tipo es Maastrichtiense-Eoceno inferior.

*Correlaciones.*—Materiales con estas mismas características y edad han sido descritos en diversos sectores de la Cordillera. En la Zona Prebética, y más concretamente en el Prebético externo, en la provincia de Alicante, donde presentan intercalaciones turbidíticas y de niveles con estructuras de desplomes (*slumps* y ruditas intraformacionales). En las Unidades Intermedias, RUIZ-ORTIZ (1980 a) define la Formación Puerto Viejo al Sur de Jaén, que equivale a parte del miembro inferior de esta formación. En la Sierra de la Puerta (PAQUET, 1969; JEREZ, 1973) describen términos análogos con niveles de ruditas intraformacionales. En las Sierras del Corqué, Lugas y la Garapacha (AZE-MA, 1977) describe unas decenas de metros de términos idénticos a esta formación, sobre las que descansa discordante el Mioceno.

*Edad.*—La Formación Quipar-Jorquera, en el corte tipo, comprende desde el Cenomanense al Eoceno. El miembro inferior empieza en el Cenomanense y llega al Campaniense. El miembro superior empieza en el Maastrichtiense y puede llegar al Eoceno basal. En muchos cortes la extensión de esta formación es más reducida, de manera que termina en el límite Cretácico-Terciario o pasa ligeramente al Paleoceno.

*Interpretación genética.*—Los materiales de esta formación se depositaron en un medio marino pelágico. Este medio se localizaba en el espacio entre el borde de la plataforma continental de los materiales calizos de la misma edad de la Zona Prebética y el área de depósito de la Formación Capas Rojas. La presencia de ruditas intraformacionales y de estructuras de desplome (*slump*) indicarían una pendiente en el fondo y una inestabilidad tectónica que daría lugar al inicio de los desplomes. No se tienen datos para cuantificar la batimetría que se considera que sería del mismo orden de magnitud que la Formación Capas Rojas.

### *Formación Fardes*

Definida en la Zona Subbética, dentro del área de los Montes Orientales (COMAS, 1978), esta unidad litoestratigráfica agrupa un conjunto de materiales acumulados entre el Albense y el Santonense, donde en determinadas verticales coexisten con unos sedimentos hemipelágicos característicos, diferentes tipos de facies turbidíticas carbonatadas y olistostromas.

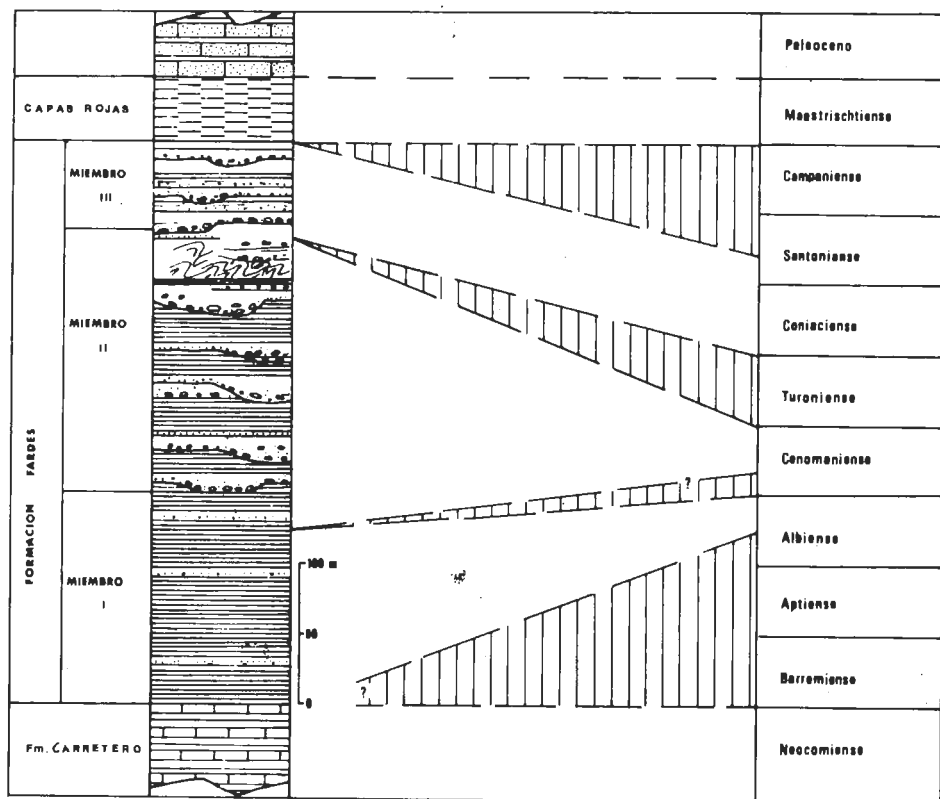


FIG. 9.17.—Subdivisión estratigráfica en la Formación Fardes en su estratotipo.—En rayado vertical: Intervalos no caracterizados por microfaunas, supuestos hiatos o laguna. (Según COMAS, 1978.)

Toma el nombre del Río Fardes, que inmediatamente al E-SE del Cerro Mencal y en el tramo comprendido entre sus subsidiarios Huélagu y Gor, se encaja en estos materiales y ofrece un corte natural donde es posible observar las diferentes litologías y asociaciones de facies que las caracterizan.

Esta formación suele presentar una asociación de componentes con litologías y facies muy diversas. Los sedimentos hemipelágicos, dominantes en algunas sucesiones, de llamativo color verde oscuro y a veces rojizos, corresponden esencialmente a arcillitas bentónicas (más del 50 por 100 de montmorillonita, menos del 3 por 100 de carbonatos), también a arcillitas con radiolarios y algún carbonato, y más localmente a radiolaritas. Las litologías de las capas clásticas, siempre calizas e incluidas en las facies turbidíticas, corresponden a una gama amplia de rocas detríticas carbonatadas; desde conglomerados y brechas gruesas con bloques hasta la calcarenita fina y calcilutita. Asocia-

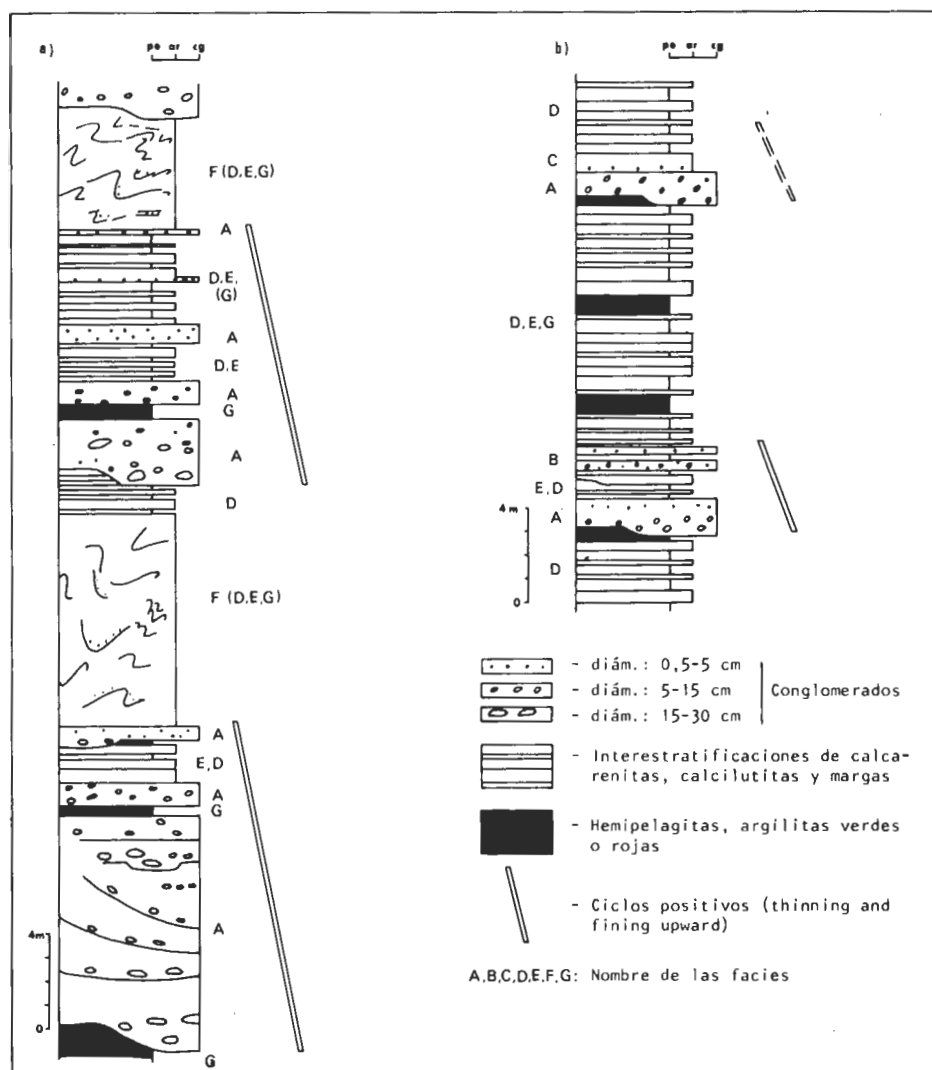


FIG. 9.18.—Disposición y asociaciones de facies en secuencias de canales en la Formación Fardes.—a) Miembro II.—b) Miembro III. (Según COMAS, 1978.)

das a ellas se encuentran también margas y margocalizas grises que corresponden a lutitas turbidíticas.

Cabe destacar la variedad y litología de los clastos de los conglomerados y brechas, donde es posible reconocer diversas facies del Jurásico y del Cretácico más bajo; también son abundantes las inclusiones y cantos de facies coetáneas. En algunos paquetes olistostró-



micos, destacan olistolitos de diversas edades que a veces alcanzan varios km<sup>2</sup> de desarrollo areal.

Las calcarenitas, así como las calcarenitas con cantos y calciruditas finas, aunque con variaciones texturales, guardan una gran homogeneidad en cuanto a sus componentes: variados tipos de calciclastos, intraclastos, oolitos, bioclastos y cantos blandos. Algunas capas están constituidas casi exclusivamente por oolitos. Los componentes siliciclásticos son inferior al 5 por 100. Otras capas calizas, corresponden a *packstones* o *wackstones* laminadas y/o gradadas constituidas exclusivamente por foraminíferos planctónicos, y entre ellos lascas de arcillitas (*clay chips*); corresponderían a fangos carbonatados retrabajados por corrientes de turbidez.

*Estratotipo*.—La carretera comarcal de Huélagos a Villanueva de las Torres, entre los empalmes a Fonelas y Baños de Alicún, discurre por una distancia de aproximadamente 6 km, casi siempre sobre Fm. Fardes; la trinchera ofrece buenas condiciones de observación.

Allí, la máxima potencia observable es del orden de 400 m; no obstante, es posible que la original fuese algo superior. Por otra parte, las intercalaciones de litosomas lenticulares de facies clásticas condicionan cambios bruscos de espesor y en otras verticales desprovistas de estos paquetes la potencia se ve sensiblemente reducida.

La proporción relativa de los distintos términos litológicos varían dentro de la formación, y su distribución relativa ha permitido (COMAS, 1978) diferenciar tres miembros (Fig. 9.17). En el Miembro I dominan las arcillas verdes y sólo hay esporádicas intercalaciones finas carbonatadas (espesor máximo, 150 m); en el Miembro II predominan o están en alta proporción las rocas clásticas más gruesas (espesor máximo, 250 m); en el Miembro III alternan rítmicamente calcarenitas y calcilutitas con las litologías arcillosas, y sólo existen algunas intercalaciones de conglomerados calizos finos (espesor máximo, 80-110 metros).

Los tres miembros diferenciables en el estratotipo no están siempre conjuntamente representados en la Fm. Fardes, estableciéndose límites diacrónicos entre ellos. Existen algunos paraestratotipos donde hay exclusivamente representación del Miembro I.

La ubicación de Fm. Fardes dentro de la serie cretácica del ámbito Subbético queda bien establecida en el corte tipo: en su base, está limitada por las facies margosas blancas de Fm. Carretero; su límite superior se establece de forma diacrónica, dando paso a las facies uniformemente margosas, rosadas y blancas, de la Fm. Capas Rojas.

*Edad*.—La escasez o ausencia de faunas en las arcillas o arcillitas margosas verdes dificulta obtener precisiones cronológicas en numerosos afloramientos. Los tramos con facies turbidíticas, donde hay in-

tervalos margosos, presentan mayor abundancia de fauna. Todas las dataciones han sido efectuadas con foraminíferos planctónicos.

En el estratotipo, puede constatarse la existencia de materiales del Albense, del Cenomanense y de parte del Senonense; no se han encontrado faunas pertenecientes al Turonense. En términos arcillosos basales del Miembro I y al Miembro II se encuentran faunas del Cenomanense medio y superior. El Miembro III, al menos en su parte inferior, corresponde al Coniacense y al Santonense: zonas de *Dicarinella shneegansi*, *D. concavata* y *D. concavata-carinata*.

No obstante esta amplitud cronológica del estratotipo, en numerosos afloramientos el techo de la formación se sitúa en el Cenomanense y la base de la suprayacente Fm. Capas Rojas es Santonense o términos aún más altos del Senonense. De acuerdo con estas observaciones, y teniendo en cuenta la falta de faunas turonense, podría pensarse en la existencia de un hiato o laguna estratigráfica dentro de esa sucesiones.

La edad de la base de la Formación Fardes en relación a la que presenta la infrayacente (cf. Fig. 9.17) apunta asimismo hacia la existencia de una falta de materiales para el Aptense y localmente para el Barremense en una parte del ámbito Subbético.

**Correlaciones.**—Afloramientos de la Fm. Fardes, frecuentemente representada sólo por el Miembro I, se extienden en el tercio central del ámbito Subbético Medio desde el meridiano de Jaén hasta el de Guadix.

Materiales con facies similares a las de esta formación aparecen más al E, entre los meridianos de Huéscar y Cieza. En la Sierra de la Puerta, PAQUET (1981) describe unos 50 m de material conglomerático del Turonense parecido. Los materiales del Aptense-Albense y Cretácico superior (Santonense-Campanense) existentes al N y NE de Vélez-Blanco (BAENA *et al.*, 1977), tienen facies hemipelágicas, turbidíticas carbonatadas y niveles de olistostromas similares a la de Formación Fardes.

En la Fig. 9.13 se señala la posición de la Fm. Fardes entre el conjunto de formaciones cretácicas, y pueden observarse las relaciones mutuas.

**Interpretación genética.**—Las turbiditas carbonatadas de Formación Fardes han sido ya descritas y tipificadas; en base a su asociación y organización se ha interpretado genéticamente (COMAS, 1978). Así, el Miembro I representa la sedimentación «autóctona» de la cuenca, en áreas donde sólo esporádicamente llegaban los flujos gravitatorios de sedimentos, o no eran nunca alcanzadas por ellos; el Miembro II, con ciclos positivos bien definidos (Fig. 18) indica sectores canalizados del sistema distributivo de turbiditas; el Miembro III corresponde presumiblemente a porciones más externas del sistema, caracterizadas por

la alternancia de facies canalizadas, facies turbidíticas de intercanal y *mudstone de open fan*. (Fig. 9.18).

Con independencia de la profundidad absoluta que pueda invocarse para Fm. Fardes, las litologías hemipelágicas libres o pobres en carbonatos, extendidas al menos desde el Albense al Cenomanense (localmente hasta el Santonense), suponen unas condiciones particulares en la ubicación y caracteres de la cuenca si se considera que la contribución pelágica carbonatada está garantizada para esa época del Cretácico.

La mineralogía de las hemipelagitas (montmorillonita entre 50-80 por 100 y 20-15 por 100 de illita y paligorskita), que componen casi exclusivamente el Miembro I o se intercalan a las facies turbidíticas en los otros miembros, es un dato que apunta la posibilidad de que grandes volúmenes de rocas máficas estuvieran expuestas al fondo cretácico de esa época, si bien no se han encontrado en la Cordillera áreas con vulcanismos activos contemporáneos a esta Formación.

Las facies clásticas atestiguan que existían pendientes activas que condicionaban deslizamientos y flujos gravitatorios de sedimentos en diversos momentos y sectores. Los repetidos niveles de olistostromas y de *slump* señalan los momentos de inestabilidad tectónica sinsedimentaria.

La asociación de conglomerados caóticos y de lutitas en el Miembro II son exponente de la acumulación al pie de pendientes submarinas, que dejaban al descubierto diversos términos de sucesiones jurásicas y cretácicas más bajas.

La posición de los cuerpos de olistostromas entre las secuencias turbidíticas indica que contemporáneamente a la acumulación de estas facies se generaron deslizamientos gravitatorios masivos que interferían en su desarrollo y condicionaban su distribución.

La organización secuencial a gran escala de la Fm. Fardes en su estratotipo, señala la evolución recesiva en la paleopendiente que suministraba los materiales, por efecto, quizá, de una reiterada denudación gravitacional.

Hacia el fin del Cretácico superior existían ya ciertos altos o umbrales enérgicamente desmantelados, tal como se deduce de la posición de la Fm. Capas Rojas discordante sobre diversos términos de la sucesión jurásica (Fig. 13).

### *Formación Capas Rojas*

Con este nombre se define a una de las unidades litoestratigráficas más características de las Cordilleras Béticas. Se trata de los materiales de facies pelágicas del conjunto de la Zona Subbética (incluido el Penibético) y que tienen representación además en las Zonas Internas, en el Complejo Maláguide. Su edad es variable de unos cortes a otros pero siempre comprende parte o todo el Senonense. Las va-

riaciones consisten en que pueden iniciarse antes (Albense o Cenomanense) y que puede seguir durante el Paleoceno y Eoceno inferior.

Su nombre deriva de su aspecto general de color rosado. El nombre era previamente utilizado en los Alpes («*Couches rouges*») por autores franceses o suizos y fue introducido en las Cordilleras Béticas por FALLOT (1928), aunque LINARES (1977) apunta la posibilidad de que haya sido usado anteriormente por otros autores. En numerosos trabajos posteriores, y de manera casi general, se habla de materiales de «facies de capas rojas» o «facies couches rouges» por parte tanto de los autores españoles y franceses como los de escritura inglesa. HERMES (1978) define la «*Lower Couches Rouges Fm.*» del Cretácico superior y la «*Upper Couches Rouges Fm.*» del Paleoceno superior-Eoceno inferior con un término diferente entre ambos. La Formación Capas Rojas equivale a la *Scaglia rossa* de los Apeninos y Alpes meridionales.

En todos los casos el nombre es alusivo a su color rosado o asalmonado que frecuentemente presentan, aunque su uso como formación se hace basándose en todas sus características de facies y no solamente de color. De este modo el nombre de Fm. Capas Rojas se hace extensivo a los materiales blancos o amarillentos que se asocian (y a veces son dominantes) con los niveles de color rosado.

La Formación Capas Rojas está constituida por una alternancia de calizas de gran fino (biomicritas) y margas. Los materiales están formados por una mezcla de restos orgánicos y de material hemipelágico. Con frecuencia los restos de microfósiles, en especial foraminíferos planctónicos y los restos de nannoplancton, pueden llegar a ser del 70 al 95 por 100. Los macrofósiles se limitan a algunos ejemplares de rudistas aislados (DEKKER, 1966; PEYRE, 1974; SMITH, 1981, y datos inéditos) o de equínidos irregulares. Como trazas fósiles se han descrito en la Formación Capas Rojas algunos *Zoophycos* y *Chondrites* (SMITH, 1981).

*Estratotipo.*—Al tratarse de una formación de características de facies muy significativas y con nombre alusivo a dichas características, no necesitaría definición de estratotipo. Sin embargo, se van a describir diversos cortes donde puede observarse la formación con claridad. Como corte más representativo (holoestratotipo de la formación) se propone el corte de Alhamedilla, utilizado como estratotipo para definir la Formación Alhamedilla (COMAS, 1978), la cual representa a la Formación Capas Rojas en la comarca de los Montes Orientales. En este mismo corte, LINARES (1977) ha descrito en una sucesión continua todas las biozonas desde la de *D. concavata* (Coniacense) hasta la de *A. mayoroensis* (Maastrichtiense terminal) y propone una biozonación para la región. La Formación Capas Rojas descansa sobre los materiales del Cenomanense (Fm. Fardes) con una

paraconformidad (falta del Cenomanense y el Turonense). El límite Cretácico-Terciario se establece por criterio bioestratigráfico, ya que se efectúa dentro de la Formación Capas Rojas. El espesor de la parte de edad cretácica de la formación es de 300-350 m, y en ellos se pueden diferenciar algunos paquetes (o miembros de acuerdo con su mayor o menor contenido en carbonatos y arcillas, así como por las variaciones de color. Se trata siempre de una biomicrita con gran abundancia de restos de microfósiles (foraminíferos planctónicos y coccolitos).

Como paraestratotipos y en un área distante de la del holoestratipo se propone el corte de Teba (en el Penibético) descrito por CRUZ (1974) y LINARES (1977). Cortes parciales de la formación se encuentran en numerosos puntos del ámbito de la Zona Subbética y del Penibético. Sin embargo, la propia litología homogénea de los materiales y el hecho de que sus afloramientos estén extensamente cultivados dificulta la localización de cortes completos de la formación.

*Correlaciones.*—La Formación Capas Rojas puede correlacionarse a nivel de cuenca a grandes distancias. Lateralmente hacia el Norte pasa a la Formación Quipar-Jorquera tan sólo con cambio de color y aparición de algún nivel redepositado. En la Zona Subbética y en el Penibético han sido reconocidos estos materiales desde Cádiz (CHAUVÉ, 1968) hasta Alicante (AZEMA, 1977). Igualmente se han descrito en la Dorsal Bética y en el Complejo Maláguide. La potencia es del orden de 200 a 250 metros, y en la base suele presentar unos niveles de calizas con sílex.

*Génesis.*—La génesis de esta formación es de un medio marino pélagico con muy escasa energía y velocidad de sedimentación muy lenta (de 2 a 10 mm/1.000 años). La profundidad del depósito es tema de polémica, ya que mientras que unos autores tienden a considerar su depósito de una profundidad análoga a los fangos de globigerinas actuales, para otros el depósito debió ser mucho más somero. La presencia de las rudistas y los *Zoophycos* apoyan la segunda tendencia. Se considera que esta formación se depositó a una profundidad del orden de los 1.000 metros, en unas condiciones de velocidad de sedimentación muy baja y de escaso aporte procedente del continente. La coexistencia de los rudistas con estas facies propias de medios de escasa energía aún no ha sido interpretada de una manera convincente. Se piensa en transporte por flotación o en caídas desde áreas más someras adyacentes.

### 9.3.3. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía

Los límites de las unidades litoestratigráficas en cada corte se pueden relacionar con las unidades bioestratigráficas, y con ello estable-

cer su posición con respecto a las unidades cronoestratigráficas. En la figura 9.13, en los paneles de correlación, se muestra gráficamente la posición de los isocronas en relación con las unidades litoestratigráficas anteriormente descritas.

#### 9.3.3.1. Límite Jurásico-Cretácico

El límite Jurásico-Cretácico en este sector de la Cordillera se establece a partir de los ammonites y los Tintínidos. Este límite cronoestratigráfico no coincide con los límites de las unidades litoestratigráficas.

La relación de las unidades bioestratigráficas con las cronoestratigráficas en el límite Jurásico-Cretácico es un tema discutido a nivel mundial, y ha sido objeto de un coloquio monográfico (Lyon-Neuchâtel, 1973). En esta región HOEDEMAEKER (1979) hace un estudio muy detallado en el corte tipo de la Fm. Miravetes. A partir de las asociaciones faunísticas, tanto de ammonites como de Tintínidos y de los cambios que se observan entre ellos propone como límite entre Jurásico y Cretácico la base de la Zona de *Occitánica* o el techo de la Zona de *Euxina*, que a su vez coincide con la base de la Zona de *Calpionella elliptica*.

En las Unidades Intermedias, el límite Jurásico-Cretácico se coloca dentro de la Formación Los Villares en la parte inferior. La base de esta formación coincide con la aparición de las Calpionellas, o sea, con el límite entre Tithónico inferior y Tithónico superior.

En el Subbético externo, en el sector de Caravaca el límite Jurásico-Cretácico se efectúa dentro de la Formación Miravetes. La base de esta formación y, por tanto, su contacto con el material infrayacente se localiza, según VAN VEEN (1969) dentro de la Zona de Crassicollaria, o sea, dentro del Tithónico superior terminal. En el sector de Cabra y Carcabuey el límite Jurásico-Cretácico se coloca en numerosos cortes de las calizas nodulosas (ammonítico rosso), mientras que en otros puede coincidir con el límite litoestratigráfico.

En el Subbético medio se dispone de menos datos bioestratigráficos debido a que la fauna es escasa. A partir de dataciones con tintínidos se deduce que la base de la Fm. Carretero se sitúa, según los cortes, dentro del Tithónico superior y dentro del Berriasense a diferente altura estratigráfica.

En el Subbético interno el límite Jurásico-Cretácico se puede realizar dentro de la Formación carbonatada (ammonítico rosso) infrayacente a la Fm. Carretero, de manera que el muro de esta formación se sitúa dentro del Berriasense o en el techo del mismo.

#### 9.3.3.2. Biozonación y cronoestratigrafía

Dentro de los materiales cretácicos, y dado su carácter pelágico dominante, las biozonaciones más utilizadas son las basadas en ammo-

nites y foraminíferos planctónicos, en gran parte las ya utilizadas para estos dominios alpinos del Mediterráneo occidental y que recoge VAN VEEN (1976) en su tabla de tiempo. Cuando no aparece ninguno de estos organismos se recurre a una biozonación con *Nannoconus* (GEEL, 1966), que permiten menores precisiones.

Para el Berriasense y Valanginiense se establecen las biozonaciones tanto por los Tintínidos como por Ammonites. El límite entre Valanginiense y Hauteriviense viene jalonado por la desaparición de las *Calpionellas*.

El resto del Neocomiense, el Barremense y el Aptense se aplican las biozonaciones de Ammonites utilizadas en otras áreas del mediterráneo. Cuando no es posible se recurre a los foraminíferos planctónicos, y en su defecto a los *nannoconus*.

Para el Aptense, Vraconiense y Cenomanense se utilizan especialmente biozonaciones de foraminíferos planctónicos, y cuando existen, además de Ammonites. Para el resto del Cretácico superior el único criterio disponible, y de gran interés por la abundancia de fauna, es el basado en los foraminíferos planctónicos. LINARES (1977) hace un estudio de las faunas en el corte tipo de la Formación Capas Rojas y propone una biozonación que es posteriormente recogida en AZEMA *et al.* (1979, láminas XLIV y XLV), que comprende un total de 10 biozonas para el Turonense-Maastrichtiense, y que es la adaptación a la región de las biozonas de otras áreas mediterráneas de acuerdo con la abundancia de los taxones.

Un hecho que llama grandemente la atención es la falta en muy numerosos cortes de faunas de algunos intervalos de tiempo concretos. Así, el Hauteriviense superior y el Albense inferior raramente están datados. El Cenomanense terminal, y en especial el Turonense inferior, suelen estar ausentes. Se llega a pensar en lagunas estratigráficas (hiatos) que afectan a gran parte de la cuenca sedimentaria pelágica, y que pueden estar ligadas a cambios bruscos en el régimen de aportes que en parte pueden estar relacionados con cambios del nivel del mar.

Los datos de edad a partir de estos organismos permiten precisar el carácter isocrono o heterocrono de los límites de unidades bioestratigráficas. En la figura 9.13 se marca la posición de las isocronas, en un esquema de relación lateral y vertical de unidades litoestratigráficas.

Destaca en estos gráficos de correlación el carácter continuo y posiblemente isocrono de unos niveles de arcillas y margas muy oscuros de calizas con sílez negros de la base de la Formación Capas Rojas y de la Formación Quipar-Jorquera, que aparecen en casi toda la cuenca en el Cenomanense, que se interpretan como el depósito en una etapa euxínica de la cuenca semejante a la descrita por JENKYNs (1980) y coincidente en el tiempo para amplios sectores de Europa y América.

Otro aspecto de gran interés es la edad del comienzo y del final de la sedimentación turbidítica de la Fm. Cerrajón, y en parte de la Fm. Argos. La sedimentación se inicia en el tránsito Hauteriviense-Barremense y coincide con el principio de tercer ciclo sedimentario (apartado 9.2.2) descrito en la zona Prebética. Al final del Albense, y coincidiendo con el final de la sedimentación de la Formación Utrillas en la Zona Prebética, termina la sedimentación turbidítica.

#### 9.3.3.3. El límite Cretácico-Terciario

Este límite tiene lugar en el interior de la Fm. Capas Rojas o en su equivalente lateral Fm. Quipar-Jorquera, y en muchos casos sin rasgos litoestratigráficos especiales. En algunos cortes sí existen cambios de litofacies que se marcan especialmente por la presencia de niveles con *Microcodium* en el Paleoceno basal.

En el corte tipo de la Fm. Capas Rojas el límite se fija en el techo de la biozona de *A. mayaroensis* (LINARES y MARTÍNEZ-GALLEG0, 1971) dentro de facies de Capas Rojas, y marcan la existencia de una laguna estratigráfica que comprende parte del Danés. SMITH (1981) hace un estudio de mucho detalle en la región de Caravaca, Zarcilla de Ramos y Sierra de María y pone igualmente de manifiesto una laguna estratigráfica que afecta a una o más zonas de foraminíferos planctónicos en el techo del Cretácico y/o en la base del Paleoceno. Sin embargo, en un corte (Barranco del Gredero) cerca de Caravaca observa el paso sin interrupción sedimentaria. El primer rasgo que destaca dicho autor (SMITH, 1977) es la existencia de unos 10 cm de sedimentos con una asociación de foraminíferos planctónicos entre la Zona de *A. Mayaroensis* (Maastrichtiense terminal) y la Zona de *G. Eugubina* (Paleoceno basal). Cuando estudian con detalle estos niveles (SMITH y VAN KATE, 1981) detectan que en ellos hay una concentración anormalmente alta de Ir, Os, y esférulas de sanidina. A partir de estos datos y por comparación con otros equivalentes en Biarritz, Gubbio (Apeninos) y Dinamarca se plantea la hipótesis de que un acontecimiento catastrófico de origen extraterrestre (impacto meteórico) pudiera haber marcado el límite entre Cretácico-Terciario. Se apunta que podría tratarse de un meteorito de 5 a 15 kilómetros de diámetro que hubiese chocado con la Tierra y se hubiere volatilizado. Con ello se aportan datos muy interesantes a la polémica actual sobre las causas de los bruscos cambios litológicos acaecidos entre el Cretácico y Terciario, tanto en organismos marinos como terrestres, y más concretamente a favor de las hipótesis que defienden que sean causas extraterrestres (véase ALVAREZ *et al.*, 1980).

#### 9.3.4. Paleogeografía y análisis de cuencas.

La cuenca sedimentaria para las Unidades Intermedias y la Zona Subbética durante el Cretácico fue permanentemente de carácter ma-



rino pelágico. Las diferencias tanto en espacio (distribución lateral de facies) como en el tiempo vienen marcadas por la presencia de niveles turbidíticos s. lat. y depósitos gravitacionales (olistostrómicos) que en unos casos proceden de la plataforma adyacente (Zona Prebética) y en otras se alimentan de relieves elevados dentro de la propia cuenca. Las deformaciones sinsedimentarias de la cuenca tales como el diapirismo y la halocinesis, junto con la fracturación del fondo, dan lugar a una morfología compleja. En las partes hundidas adyacentes a relieves elevados se depositan los materiales ligados a desplomes y flujos de sedimentos por gravedad.

Con carácter local se puede tener que algunos diapiros accedan hasta el fondo de la cuenca y derramen su material del Triás Keuper en el fondo y forman «estratos» intercalados entre los sedimentos pelágicos.

A lo largo del tiempo la cuenca también evoluciona de manera que la distribución de los materiales y la subsidencia diferencial controlan la localización en el espacio y en el tiempo de las formaciones. Uno de los cambios más notables es el que marca la diferencia entre las facies pelágicas del Cretácico inferior de las del superior. En efecto, en las del Cretácico inferior (Formaciones Los Villares, Miravete y Carretero) los materiales tienen una fracción de restos de organismos (foraminíferos y cocolitos) elevada, pero no mayoritaria. Por el contrario, en el Cretácico superior (Fm. Quipar-Jorquera y Fm. Capas Rojas) el contenido en organismos puede ser mayoritario en numerosos niveles. La explicación de este hecho se basa en las estimaciones de la velocidad de sedimentación. Si se toman las edades absolutas de la tabla de VAN HINTE (1976) para el Cretácico y se consideran los valores medios de espesor de las formaciones la velocidad de sedimentación en las diferentes formaciones expresada en espesor de sedimento compactado (rocas sedimentarias) por cada 1.000 años son:

|                                  |                     |
|----------------------------------|---------------------|
| Formación Los Villares ... ..    | 75 mm/1.000 años    |
| Formación Miravetes ... ..       | 65 mm/1.000 años    |
| Formación Carretero ... ..       | 10-25 mm/1.000 años |
| Formación Quipar-Jorquera ... .. | 5-10 mm/1.000 años  |
| Formación Capas Rojas ... ..     | 2-10 mm/1.000 años  |

Se deduce, pues, que la velocidad de sedimentación disminuía durante el Cretácico inferior hacia el interior de la cuenca y que en todos los casos disminuye, y en general bruscamente, al pasar al Cretácico superior. Si a este hecho unimos el del gran desarrollo de los foraminíferos planctónicos en el Cretácico superior a nivel mundial, se explica fácilmente que la Fm. Capas Rojas y su equivalente lateral (Formación Quipar-Jorquera) sean los depósitos pelágicos (no necesariamente profundos) en intervalos de tiempo de muy escasa velocidad

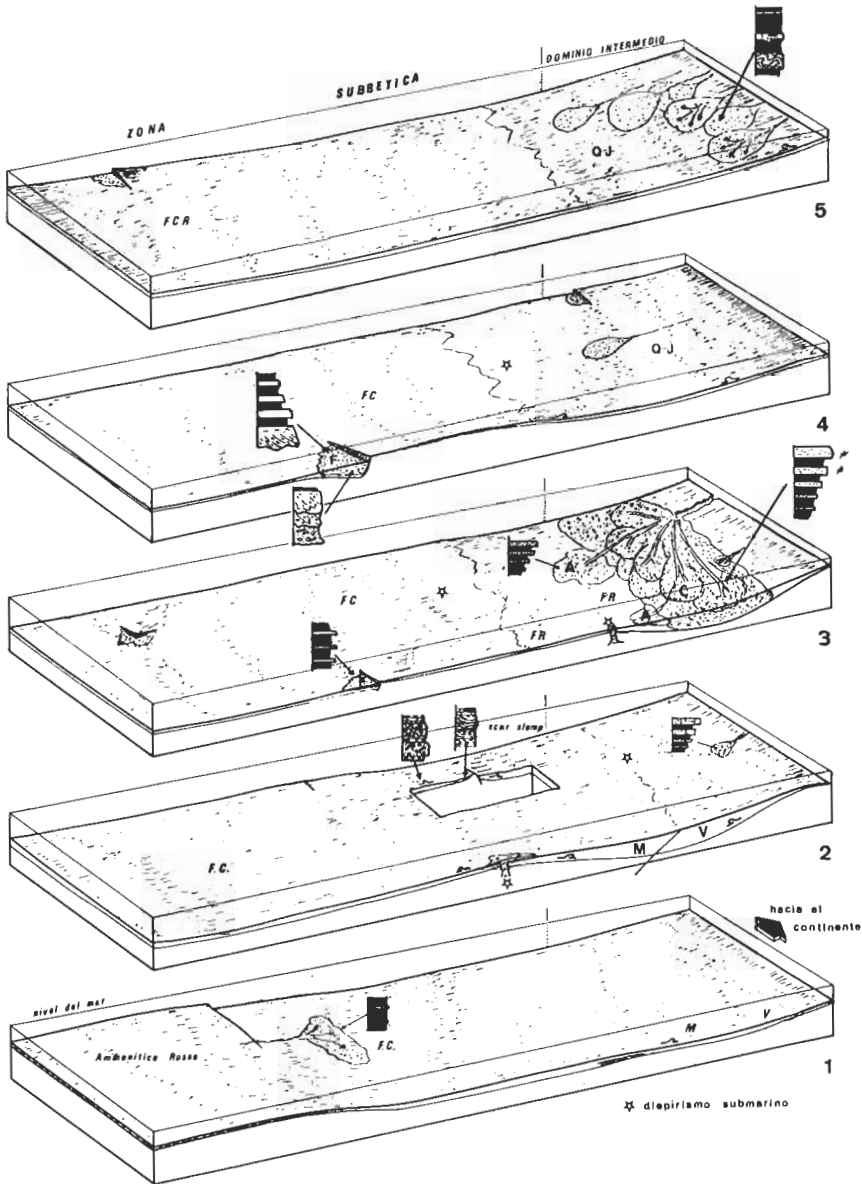


FIG. 9.19.—Evolución de la cuenca sedimentaria pelágica de la Zona Subbética y el Dominio Intermedio.—1. Berriasense.—2. Valanginiense-Hauteriviense.—3. Barremense- Aptense-Albense.—4. Cenomanense-Turonense-Coniacense (pro parte).—5. Senonense. (La representación se hace en reconstrucción palinspástica con la colocación de cada unidad y dominio paleogeográfico en su hipotética posición original.)—F.C. Formación Carretero.—F. Formación Miravetes.—V. Formación Los Villares.—F.R. Formación Represa.—F. Formación Fardes.—A. Formación Argos.—C. Formación Cerrajón.—Q.J. Formación Quipar-Jorquera.—F.C.R. Formación Cepas Rojas.

de sedimentación y fuerte abundancia de organismos planctónicos en el medio sedimentario.

En la figura 9.19 se plantea de manera gráfica un resumen de la evolución de la cuenca sedimentaria pelágica de la Zona Subbética y Unidades Intermedias (o Dominio Intermedio). Se muestran para cinco episodios diferentes del Cretácico las características sedimentarias de la cuenca y su evolución. Se destaca la litología de turbiditas s. lat. y materiales de desplomes presentes en cada caso.

Los rasgos fundamentales de la sedimentación y los principales acontecimientos acaecidos en la cuenca se pueden resumir en el siguiente análisis de la cuenca:

#### 9.3.4.1. Berriasense (Fig. 9.19.1)

Durante el Berriasense la cuenca sedimentaria mostraba características diferentes de unos sectores a otros. En unos sectores, en especial en el Subbético interno, la sedimentación continuó con las mismas facies que en el Jurásico superior, y que consiste fundamentalmente en calizas nodulosas de facies «Ammonítico rosso». En otros sectores (Subbético medio y Unidades Intermedias) antes de iniciarse el Berriasense se produce el cambio importante de facies, marcado por la finalización de la sedimentación turbidítica y el inicio de la sedimentación de calizas micríticas y margas con sólo esporádicos niveles turbidíticos. En los sectores de umbral del Subbético externo el cambio en la sedimentación se efectúa durante el Berriasense, y consiste en la finalización de la sedimentación del Ammonítico Rosso y aumento brusco de la velocidad de sedimentación.

#### 9.3.4.2. Valanginiense-Hauteriviense (Fig. 9.19.2)

Durante este intervalo de tiempo la sedimentación es bastante uniforme de calizas micríticas y margas pelágicas con abundantes ammonites. Las diferencias vienen marcadas por variaciones en espesor, en especial en las Unidades Intermedias y en el Subbético externo del sector oriental. Las irregularidades del fondo estarían ligadas a fracturas y estructuras diapíricas que dan lugar a lagunas estratigráficas locales. La existencia de pendientes en el fondo, unida a la actuación de fenómenos sísmicos (relacionados con las fallas o diápiros) da lugar a los deslizamientos (*slumping*) a favor de dichas pendientes, muy frecuentes en los materiales de esta edad.

#### 9.3.4.3. Barremense-Aptense-Albense (Fig. 9.19.3).

En este intervalo de tiempo tiene lugar la sedimentación turbidítica de las Unidades Intermedias (Fm. Cerrajón) que se extiende al Subbético externo del sector oriental, en especial durante el Aptense

y parte del Albense (Fm. Argos). La procedencia de estas turbidíticas es de la plataforma localizada entre este surco pelágico subsidente y el contiennte, o sea, de la Zona Prebética. En el interior de la cuenca y con carácter local relacionados con accidentes tectónicos (fallas y diápiros) se producen también desplomes y corrientes de turbidez, como el caso del inicio del depósito de la Fm. Fardes.

#### 9.3.4.4. Cenomanense-Turonense (Fig. 9.19.4)

Corresponde a una etapa de depósito bastante uniforme con episodios de calizas con sílex y calizas margosas, que se presentan en el techo de la Fm. Carretero, en la Zona Subbética o en la base de la Fm. Quipar-Jorquera (Subbético externo oriental y Unidades intermedias). En conjunto parece que presenta una laguna estratigráfica interna que afecta a gran parte de este intervalo, en especial al Turonense. En numerosos sectores se producen depósitos de lutitas negras de tipo euxínico, que posiblemente corresponden a una fase de subida del nivel del mar y formación de condiciones de circulación de aguas semejantes a la propuesta por JENKYNS (1980) en el conjunto de las áreas alpinas. Con carácter local (Fm. Fardes) tienen lugar depósitos turbidíticos y oliostrostrómicos relacionados con accidentes en el interior de la cuenca, que permite depósitos locales de gran espesor.

#### 9.3.4.5. Senonense (Fig. 9.19.5)

En este intervalo de tiempo tiene lugar un descenso brusco de la velocidad de sedimentación y, como consecuencia, un notable aumento en restos de organismos (foraminíferos planctónicos y nannoconus) en los sedimentos. Una de las escasas diferencias que se marcan en la cuenca es el color de las rocas, que en este sector más septentrional (Fm. Quipar-Jorquera) es blanco, mientras que en el más meridional es rosado (Fm. Capas Rojas). Otra diferencia consiste en la existencia en el Subbético externo de episodios turbidíticos, que proceden de la plataforma adyacente (Prebético). Igualmente en las partes más meridionales de la cuenca, con carácter local, se tienen intercalaciones turbidíticas.

### 9.4. **Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas**

#### 9.4.1. *Introducción*

Bajo este epígrafe se van a describir las características de los materiales cretácicos de todas las unidades que se localizan al sur del

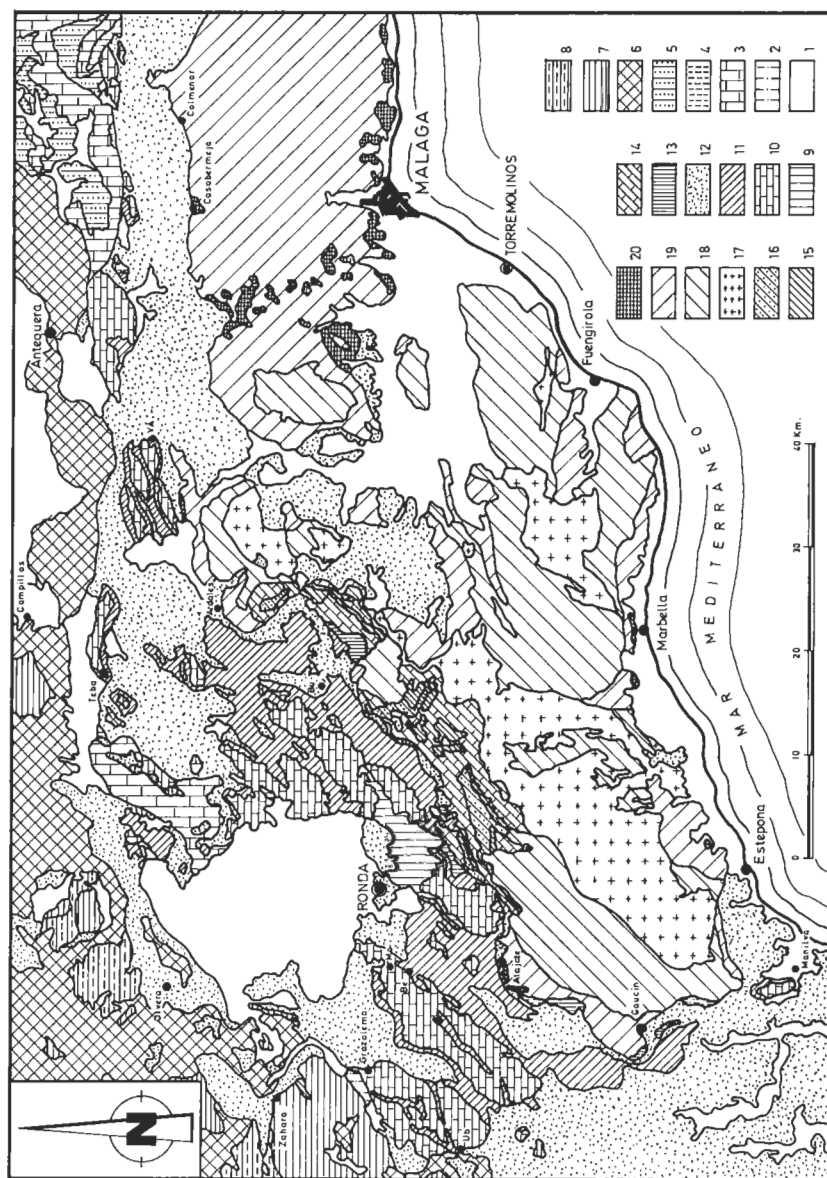


Fig. 9.20.—Esquema geológico del sector centro-occidental de la cordillera Bética (modificado y completado de GONZÁLEZ DONOSO *et al.*, 1982, para las Zonas Externas).—Terrenos postorogénicos: 1. Mioceno superior y Cuaternario.—Alta cadena y unidades afines: 2. Trias.—3. Jurásico.—4. Cretácico.—5. Paleógeno y Mioceno inferior.—Subbético medio: 6. Trias.—7. Jurásico.—8. Cretácico y, localmente, Paleógeno y Mioceno inferior.—Penibético: 9. Trias.—10. Jurásico.—11. Cretácico y, localmente, Paleógeno y Mioceno inferior.—Unidades del Campo de Gibraltar: 12. Cretácico a Mioceno inferior.—Rondaides o Dorsal Bética (Unidades de Enamorados, Benadadil, Tajarillo, Cabrilla y Perejila): 13. Trias a Oligoceno.—Unidad de las Nieves: 14. Trias superior.—15. Jurásico.—16. Brecha de la Nava (Oligoceno-Mioceno inferior).—Alpujárride: 17. Peridotitas.—18. Rocas metamórficas en general.—Maláides: 19. Paleozoico.—20. Mesozoico y Terciario.

Subbético. De una parte están las incluidas en el Penibético (ver figuras 1y 20), que se interpreta como un dominio paleogeográfico procedente del borde meridional del margen continental de la placa ibérica y que presenta un Cretácico de características muy peculiares, con cierta afinidad a los Cretácicos de las Zonas internas.

Por otra parte, se incluyen todas las unidades que afloran actualmente junto al contacto de las Zonas Internas y las Zonas Externas y que, de acuerdo con la reconstrucción palinspástica (Fig. 9.3) anteriormente comentada, se habrían depositado en el área comprendida entre dicho margen y el bloque de Alborán.

A lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética se apila un gran número de unidades tectónicas con características estratigráficas diversas y procedencia paleogeográfica discutida. El grado de acortamiento tectónico de este área de la Cordillera ha sido de enorme magnitud, lo que ha dado lugar a una estructura geológica extremadamente compleja y aún no del todo claramente dilucidada. La sistematización de las unidades tectónicas, muy numerosas y de escasa continuidad lateral, difiere según los autores. Un factor adicional dificulta aún más el ordenamiento de este conjunto de unidades: el hecho de que muchas de ellas forman parte de un complejo tectosedimentario de edad Burdigaliense inferior (Arcillas con bloques y Neonumídico: BOURGOIS, 1978) en el cual se encuentran englobadas como gigantescos olistolitos.

Esencialmente pueden separarse los siguientes términos en este conjunto de unidades:

- a) Unidades pertenecientes al dominio Penibético.
- b) Unidades del Campo de Gibraltar o Flyschs del Campo de Gibraltar con materiales cretácicos, paleógenos y del Mioceno inferior (ver Fig. 20).
- c) Un grupo de unidades que han sido incluidas en dominios paleogeográficos de procedencia ultrasubbética, posiblemente ligados a algunas de las unidades del Campo de Gibraltar. Son las denominadas «unidades del sustrato de los flysch» (BOURGOIS, 1978), unidades de la «zona de Boyar-Alazores» (BOURGOIS *et al.*, 1970) o Subbético ultrainterno (CRUZ-SANJULIÁN, 1974) (ver Figs. 9.1 y 9.20).
- d) Dorsal Bética o Rondaides, que agrupa unidades procedentes del margen del bloque de Alborán o del interior de éste (ver Fig. 3).
- e) Finalmente, se tratará sobre el Cretácico de las Zonas Internas (excluida la Dorsal), de las cuales sólo el Complejo Maláguide posee materiales cretácicos claramente detectados. En el resto de los complejos o bien hubo sedimentación, o bien los materiales de esta edad no han sido detectados a causa del metamorfismo. Las rocas ultrabásicas que existen en el complejo Nevado-Filábride podrían pertenecer, según PUGA (1980) a un complejo ofiolítico que sería un resto desmembrado

y metamorfozado de una corteza oceánica creada durante el Jurásico y Cretácico inferior y que habría sido subducida a partir del Cretácico superior, subducción que sería la responsable de la primera fase de metamorfismo, de alta presión, y que sería de edad Cretácico superior-Paleoceno, según DÍAZ DE FEDERICO *et al.* (1977-78). En el Complejo Nevado-Filábride, PUGA *et al.* (1976) describen una «formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos» cuya edad puede variar del Jurásico terminal al Eoceno y, por tanto, cabe la posibilidad de que sea Cretácica. Igualmente sobre el Complejo Nevado-Filábride y el Alpujárride, BOURGOIS (1979) describe unas «grauwacas polimícticas» de origen fluvial de edad supuestamente Cretácico superior o Paleoceno.

#### 9.4.2. *El Cretácico en el Penibético*

El término Penibético ha sido empleado con acepciones muy diferentes por autores diversos (BLUMENTHAL, 1930, 1931; FALLOT, 1948; HOEPPENER *et al.*, 1964; HOPPE, 1968; BOURGOIS *et al.*, 1970; PEYRE, 1974; BAENA *et al.*, 1977; BOURGOIS, 1978; JEREZ, F., 1981, etc.). Este trabajo se emplea en el mismo sentido que GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1982), quienes, con este término, designan a un dominio paleogeográfico que agrupa varias unidades tectónicas relativamente internas, pertenecientes al sector occidental de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Fig. 9.1).

Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza, entre otros rasgos, por presentar un Jurásico enteramente calcáreo (en su mayor parte oolítico) y por mostrar interrupciones sedimentarias durante el Cretácico, de forma que, en general, hay una laguna estratigráfica que afecta a la mayor parte del Cretácico inferior en todo el dominio Penibético. En la figura 9.20 se representa la extensión que ocupan los afloramientos de materiales de este dominio. Las unidades tectónicas del sector oriental que han sido denominada como Penibético (BAENA *et al.*, 1977) se han descrito incluidas en el Subbético interno, dominio con el que presentan una mayor afinidad.

Las interrupciones sedimentarias durante el Cretácico, rasgo característico del Penibético, quedan registradas en los sedimentos gracias a la presencia de superficies de litificación temprana, mineralización, disolución y erosión, así como por depósitos de condensación estratigráfica. El estudio de estas superficies ha permitido (GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982) distinguir varios episodios de tiempo de características sedimentarias netamente diferentes, delimitados por interrupciones sedimentarias, en base a los cuales se va a realizar la descripción de los materiales cretácicos representados. No se efectuará esta descripción por unidades litoestratigráficas, ya que sólo una de ellas (Formación Capas Rojas) tiene entidad propia para ser cartografiable por todo el dominio Penibético.

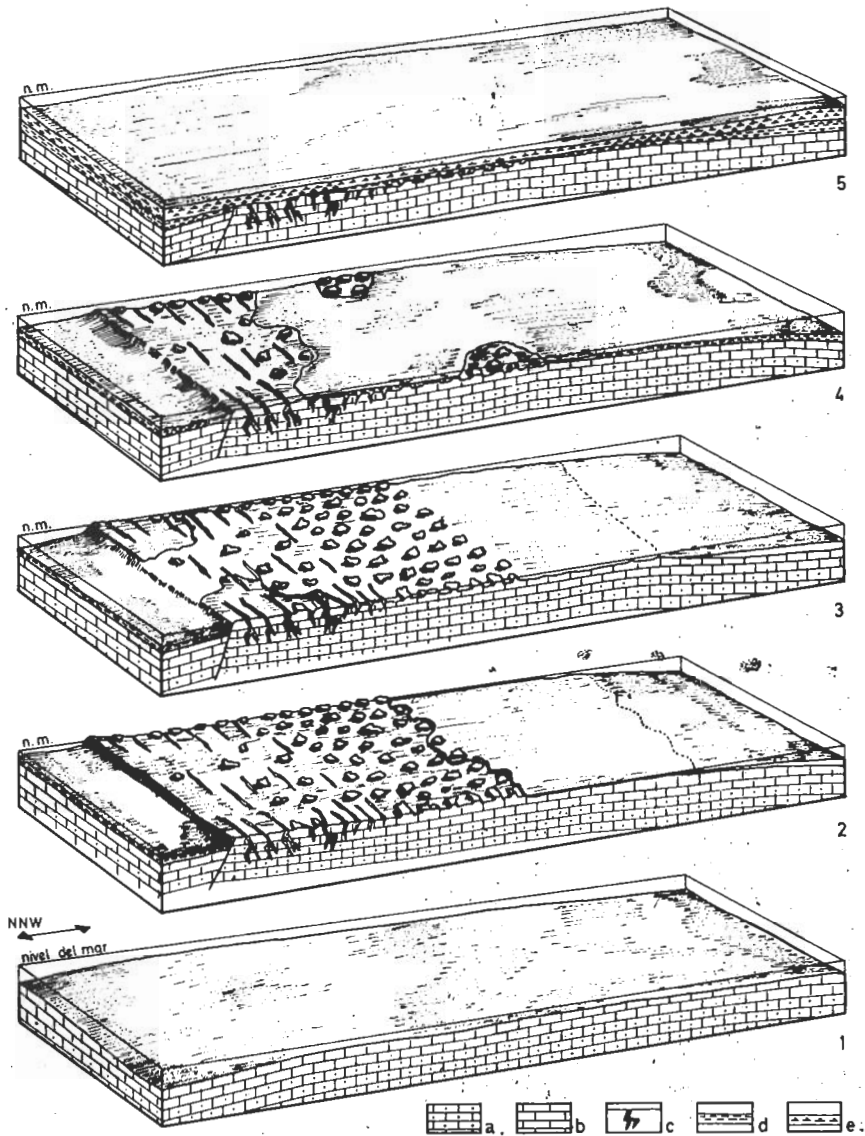


FIG. 9.21.—Reconstrucción paleogeográfica del Penibético durante el Cretácico (según GONZÁLEZ DONOSO *et al.*, 1982).—1. Berriasense-Valanginiense basal.—2. Hauteriviense.—3. Barremense-Aptense.—4. Albense-Cenomanense-Turonense.—5. Senonense-Paleoceno.—a. Calizas oolíticas y nodulosas (Jurásico superior).—b. Calizas pelágicas (Berriasense-Valanginiense basal).—c. Materiales cretácicos que rellenan diques neptúnicos.—d. Margas y margocalizas grises y calizas con sílex (Valanginiense superior a Cenomanense-Turonense).—e. Formación Capas Rojas (Senonense-Paleógeno).



#### 9.4.2.1. Berriasense-Valanginiense basal

Durante este intervalo de tiempo la sedimentación presenta las mismas características del Jurásico superior. Se depositan calizas blancas estratificadas en bancos, a veces de aspecto brechoide, que contienen intercalaciones de calizas nodulosas rojas. Los materiales de esta edad forman parte de la unidad litoestratigráfica que comprende el Jurásico superior. La separación se hace exclusivamente por los fósiles. Desde el punto de vista textural puede clasificarse como *packstones* (escasamente pueden ser *grastones* o *wackestones*) constituidos por organismos diversos (protoglobigerinas, Saccocomas, Globochaete tintínidos, radiolarios, fragmentos de ammonites, belemites y corales) a veces micritizados por algas endolíticas, así como por oolitos pelágicos (COMAS, 1980) y algunos intraclastos. En algunos casos se observan cúpulas estromatolíticas sobre los nódulos y los macrofósiles. Son depósitos de umbral pelágico y condiciones posiblemente fóticas (COMAS *et al.*, 1980).

La potencia del tramo es del orden del centenar de metros, y en la parte superior suelen observarse algunas peculiaridades en la litología que preludian la interrupción sedimentaria que se iniciará a partir del Valanginiense inferior. En efecto, las rocas presentan una nodulización bastante acusada, acompañada de mineralización, todo ello debido a una litificación prácticamente sinsedimentaria. Igualmente, en diversos cortes, el paquete puede estar coronado por unos niveles de calizas fosilíferas pelágicas pardo-amarillentas que SEYFRIED (1979, 1981) interpreta (en otros sectores y edades) como las facies características de la etapa previa a la formación de un fondo endurecido (*hard-ground*) dentro de una secuencia regresiva de umbral pelágico.

#### 9.4.2.2. Valanginiense-Aptense inferior

Durante este intervalo de tiempo hay una laguna estratigráfica bastante general en todo el dominio. Esta laguna estratigráfica ha sido puesta de manifiesto por diversos autores (KOCKEL, 1963; DÜRR, 1967; HOPPE, 1968; CHAUVE *et al.*, 1968; PEYRE, 1974, y BOURGOIS, 1978), y muy recientemente ha sido estudiada con bastante detalle por GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1982), quienes interpretan la sucesión de acontecimientos que tiene lugar en este intervalo de tiempo (Fig. 9.21).

Sobre las calizas del Jurásico-Berriasense-Valanginiense basal reposan directamente en casi todos los cortes materiales margosos y margocalizos del Albense superior o más modernos. La superficie de separación entre ambos conjuntos litológicos es bastante irregular y ha sido considerada por los autores anteriores como un paleokarst. Sólo en algunos cortes localizados en los afloramientos más internos han sido detectados materiales de este intervalo de tiempo sobre la inte-

rupción sedimentaria representados por margocalizas blancas con *Nannoconus*, de escaso espesor.

La sucesión de acontecimientos que describen GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1982) durante este intervalo de tiempo es la siguiente:

A partir del Valanginiense basal comienza un período de interrupción sedimentaria que conlleva la litificación submarina de los sedimentos y la formación de un *hard-ground*. Algunos niveles de biomicritas de crinoides que contienen glauconita y dientes de peces situados sobre esta *hard-ground* representan un depósito lateralmente discontinuo y de reducido espesor, característico de un período de interrupción sedimentaria submarina (*lag deposit*). Posiblemente durante el Hauteriviense se produce la emersión parcial del dominio que se traduce en la fracturación y karstificación de las calizas previamente depositadas y litificadas. Esta emersión sólo debió afectar a los sectores más externos (septentrionales) del dominio, ya que en los sectores más internos, sobre una superficie de *hard-ground* colonizada por estromatolitos y oncolitos pelágicos se depositan unas margocalizas blancas con *Nannoconus*, de escaso espesor. Antes y/o durante la emersión se produce una red de fisuras que posteriormente se rellenarán formando diques neptúnicos que presentan muy excepcionalmente rellenos del Neocomiense-Barremense. Posteriormente la región karstificada se sumerge, posiblemente a partir del Barremense, y la superficie es colonizada por organismos epibentónicos perforantes y por estromatolitos, cuyos restos son en su mayor parte barridos posteriormente a excepción de estos últimos, que todavía crecen cuando se ha iniciado la fosilización del karst a partir del Aptense superior y hasta el Vraconense.

#### 9.4.2.3. Aptense superior-Turonense

Durante este intervalo de tiempo comienza la fosilización de la superficie de interrupción sedimentaria. A partir del Aptense superior se inicia el relleno generalizado de las cavidades y de los diques neptúnicos con sedimentos pelágicos (GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982). Los materiales del Aptense superior reconocidos en el relleno de los diques neptúnicos son margas arenosas con abundantes bioclastos de crinoides y algunos dientes de peces, belemnites y equínidos. El Albense inferior no se ha reconocido en ningún punto por el momento. A partir del Albense superior (REBOLLO, 1980) se reanuda de forma bastante general la sedimentación y se fosiliza el paleokarst por todo el dominio excepto en su extremo septentrional, donde la sedimentación no llega a cubrir las irregularidades de las calizas infrayacentes y los sedimentos tan sólo se encuentran confinados en grietas o cavidades irregulares de origen kárstico y/o tensional, es decir, en diques neptúnicos que, localmente, pueden alcanzar un extraordinario desarrollo.

GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1982) describen diques rellenos de material aptense y albense a más de 50 metros por debajo de la superficie de contacto entre el conjunto calizo (del Berriasense) y el conjunto margoso que fosiliza las irregularidades de la superficie de discontinuidad.

Los sedimentos del Aptense superior que rellena grietas y del Albense superior-Vraconense inferior, tanto cuando rellenan grietas como cuando fosilizan la discontinuidad, son margas y margocalizas verdosas, grises o negras, con escasos ammonites y ricas en foraminíferos planctónicos, sobre los que se encuentran incrustados pequeños cubos de pirita. La potencia de los materiales sobre la discontinuidad en general es muy pequeña (3-5 metros), aunque en algunos cortes excepcionalmente puede sobrepasar una decena de metros.

El Cenomanense superior-Turonense está representado por calizas tableadas con sílex negros, que a veces presentan estructuras *slump*. Su potencia varía de 10 a 50 metros según los cortes. Sólo se observan en la parte más meridional del Penibético (sectores más internos), mientras que en los sectores septentrionales faltan, laguna estratigráfica que fue puesta de manifiesto por LINARES (1977) y que está bien marcada posteriormente en los sectores donde el desarrollo del paleokarst es mayor. En los sectores donde existen estos materiales, presentan características propias de un depósito euxínico, con colores muy oscuros y niveles bituminosos con restos de peces (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1936), algunos de los cuales han sido explotados como asfaltos.

Los depósitos que se acumulan en este intervalo de tiempo son propios de un ambiente de aguas en calma, con condiciones físico-químicas anóxicas y reductores que preservan gran parte de la materia orgánica y favorecen la formación de los niveles bituminosos y asfálticos. La profundidad es difícil de estimar, ya que estas condiciones se pueden dar a partir de los 200 metros hasta los fondos oceánicos. No obstante, por el contexto paleogeográfico general se estima que puede ser del orden de pocos centenares de metros.

#### 9.4.2.4. Senonense-Eoceno medio (Formación Capas Rojas)

Los depósitos que se acumulan durante este intervalo de tiempo corresponde a la Formación de Capas Rojas ya descrita para la Zona Subbética. En los sectores septentrionales pueden formar parte de rellenos de diques neptúnicos, que pueden llegar incluso al Paleógeno, aunque lo más frecuente es que la superficie de interrupción sedimentaria haya sido completamente fosilizada por las Capas Rojas donde lo fue previamente. Un rasgo diferencial de las Capas Rojas del Penibético con respecto al Subbético es el carácter relativamente más calizo del conjunto de la formación que frecuentemente presenta un aspecto noduloso. Localmente el Cenomanense y Turonense pueden aparecer bajo una facies parecida, en general bastante caliza suelen

encontrarse bien estratificadas en bancos decimétricos frecuentemente de aspecto noduloso, y localmente presentan estructuras de «slumping». El color rojo asalmonado a veces pasa a ser blancuzco o amarillento, con contactos bruscos con las zonas rosadas adyacentes. Ocasionalmente contienen *Zoophycos*. Desde el punto de vista textural se trata de micritas (mudstones) con foraminíferos planctónicos (localmente muy abundantes), escasos bentónicos, radiolarios y algunos restos de equinodermos. Puede asegurarse que la mayor parte de la micrita que constituye la roca procede de la desintegración de nannofósiles, especialmente de cocolitos. Prácticamente no contienen macrofauna alguna, a excepción de algunos rudistas aisladas en posición de vida dentro del sedimento. Las características litológicas son bastante uniformes por todo el dominio, aunque se constata una acentuación progresiva del carácter margoso, que se hace predominante durante el Paleógeno. En el sector septentrional (unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero) las capas rojas, bastante margosas en comparación con el resto del dominio, presentan delgadas intercalaciones de brechas y de turbiditas constituidas principalmente por oolitos.

La génesis de esta formación es claramente marina pelágica. Sin embargo, su batimetría es más difícil de estimar, como se discutía al describir la Formación Capas Rojas de la Zona Subbética. En este caso la presencia de *Zoophycos* y la existencia de rudistas en posición de vida inclina a pensar que su depósito tuvo lugar en el borde de la plataforma continental; por tanto, alrededor de los 200 metros de profundidad, en unas condiciones de escasos aportes del continente y velocidad de sedimentación muy baja.

#### 9.4.2.5. Evolución paleogeográfica

La evolución paleogeográfica del dominio Penibético se representa en la figura 9.19. Durante el Berriasense y Valanginiense basal continúa la sedimentación caliza del Jurásico. A partir del Valanginiense se produce la primera interrupción sedimentaria y la consiguiente litificación de los sedimentos. Posiblemente durante el Hauteriviense se produce la emersión parcial, con erosión y karstificación de los materiales. Durante el Barremense y Aptense el depósito se limita al relleno de los diques neptúnicos. A partir del Aptense superior, y con edad variable, se produce la fosilización de la discontinuidad estratigráfica a la vez que continúa el relleno de los diques neptúnicos. Durante el Senonense con el depósito de la Formación Capas Rojas queda totalmente cubierto el relieve anterior y termina el depósito en los diques.

#### 9.4.3. El Cretácico de las Unidades del Campo de Gibraltar

Con el nombre de «Unidades del Campo de Gibraltar» se denomina a un conjunto de materiales alóctonos que afloran extensamente en

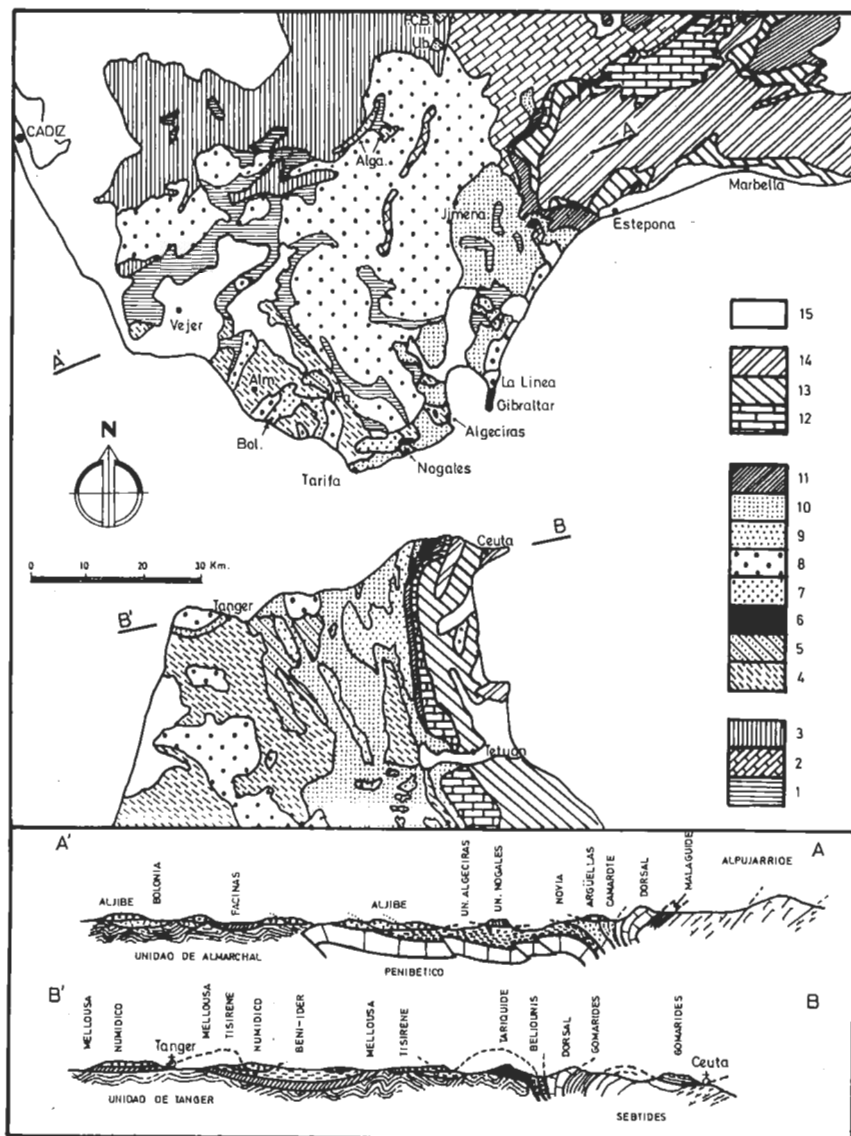


FIG. 9.22.—Esquema y cortes geológicos de los alrededores del Estrecho de Gibraltar (basada en DIDON *et al.*, 1973, ligeramente modificado).—1. Arcillas con bloques.—2. Penibético.—3. Subbético.—4. Flyschs Cretácicos: Unidades de Almarchal (Alm = Unidad de Tánger), Unidad de Algarrobo (Algal), Flysch de Ubrique (Ub) y del flysch del Corredor de Boyar (F.C.B.).—5. Flyschs masíficos: unidad de Facinas (= U. de Melloussa).—6. Tarriquides (DIDON *et al.*, 1973) o substratos de los flyschs cretácicos (BOURGOIS, 1978).—7. Numídico: unidad de Bolonia.—8. Numídico: unidad de Aljibe.—9. Mauritánicos: unidad de Nogales (= U.J. Tisirene).—10. Flyschs mauritánicos: unidad de Algeciras (= U. de Beni-Ider).—11. Unidades Predorsalienses, incluido el Neonumídico de BOURGOIS, 1978 (= unidad de Belouinis).—12. Rondades o Dorsal Bética (= Tetuánides o Dorsal Rifeña).—13. Maláguides (= Ghomárides).—14. Alpujárrides (= Sebtides).—15. Terrenos post-orogénicos. (Los nombres entre paréntesis corresponden a los de las diferentes unidades en el norte de Marruecos que se consideran equivalentes a los del Campo de Gibraltar).

la parte meridional de la provincia de Cádiz, y que se continúan hacia el E ubicados entre las Zonas Internas y las Zonas Externas (ver figura 9.1). En los últimos quince años se han estudiado con bastante detalle (CHAUVE, 1968; DIDON, 1969; CRUO, 1974; BOURGOIS, 1978, y PENDÓN, 1978) y se han puesto de manifiesto tanto sus rasgos principales como las propias dificultades que presenta su estudio.

Estas unidades tienen sus equivalentes al otro lado del Estrecho, hasta el punto de que su sistematización se realiza comparando los datos de ambos márgenes (DIDON *et al.*, 1973). Algunas de estas unidades (como el Numídico) existen en gran parte de las cordilleras alpinas del Mediterráneo. Los flyschs del Cretácico inferior han sido interpretados (DURAND-DELGA, 1980) como procedentes de un surco que se localizaría entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las cordilleras alpinas europeas, que se extendería a lo largo de 7.000 km desde la Cordillera Bética hasta los Dinárides, pasando por el Rif, Tell, Apeninos, Alpes, Cárpatos y Balcanes.

La posición originaria, durante el Cretácico, de las Unidades del Campo de Gibraltar (Flyschs del Campo de Gibraltar) ha sido planteada anteriormente (véase apartado 1). En la figura 9.3 A se marca la posición de la cuenca de estas unidades que rodearían por el sur y por el oeste al bloque de Alborán. El surco sedimentario se formó a partir del Lías medio (figura 9.3 C) en una fase de acreción de placas que se interrumpe en el Cretácico inferior. En este área a lo largo del Cretácico-Paleógeno se depositan los Flyschs que fueron posteriormente trasladados hacia el oeste a la vez que se produjo el acercamiento de las Zonas Internas a las Zonas Externas, adquiriendo la geometría que se muestra en la figura 9.3 B.

El estudio de estas unidades es difícil, debido a la escasez de fósiles y a la presencia de faunas resedimentadas, lo que hace poco fiables muchas dataciones que, al ser revisadas, suelen ser más modernas. Igualmente el carácter turbidítico mayoritario de sus materiales dificulta el estudio.

La estructura interna es bastante compleja, lo que motiva igualmente dificultades para su interpretación en detalle. Se trata de un conjunto de mantos de corrimiento gravitacionales, a veces duplicados, dentro de los cuales los materiales se encuentran fuertemente plegados y fracturados. En el área más próxima al Estrecho estos mantos se pueden individualizar y delimitar en cartografía. Sin embargo, hacia el norte los mantos pierden su continuidad, de manera que pasan a formar parte de un complejo olitostrómico tectosedimentario con bloques de grandes dimensiones de las diferentes unidades, embalados en el seno de unas arcillas rojas y verdes de edad Burdigaliense inferior (BOURGOIS, 1978).

En la figura 9.22 se representa la distribución de las diferentes unidades a ambos márgenes del estrecho de Gibraltar. Las caracterís-

ticas de cada una de estas unidades, según DIDON *et al.* (1973), son las siguientes:

A) *Unidades predorsalienses*. Constituidas por materiales del Lías al Aquitaniense, con escaso desarrollo de las facies turbidíticas. Corresponden a los depósitos más próximos a las Zonas Internas y pueden ser consideradas como olistolitos procedentes de las unidades que integran la «Dorsal Bética».

B) *Unidades mauritánicas (en francés, «mauretaniens»)*, que en los flyschs gaditanos corresponden a la Unidad de Nogales y en especial a la Unidad de Algeciras, con materiales del Cretácico superior al Oligoceno (DIDON, 1969). En el Rif están representados por las unidades de Beni-Ider y Jebel-Tisirene, con materiales del Dogger al Oligoceno.

C) «*Umbral Tariquide*», término utilizado por DURAND-DELGA (1972) para definir un conjunto de afloramientos (entre ellos el Peñón de Gibraltar) de materiales cuya edad oscila desde el Triásico al Eoceno, y que son considerados por DIDON *et al.* (1973) como los depósitos de un umbral situado dentro de la cuenca de los flyschs y que separarían el dominio masílico del mauritánico. Posteriormente han sido reinterpretados como olistolitos procedentes de unidades del substrato de los flyschs (BOURGOIS, 1978).

D) *Unidades masílicas (flyschs massyliens)*. Con escaso desarrollo de Andalucía (Unidad de Facies), ocupan gran extensión en el Rif (figura 9.22). Comprenden términos del Cretácico al Eoceno.

E) *Numídico* o Manto Numídico, que en el sur de España está ampliamente representado por la «Unidad del Aljibe». El elemento principal del manto numídico es un potente conjunto de areniscas (*Areniscas del Aljibe*, GAVALA, 1914) del Aquitaniense y Burdigaliense inferior. Además, presenta una «serie de base» (CHAUVE, 1968; DIDON, 1969) formada por arcillas y por turbiditas calcáreas del Eoceno. Parte de esta «serie de base» ha sido posteriormente incluida, al igual que la unidad de Paterna (CHAUVE, 1968), en la Formación de Arcillas con Bloques del Burdigaliense inferior (BOURGOIS *et al.*, 1974; BOURGOIS, 1978).

F) *Unidades para autóctonas*. Se incluyen bajo este epígrafe las unidades interpretadas por DIDON (1969) como el autóctono relativo y que son la Unidad de Almarchal, en el Campo de Gibraltar, y la Unidad de Tánger, en el Rif.

A continuación se va a tratar de las características de los materiales cretácicos en estas unidades. En todos los casos las descripciones

nes de las unidades litoestratigráficas se harán de manera informal utilizando los nombres que ya usaran autores anteriores. No se plantea la posibilidad de definir unidades formales por la falta de estratotipos adecuados y la complejidad tectónica que dificulta la observación y la correlación.

#### 9.4.3.1. El Cretácico de las unidades parautoctonas (y flyschs cretácicos afines)

En el Campo de Gibraltar la única unidad que ha sido considerada como paraautoctona es la *Unidad de Almarchal* (DIDON, 1966), que se hace equivaler con la Unidad de Tánger del Rif (DIDON, 1969; DIDON *et al.*, 1973). BOURGOIS (1978) pone en duda esta situación de autóctono relativo y propone que la Unidad de Almarchal (junto con las Arcillas de Facinas) sean fragmentos de Flyschs de afinidad masílica incluidos en la Arcilla con Bloques.

Se tratará conjuntamente en este apartado sobre otros afloramientos pequeños de materiales cretácicos (flyschs cretácicos) claramente alóctonos que presentan cierta afinidad estratigráfica con los materiales de la Unidad de Almarchal. Son los flyschs de Ubrique y del Corredor de Boyar (BOURGOIS, 1978) y la Unidad de Algarrobo (CHAUVE, 1968), todos ellos caracterizados por presentar un Cretácico superior constituido por margas rojas y blancas con intercalaciones de turbiditas calcáreas con restos de *Inoceramus* (*Flysch senonense*), que es un término común a todos los afloramientos. Series equivalentes han sido descritas por PEYRE (1974) en la región de Colmenar (Rengles, Valdivia, Colorín, etc.).

En la figura se reproducen tres series estratigráficas sintéticas de estas unidades, elaboradas con datos de BOURGOIS (1978). En el conjunto se pueden diferenciar varias unidades litoestratigráficas, que son designadas con los términos informales, usuales en la literatura geológica sobre el tema; de más antiguos a más modernos, son:

##### a) *Complejo de Aptychus*

Sólo aflora en la Unidad del Flysch del Corredor de Boyar. El nombre fue introducido en la nomenclatura geológica por DIDON (1960). Anteriormente DURAND-DELGA y MATTAUER (1959) habían puesto de manifiesto facies muy semejantes en Argelia. El *Complejo de Aptychus* es una unidad litoestratigráfica constituida por arcillas versicolores y margas y areniscas frecuentemente de colores verdes y rojas, aunque a veces son blancas o grises. En estas arcillas se intercalan (y constituyen el rasgo más característico) niveles centimétricos de microbrechas muy ricas en *Aptychus*, fragmentos de rocas carbonatadas y sílex. La formación muestra escasos afloramientos donde se



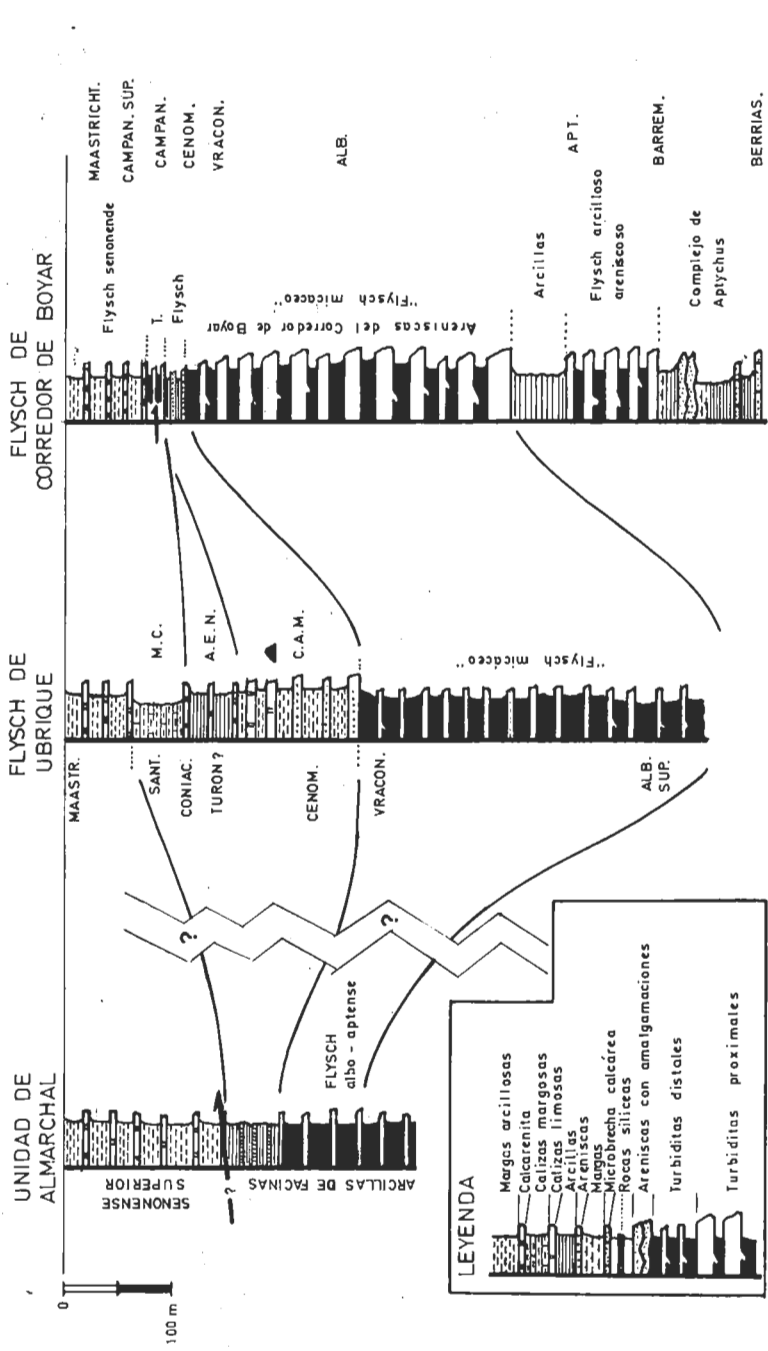


FIG. 9.23.—Correlaciones entre los materiales cretácicos de varias unidades del Campo de Gibraltar, elaborado con datos de BOURGOTS (1978). En la unidad de Almarchal se coloca como término inferior las «Arcillas de Facinas» que, según DIDON (1969) y DIDON et al. (1973), forman unidad diferente. Entre el flysch de Ubrique aparecen tres términos: M.C. (margocalizas sentonenses), A.E.N. (arcillas esquistosas negras del Turonense-Coniacense) y C.A.M. (calizas arenisco-micáceas del Cenomanense que lateralmente se pierden por cambio lateral y/o acunamientos). El flysch micáceo en el Corredor de Boyar presenta características más proximales que en el área de Ubrique.

pueda observar un corte completo de la misma. BOURGOIS (1978, página 127) describe un corte al Norte del Fresnillo donde esta formación tiene 100 metros de espesor, en el que se pueden diferenciar tres paquetes con características litoestratigráficas diferentes. Los 20 metros inferiores presentan una secuencia rítmica de escala métrica formada por: a) microbrechas calcáreas con granuloclasificación ricas en *Aptychus*; b) areniscas granuloclasificadas; c) niveles finos de areniscas con estructuras de corrientes en el muro, entre niveles de arcillas; d) arcillas. Los 40 metros siguientes se caracterizan por un dominio total de arcillas y margas, y los niveles de microbrechas son escasos y poco potentes. Los 40 metros restantes son especialmente areniscos con secuencias turbidíticas con amalgamaciones, con estructuras de corrientes en el muro de los estratos y pistas orgánicas.

La edad del Complejo de *Aptychus* ha sido establecida a partir de dataciones de los propios *Aptychus* y de las *Calpionellas* que aparecen en la base. Se considera que corresponde al intervalo comprendido entre el Berriasense medio y el Barremense.

Estos depósitos son propios de un ambiente marino al que acceden flujos turbidíticos tanto terrígenos como carbonatados. La frecuencia con que aparecen los fragmentos de rocas jurásicas indicaría la erosión de estos materiales por las propias corrientes de turbidez. No hay criterios definitivos para precisar la batimetría del depósito.

#### b) *Formación arcilloso-arenosa*

Descrita en el Corredor de Boyar (BOURGOIS, 1978), está formada por un paquete arenoso de una potencia de 50 a 100 m, seguido de un paquete arcilloso de 50 metros. Se trata de una serie turbidítica con bancos de areniscas granuloclasificadas de espesor variable de 0,3 a 2 metros, con estructuras de carga y corrientes en el muro. Las arcillas, bastante arenosas, son ricas en radiolarios, y presentan dientes de peces, y más raramente ostrácodos y foraminíferos que han datado el Aptense.

#### c) *Areniscas del corredor de Boyar, Feysh micáceo y Flysch albo-aptense*

Existen en las tres series (Fig. 9.23), con características bastante diferentes de unos a otros, aunque con algunos rasgos comunes. En todos los casos se trata de una serie turbidítica constituida por la alternancia de areniscas y arcillas verdes. En el Corredor de Boyar presenta un carácter proximal con una relación de arena/lutita superior a 1 y con abundantes restos de plantas. En las otras series presenta una relación arena/lutita más baja (1/5-1/8) y espesor medio de estratos de areniscas igualmente más bajo. El rasgo común más representativo es la abundancia de micas tanto en las areniscas como en las

arcillas. En la figura 23 se establece la correlación de estos niveles según las ideas de BOURGOIS (1978) considerado las «Arcillas de Facinas» como la parte de la Unidad de Almarchal; en dicha figura se marca la posición en el tiempo de estos materiales.

d) *Calizas areniscoso-micáceas* (CAM de la Fig. 9.23)

Presentes sólo en el Flysch de Ubrique, están constituidas por una alternancia de arcillas en bancos del orden de un metro y niveles de areniscas de 10 a 50 cm. Hacia el techo tienen niveles de calizas arenosas microbrechas que han suministrado abundantes orbitolinas del Cenomanense inferior, lo que sugiere una relativa proximidad a un área de plataforma somera en la que pudieran vivir estos foraminíferos.

e) *Arcillas esquistosas negras* (AEN de la Fig. 9.23)

Son arcillas bituminosas que presentan algunos bancos de calizas arenosas con espesores de 0,2 a 0,5 m. La fauna de foraminíferos permite datar el Cenomanense-Turonense. Este dato es de bastante interés, ya que tanto en la Zona Subbética como en el Prebético para este intervalo de tiempo se han descrito frecuentes niveles euxínicos con características semejantes. Se puede pensar que el acontecimiento anóxico de esta época afectase al margen de las zonas internas como a la cuenca de los flyschs.

f) *Margocalizas* (MC de la Fig. 9.23)

Se observan en el Flysch de Ubrique y corresponden a un paquete de margocalizas grises y verdosas con intercalaciones arenosas y calcareníticas. Su edad según los foraminíferos planctónicos es Senonense inferior, intervalo de tiempo no datado y posiblemente ausente por laguna estratigráfica en las otras unidades.

g) *Flysch senonense*

Con este nombre se denomina a una de las facies más características que se presentan en todas las series y ampliamente además en la Unidad del Algarrobo (BOURGOIS *et al.*, 1971). Está constituido por margas arcillosas blancas y rosadas con niveles de 4 a 7 metros de espesor, con intercalaciones de microbrechas. Los niveles más finos son ricos en cuarzo y los más gruesos están constituidos mayoritariamente por fragmentos de rocas carbonatadas (entre ellos calizas con calpionellas, calizas de filamentos, etc.). Los cantos de sílex son abundantes y a veces mayoritarios. Son igualmente frecuentes los primeros de *Inoceramus*. La datación se efectúa a partir de los foraminíferos

planctónicos y comprende desde el Campaniense inferior al Maastrichtiense.

La sedimentación de este material tuvo lugar en un medio marino al que eventualmente llegaban flujos turbidíticos. No se puede precisar la batimetría, aunque presumiblemente debe tratarse de un depósito profundo. PENDÓN (1978) considera que el flysch senonense de la Unidad de Almarchal es el más distal dentro de la cuenca.

#### 9.4.3.2. El Cretácico de las Unidades predorsalienses

Bajo este epígrafe se reúnen un conjunto de unidades que afloran desde Gaucín a Estepona, y que han sido definidas con nombres locales. DIDON (1969) diferencia la *Unidad de Camarote* (Lías-Cretácico inferior) la *Unidad de Argüelles* (Cretácico superior-Aquitaniense) y la *Unidad del Cerro de la Novia* (Eoceno-Aquitaniense). La *Unidad de Espildora*, localizada al E de Ronda (BLUMENTHAL, 1933; DURAND-DELGA, 1973) y la *Unidad de Léntiscar* (PEYRE, 1974), en el sector de Colmenar, se incluyen también en estas unidades.

La posición tectónica es muy compleja y discutida. Mientras que para sus autores cada unidad forma como escama tectónica, para otros se trata de materiales deslizados, desenraizados y embalados en una matriz arcillosa de edad Burdigaliense (*Neonumídico* de BOURGOIS, 1978, equivalente lateral de la Arcillas con bloques). En todos los casos se interpreta que el depósito originario de estos materiales se efectuó en el área cercana a las Zonas Internas (a la Dorsal).

En los materiales cretácicos de estas unidades han sido diferenciadas tres unidades litoestratigráficas, que de más antigua a más moderna son: Complejo de *Aptychus*, Flysch arenisco-arcilloso y Flysch senonense.

##### a) *Complejo de Aptychus*

Definido por DIDON (1968), es el término inferior y aflora muy localmente. No se tiene ningún corte limpio completo, y su serie se establece a partir de diversos cortes parciales; se le estima una potencia de 200 a 250 metros.

Está constituido por una alternancia de margas arcillosas y arcillas verdes a grises y niveles de microbrechas calcáreas. En la base puede presentar un conglomerado con cantos muy gruesos y bloques, que se apoya discordantemente sobre los materiales jurásicos (BOURGOIS, 1978) de edad Lías o Dogger.

Los materiales arcillosos y las margas arcillosas tienen escasos fósiles que se limitan en los niveles más calizos a Tintínidos cerca de la base y *Nannoconus* del grupo *steinmanni* en el resto.

Las microbrechas calcáreas se caracterizan por ser poligénicas y mostrar frecuentemente granuloclasificación. Los niveles de microbrechas presentan espesores variables de algunos centímetros a, excepcionalmente, el metro. Los cantos de la microbrecha son, de una parte, *Aptychus* fragmentados o enteros implicados en la granuloclasificación y, de otra, fragmentos de rocas carbonatadas anteriores. Los estudios de microfacies de estos niveles permiten reconocer en los cantos fragmentos de calizas de filamentos del Dogger, calizas de *Saccocoma* y *Glochaetes* del Malm, calizas micríticas con *Calpionellas* del Tithónico-Berriasense y otros cantos atribuibles al Lías. Los oolitos y los granos revestidos son igualmente frecuentes.

La edad del Complejo de *Aptychus* se ha deducido en diferentes cortes a partir de la microfauna de los materiales margosos y a partir de los *Aptychus*. En todos los casos la edad parece corresponder al Neocomiense, aunque en algunos cortes pudiera llegar al Barremense.

La génesis de este complejo está ligada a una sedimentación marina en una región con escasa acción de las corrientes, a la que eventualmente llegaban los materiales calcareníticos a partir de desplomes iniciados con escarpes, posiblemente de fallas donde aflorasen materiales jurásicos de diferentes edades.

#### b) *Flysch areniscoso-arcilloso*

Se trata de una alternancia rítmica de areniscas amarillas o verdosas y de arcillas verdes. Presentan características similares al flysch del Cretácico «medio» del Corredor de Boyar, lo que ha permitido a BOURGOIS (1978) atribuirle, por correlación y falta de otros argumentos, una edad comprendida entre el Aptense superior y el Cenomane. DIDON (1968) los atribuyó a partir de dataciones con *Nannoconus* al Neocomiense y planteó la posibilidad de que fuese un material intercalado en el Complejo de *Aptychus*. Los contactos con el material infra- y suprayacente no son visibles.

Los rasgos más interesantes de estos materiales son el dominio de los materiales terrígenos en sus niveles areniscosos y la existencia de restos de plantas muy abundantes en algunos niveles. Todo ello permite pensar en un depósito turbidítico alimentado a partir de cañones submarinos cuya cabecera estuviese cercana al continente.

#### c) *Flysch Senonense*

Ha sido denominado también «Flysch con microbrecha» o «Flysch de tipo Algarrobo». Está constituido por margas blancas y rosadas con intercalaciones de calcarenitas y algunos niveles de brechas calcáreas. Los materiales margosos presentan en algunos niveles abundantes *Globotruncanas*, lo que recuerda a la Formación Capas Rojas y permi-

te precisar su edad como Senonense superior. Los niveles de calcarenitas presentan abundantes prismas de *Inoceramus* y granos de glauconita. Los bancos más potentes de calcarenitas presentan *convolute lamination* y en el techo abundantes pistas orgánicas, entre ellas *Zoophycus*. En conjunto se trata de facies turbidíticas posiblemente de plataforma externa o borde de talud.

#### 9.4.3.3. El Cretácico de los flyschs mauritánicos

Los términos mauritánico y masílico (en francés, «mauritariens» y «massyliens») fueron introducidos en la nomenclatura geológica por BOULLIN *et al.* (1970) en Argelia para definir dos grandes conjuntos de materiales del flysch. Estos nombres fueron extendidos al resto de los Magrébidos y Béticos por DIDON *et al.* (1973). Corresponden a unidades que actualmente se encuentran superpuestas tectónicamente, que contienen términos de la misma edad y con facies diferentes, por lo que su depósito se realizó en áreas diferentes. Los flyschs mauritánicos serían los depositados en el área más próxima a las unidades predorsalienses, mientras que los flyschs masílicos se depositarían más al sur.

En la región andaluza los flyschs mauritánicos están ampliamente representados por la *Unidad de Algeciras*, y más localmente por la *Unidad de Los Nogales* (DIDON, 1960). Ambas unidades pueden corresponder al depósito en un mismo sector, ya que no coinciden las edades de los materiales: la *Unidad de Algeciras* del Cenomanense al Oligoceno (o Aquitaniense). Sin embargo, DIDON *et al.* (1973) plantean que ambas unidades son diferentes y que equivalen a las unidades de Jebel-Tisirene (la Unidad de Los Nogales) y Beni-Ider (Unidad de Algeciras) de los flyschs del norte de África.

Pese a la gran extensión que ocupa la Unidad de Algeciras, los materiales de edad cretácica de la misma afloran localmente. Como término más bajo, DIDON (1969) describe unas margas blancas y amarillentas del Cenomanense. Este término sólo aflora en un punto, y su atribución a la unidad es dudoso. BOURGOIS (1978) incluye este afloramiento en la Arcilla con bloques.

El único material de edad cretácica que con seguridad se puede incluir en la Unidad de Algeciras es el «Flysch senonense», de características similares a los anteriormente descritos en otras unidades. Algunos bancos de calcarenitas pueden tener espesores del orden del metro y son frecuentes los restos de *Inoceramus*. Los bancos calcareníticos más frecuentes tienen espesores de algunos centímetros, y en ellos se encuentran, además, de los prismas de *Inoceramus*, restos de algas, y foraminíferos (*Globotruncanas*). La génesis es igualmente muy similar a la de los términos de edad análoga de otras unidades,

y corresponde a un depósito en llanuras submarinas con turbiditas muy distales (PENDÓN, 1978).

#### 9.4.3.4. El Cretácico de los flyschs masílicos

Como anteriormente se dijo, estos flyschs tienen un gran desarrollo en Africa, mientras que en el Campo de Gibraltar se limitan a un solo afloramiento (al noroeste de Tarifa), que ha sido definido como *Arcillas de Facinas* por DIDON (1969), y que originalmente estaba incluido en la Unidad de Almarchal. En trabajos posteriores (DIDON *et al.*, 1973) se valora la posibilidad de que se trate de una unidad diferente, cabalgante sobre la Unidad de Almarchal, y que se asimila a los flyschs masílicos del otro lado del Estrecho. Posteriormente, BOURGOIS (1978), como ya se indicó, propone considerar a toda la Unidad de Almarchal, incluidas las *Arcillas de Facinas*, como bloques procedentes de los flyschs masílicos incluidos en las «Arcillas con bloques». Las *Arcillas de Facinas* están constiuidas por arcillas de color gris verdoso con manchas de abigarradas; contienen bancos discontinuos endurecidos y ferruginosos de pocos centímetros de espesor. Presentan intercalaciones de areniscas con secuencias turbidíticas de laminación horizontal y *convolute lamination*. La datación de esta unidad se basa en una sola muestra con orbitolinos (DIDON, 1969) del Aptense superior, lo que permite a dicho autor comparar estos materiales con el «flysch albo-aptense» del otro lado del Estrecho.

#### 9.4.3.5. Paleogeografía y análisis de cuenca

El conjunto de las Unidades del Campo de Gibraltar corresponde al depósito en un área muy distante a la que ocupan actualmente. Es posible que su sustrato estuviese formado por corteza oceánica originada a partir del Lías medio entre las Zonas Internas y la placa africana.

Durante el Cretácico los depósitos en las diferentes unidades presentan características comunes. La diferenciación de unidades se basa especialmente en las facies de los materiales del Paleógeno y del Aquitaniense-Burdigaliense inferior.

Durante todo el Cretácico dominan los depósitos turbidíticos que en el Neocomiense y Senonense superior muestran abundantes microbrechas con cantos de calizas de otras edades, lo que implica la erosión de relieves anteriores posiblemente por la acción de cañones submarinos encajados en escarpes fallados. Durante el Aptense y Albense la sedimentación turbidítica terrígena alcanza su máximo desarrollo, hecho muy interesante por coincidir con la máxima actividad turbidítica en las unidades intermedias entre Subbético y Prebético, áreas muy

distantes del surco de los flyschs durante el Cretácico. La presencia de restos de plantas en las areniscas indicarían una procedencia continental de al menos parte de los materiales; este continente podría haber sido tanto el bloque de Alborán como la placa africana.

En conjunto los materiales de las unidades predorsalienses parece ser más proximales y más someras que el resto.

#### 9.4.4. *El Cretácico del Subbético Ultrainterno, o Unidades del sustrato de los flyschs cretácicos*

En este epígrafe se incluye un conjunto de afloramientos que se encuentran localizados entre el Penibético y el Subbético. Afloran en la región situada entre Zafarraya y el Torcal de Antequera, denominada Alta Cadena por BLUMENTHAL (1931) y PEYRE (1974), en la parte norte de la Serranía de Ronda y en el Corredor del Boyar. Su estructura tectónica es compleja, y es frecuente que muestren vergencias tanto hacia el exterior como hacia el interior de la cordillera, lo que evidencia la intervención de una tectónica polifásica en su estructuración. Su procedencia paleogeográfica es discutida. Para CRUZ-SANJULIÁN (1974), parte de las unidades consideradas (Unidad de Cañete) debe proceder de un surco que se situaría al S del Penibético (al cual este autor denomina Subético Interno). Esta noción guarda cierta semejanza con la de Zona de Boyar-Alazores, definida previamente por BOURGOIS *et al.* (1970) y que representaría una zona paleogeográfica de transición entre el Penibético y el surco de los flyschs cretácicos, y que se situaría en posición citrabetica, esto es, entre las Zonas Internas y las Externas.

BOURGOIS (1978) abandona la noción de Zona de Boyar-Alazores en base a argumentos geotectónicos que le inducen a negar la conexión paleogeográfica entre Penibético y flyschs cretácicos, y atribuye las unidades incluidas bajo este epígrafe al sustrato de los flyschs cretácicos. Por una parte se basa en la posición tectónica, ya que a todas las unidades que atribuye a tal sustrato las considera englobadas en el complejo tectosedimentario burdigaliense de la Formación de Arcillas con Bloques, por lo que, de igual forma que el resto de los componentes de esta Formación (Unidades del Campo de Gibraltar), deberían proceder del dominio de los flyschs; por otra parte se basa en la presencia de un complejo de *Aptychus* del Cretácico inferior que detectaría una fase tectónica anteneocomiense. Sin embargo, en ningún punto menciona BOURGOIS (1978) una serie estratigráfica continua entre ninguna de estas unidades del supuesto sustrato de los flyschs cretácicos y estos últimos.

Es interesante mencionar que el carácter de surco se deja sentir en estas unidades ya desde el Jurásico, lo que ha sido puesto de manifiesto por diversos autores en diferentes unidades (Zafarraya y



Gallo-Vilo, VERA, 1966; Alta Cadena pro parte, PEYRE, 1969, 1974; unidad de Cañete, HOPPE, 1972; CRUZ-SANJULIÁN, 1974; unidades de la Sierra del Pinar y del Corredor de Boyar, HOPPE, 1968; CHAUVE y HOPPE, 1962; BOURGOIS, 1970, 1978), y que su posición tectónica superior con respecto al Penibético es, en no pocos puntos, indiscutible, lo que induce a adoptar una de estas dos hipótesis: o bien se trata de unidades de procedencia ultrapenibética (HOPPE, 1968; BOURGOIS, 1970, 1978; BOURGOIS y CHAUVE, 1972; CRUZ-SANJULIÁN, 1974) o bien estas unidades están afectadas por una tectónica de retrocambalgamiento de extraordinaria importancia (JEREZ, F., 1980).

Es bastante frecuente que en estas unidades falten los materiales cretácicos. Cuando existen suelen estar representados por un complejo de *Aptychus* del Cretácico inferior, y ocasionalmente por un flysch con microbrechas del Maastrichtense. El Cretácico «medio» y el Senonense sólo muy localmente han sido puestos de manifiesto.

En general, el Cretácico descansa sobre el Jurásico mediante una ligera discordancia. La parte del Jurásico puede estar compuesta por margas y margocalizas, a veces calizas con sílez y radiolaritas con intercalaciones calcareníticas de origen turbidítico, del Lías superior o Dogger (Sierras del Pinar, Lagarín, Silla, Cañete, Blanquilla, Tablón, etcétera: HOPPE, 1968; CRUZ-SANJULIÁN, 1974; BOURGOIS, 1978; Gallo-Vilo: VERA, 1966; PEYRE, 1974), sobre las cuales descansa el complejo de *Aptychus*. Este puede presentar un conglomerado basal de espesor variable constituido por cantos de calizas micríticas con filamentos *Saccocoma* y titínidos, de edad Berriasense. El Jurásico superior no ha sido detectado en estas unidades. En la Sierra del Pinar (BOURGOIS, 1978) el complejo de *Aptychus* alcanza su máximo espesor, de unos 250 m, y en él se pueden distinguir tres partes:

- Un conjunto inferior constituido por ciclos de 40-70 cm de espesor integrados por microbrechas de *Aptychus* que pasan hacia arriba a calizas arcillosas blancas o verdosas y éstas a radiolaritas rojizas, de edad Berriasense superior.
- Un conjunto intermedio formado por secuencias de espesor variable entre 2 y 5 m de conglomerados, microbrechas con *Aptychus* y calizas arcillosas, del Berriasense superior-Valanginiense inferior.
- Un conjunto margoso superior blanco-verdoso con esporádicas intercalaciones detríticas, que hacia arriba intercala episodios silíceos y radiolaríticos, con algunos *nannoconus* del Valanginiense.

En el conjunto de las Cabras, definido por PEYRE (1974) en la región de la Alta Cadena, el Jurásico superior termina con arcillas y margas rojizas con pasadas radiolaríticas (Tres Mogotes) o con una brecha

de gruesos cantos calcáreos, a veces silicificados (Sierras de las Cabras y del Madroñal) del Jurásico terminal, sobre el que descansa un conjunto margocalizo blanco o grisáceo que esporádicamente intercala episodios de conglomerados y microbrechas de *Aptychus*. En el conjunto de la Prieta (PEYRE, 1974), el Jurásico superior suele terminar con unas calizas margosas con niveles de radiolaritas y con *Aptychus* sobre las que descansan unas lumaquelas y microbrechas de *Aptychus* y unos niveles de margocalizas blancos y grises, no representados en todos los afloramientos.

De forma muy esporádica aparecen en las distintas unidades que integran la Alta Cadena algunos niveles de arcillas y margas negras y verdes oscuras, a veces con sílex, de espesor muy reducido, que han suministrado faunas de *Nannoconus*, *Pithonellas* y foraminíferos planctónicos del Barremense al Cenomanense. Es bastante general, además, la falta del Senonense, que sólo puntualmente ha sido citado (Unidad de Zafarraya: VERA, 1966; Tres Mogotes: PEYRE, 1974), y, sin embargo, suele aparecer un flysch con microbrechas de cantos de Senonense y prismas de *Inoceramus* del Maastrichtense y Paleoceno que frecuentemente descansa directamente sobre el jurásico. Este flysch, cuyo espesor es muy pequeño, también ha sido descrito por BOURGOIS (1978) en las escamas del Corredor del Boyar y en la Unidad de Ardite 1, así como en el Cretácico de la Unidad de Algeciras.

Las características del Cretácico de estas unidades evidencian que el depósito tuvo lugar en un ambiente tectónicamente inestable ya desde el comienzo del Cretácico. Esta inestabilidad, que se deja sentir también en otros dominios implicados en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética (Penibético, «Dorsal Bética»), debe interpretarse como el cese de la situación distensiva que empezó en el Lías medio y como el comienzo de la situación comprensiva. Este hecho debió hacer a los dominios paleogeográficos más internos bastante reacios a la subsidencia e impedir la acumulación de los sedimentos o incluso favorecer el desmantelamiento, en parte submarino, de los previamente depositados, hechos que debieron acaecer a la vez que las Zonas Internas empezaban a sufrir el metamorfismo.

En cuanto a los ambientes sedimentarios, es difícil precisar los rasgos de los mismos. El depósito de los materiales descritos debió acontecer en un medio marino pelágico de morfología del fondo irregular, con posibles zonas emergidas, como propone PEYRE (1969), en el cual parte del fondo se erosionaba y parte recibía estos sedimentos, aunque con unas condiciones que variaron bastante en el tiempo. Los escasos depósitos del Cretácico «medio» detectados parecen confirmar el carácter euxínico general del intervalo de tiempo comprendido entre el Aptense y el Turonense por toda la Cordillera. Durante el Senonense, o bien no hubo sedimentación y la mayor parte del dominio fue

sometido a erosión, o bien, de acuerdo con BOURGOIS (1978), sobre éste se depositaron los flyschs cretácicos que, en el transcurso de la orogenia, se despegaron posteriormente de sus sustratos.

#### 9.4.5. *El Cretácico de los «Rondaides» o «Dorsal Bética»*

El término «Rondaides» fue introducido en la literatura geológica por BLUMENTHAL (1928) para designar a una unidad tectónica cabalgante sobre el Penibético y cabalgada por el Bético de Málaga y que consideraba equivalente occidental de los Alpujarrides definidos más al E por BROUWER (1926) y sus discípulos.

Posteriormente los geólogos de la escuela alemana de Bonn (HOEPFENER *et al.*, 1964) demostraron que tanto los Rondaides como el Bético de Málaga estaban compuestos por varias unidades tectónicas y restringen el término Rondaide tan sólo a la Unidad de las Nieves (KOCKEL, 1963; DÜRR, 1967) y proponen que tanto ésta como las Unidades de Benadalid y Enamorados tienen equivalentes casi exactos en la cadena calcárea del Rif.

DURAND-DELGA y FOUCALT (1967) introdujeron el término «Dorsal Bética» en Sierra Arana para designar a un conjunto extremadamente complejo de escamas situadas entre el Maláguide y el Subbético. Posteriormente el término es extendido al Jabalcón (DURAND-DELGA y FOUCALT, 1968) a algunas unidades situadas entre el río Guadalhorce y Colmenar (Unidad de Robledo, etc.: PEYRE, 1969, 1974), a la serie de los Baños de Alhama (BUSNARDO *et al.*, 1966) y a las Unidades de las Nieves, de Enamorados y de Benadalid (DURAND-DELGA *et al.*, 1970). DURAND-DELGA (1972) y DIDON *et al.*, (1973) establecen una subdivisión en Dorsal Externa e Interna en base a la posición tectónica y a las características estratigráficas de las unidades implicadas y definen las Unidades Predorsalientes situadas entre la Dorsal y el surco de los flyschs del Campo de Gibraltar.

FELDER (1978), por su parte, emplea el término Rondaides para designar a las unidades incluidas por los geólogos de la escuela francesa en la Dorsal. Dentro de los Rondaides distingue las Unidades de Nieves y de Cabrilla (equivalentes a Dorsal Externa e Interna, respectivamente) e incluye los afloramientos de características estratigráficas afines, pero embalados en el flysch que bordea a las Zonas Internas, dentro de las Unidades Predorsalienses.

Si bien tanto el término «Dorsal Bética» como el término «Rondaides» han sido empleados para designar a las mismas unidades tectónicas y los autores que sostienen cada uno de ellos admiten los mismos equivalentes al otro lado del Estrecho (Tetuánides = Dorsal Rifeña: DURAND-DELGA, 1966; WILDI *et al.*, 1977; Dorsal Perimediterránea: DURAND-DELGA, 1972), el significado paleogeográfico que cada uno asig-

na a estas unidades es fuertemente diferente. Así, el término Dorsal Bética fue originalmente definido con un significado paleogeográfico muy preciso: constituiría un umbral muy persistente durante el Jurásico y Cretácico situado al margen externo de las Zonas Internas, a las que separaría del surco de los flyschs del Campo de Gibraltar. Esta concepción tiene fuertes implicaciones tectónicas, pues requiere una posición citrabética para el Maláguide y que los corrimientos en las Zonas Internas hayan ocurrido de N a S (véase al respecto MARTÍN-ALGARRA, 1980 a).

Por el contrario, el término Rondaide es de significado original más bien tectónico, aunque implica una estrecha relación original con unidades alpujárrides. Para WILDI (1977), WILDI *et al.* (1977) y FELDER (1978, 1980, 1081), estas unidades proceden de un dominio paleogeográfico semejante al del Austroalpino, con el cual muestran un notable paralelismo en la evolución sedimentaria, lo que en la Unidad de las Nieves ha sido puesto de manifiesto por MARTÍN-ALGARRA (1980 b).

El Cretácico está pobremente representado en estas unidades, hecho que, unido a la fuerte tectonización de casi todos los afloramientos, dificulta notablemente su estudio. Tan sólo se ha reconocido el Neocomiense y el Senonense. El Cretácico «medio» nunca se ha descrito, y es frecuente que exista una laguna a partir del Lías superior hasta el Paleoceno, especialmente en las unidades de la Dorsal Externa (Unidad de Río Blanco-Cañamaya: FOUCAULT, 1976; GARCÍA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976; Baños de Alhama: BUSNARD *et al.*, 1966), cosa que sucede igualmente en el Rif (WILDI *et al.*, 1977).

Una facies típica es la denominada Neocomiense blanco esquirroso o astilloso (Neocomien blanc esquilleux), constituido por margas y margocalizas grieses y blancas, esquistosas (Unidad del Robledo: PEYRE, 1969, 1974), que en la Serranía de Ronda (regiones de El Burgo y Banalidad) forma olistolitos embalados en el flysch, independientemente del resto de la serie mesozoica. Frecuentemente contiene nódulos de sílex, así como intercalaciones olistostrómicas de brechas de material jurásico y de margocalizas radiolaríticas (Unidad de Pereila y serie de Espíldora: BUSER, 1977-78; BOURGOIS, 1978). A veces descansa sobre el Jurásico mediante una superficie de *hard-ground* que incluso presenta diques neptúnicos (Jabalcón: DURAND-DELGA y FOUCAULT, 1968; CRUZ-SANJULIÁN y GARCÍA-ROSSEL, 1971). Su contenido en fósiles es escaso, formado por *Aptychus*, belemnites del grupo de la *Duvalia* y escasos ammonites del Berriasense (MARTÍN-ALGARRA, 1980 a) y Valanginiense. Textualmente son micritas con escasos radiolarios, foraminíferos bentónicos, tintínidos y *Nannoconus*.

El Senonense, donde existe, es de espesor muy pequeño y está constituido por margas y margocalizas rosadas con escasos foraminíferos planctónicos que intercalan esporádicamente episodios microbréichicos

y calcalreníticos y pasa por facies parecida al terciario, donde el carácter detrítico se hace predominante.

Las características sedimentarias del Cretácico de estas unidades ilustran claramente que la sedimentación tuvo lugar en un dominio reacio a la subsidencia y tectónicamente inestable, lo que quizá representa el cese de la distensión y el preludio de las primeras etapas comprensivas que, a partir de entonces, afectarán al dominio de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas.

#### 9.4.6. *El Cretácico del Complejo Maláguide*

El Complejo Maláguide aflora extensamente dentro de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (ver Fig. 9.1). Sin embargo, los afloramientos de la cobertera mesozoico-terciaria son bastante reducidos. En la figura 9.20 se puede observar su extensión en el sector occidental de la cordillera. A su vez, en la mayor parte de estos afloramientos no hay materiales cretácicos. En unos casos el Eoceno aparece discordante sobre materiales precretácicos, con lo que faltaría debido a la erosión anterior al Eoceno. En otros casos la falta se puede explicar por erosión reciente o por laminación tectónica.

Tan sólo en tres áreas concretas se han descrito series estratigráficas cretácicas del complejo maláguide. Son los alrededores de Málaga (AZEMA, 1961), el sector Vélez-Rubio y Xiquena (MAGGILLANRY *et al.*, 1963; GEEL, 1973; ROEP, 1980) y la Sierra Espuña (PAQUET, 1969). En todos los casos se trata de afloramientos poco extensos y con series estratigráficas muy poco potentes y condensadas (Fig. 24). Además de estas tres series se dispone de datos locales sobre materiales cretácicos atribuibles al Maláguide en otros puntos. Así, DIDON (1969) describe en Torre de la Sal (Manilva) unas calizas arcillosas con algunos restos de *Aptychus* del Neocomiense y en el Castillo de Gaucín un Senonense en facies capas rojas. PEYRE (1974) estudia diversos afloramientos de materiales de la cobertera Maláguide en el área Colmenar, en los que el Eoceno descansa discordante sobre los materiales liásicos o más antiguos, faltando los términos cretácicos. En Sierra Arana el Maláguide presenta materiales más modernos que los Triásicos, y sólo en el klippe de Beas (GARCÍA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976) hay términos cretácicos, pero su atribución al Maláguide es muy dudosa.

Las características de los materiales del Cretácico en el Complejo Maláguide se pueden deducir de la figura 9.24, elaborada con dos figuras del trabajo de ROEP (1980). En ella se establece la correlación entre las series cretácicas de las tres áreas anteriormente indicadas. Obsérvese cómo la potencia para todo el Cretácico varía desde los 20 metros en Málaga y a cerca de 100 metros de Sierra Espuña.

En el Palo de Málaga (AZEMA, 1961) el techo de los materiales jurásicos viene jalonado por una superficie de karst. Los huecos están

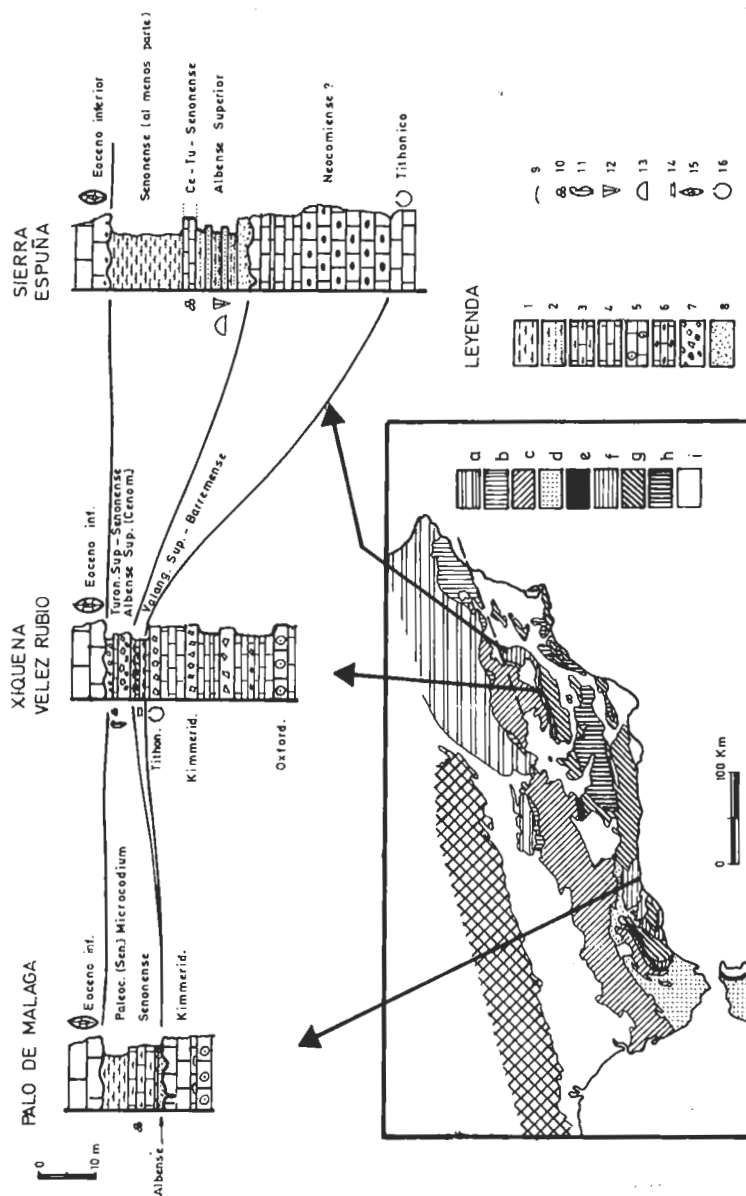


Fig. 9.24.—Gráfico de correlación de las series cretácicas del complejo maláguide (según ROEP, 1980, simplificado). Sólo se consideran las series propiamente maláguides, como son el Palo de Málaga estudiada por AZEMA (1961), el área Xiquena y Vélez Rubio estudiadas por GIEU (1973) y ROEP (1980) y la Sierra Espuña (PAQUET, 1967).—1. Margas.—2. Margas arenosas.—3. Calizas margosas.—4. Calizas especialmente micritas.—5. Calizas oolíticas.—6. Calizas con sílex.—7. Brechas y conglomerados.—8. Areniscas.—9. Filamentos.—10. Foraminíferos planctónicos.—11.—Braquiópodos.—12. Belemnites.—13. Equinidos.—14. Nannocónus.—15. Nummulites.—16. Tintinidos.—En el esquema de localización: a) Prebético, b) Unidades intermedias, c) Subbético (y Penibético), d) Unidades del Campo de Gibraltar, e) Rondaides o Dorsal Bética, f) Maláguide, g) Alpujárride, h) Nevado-Filábride, i) Materiales neógenos y cuaternarios.

rellenos de calizas rojas con fauna del Albense. Sobre ellos aparecen algunos metros de calizas brechoides con Globotruncanas del Senonense medio y sobre un paquete de 15 a 20 metros de margas rosadas con Globigerinas en la base y Microcodium en el resto del Senonense-Paleoceno.

En Vélez-Rubio, GEEL (1973) define la «Formación Vélez-Rubio» con menos de 6 metros de espesor y formada por calizas con sílex y margas y que data como Valanginiense superior. En la misma área, cerca del Castillo de Xiquena, ROEP (1980) describe un corte (Fig. 9.24) en el que en unos 20 metros de espesor pueden estar todos los pisos del Cretácico. Diferencia un paquete basal de calizas con Tintínidos en la base y Nanoconus en el resto que data como Berriasense-Albense. El paquete siguiente es un conglomerado o una brecha con braquiópodos y foraminíferos planctónicos del Albense terminal-Turonense basal. El paquete superior es de calizas micríticas de color rosa o blanco (facies capas rojas) con foraminíferos planctónicos del Turonense-Senonense; en este paquete se intercalan algunos niveles turbidíticos.

En Sierra Espuña (PAQUET, 1969) la serie se inicia con un paquete de 50 metros de calizas con sílex azoicas, que se apoyan concordantes sobre las calizas de Tithónico, y que podrían atribuirse al Neocomiense. Una superficie de karst sobre la que se tienen conglomerados y areniscas marca el inicio de la sedimentación del Albense superior.

## 9.5. Conclusiones generales

A lo largo de los capítulos precedentes se han ido avanzando parciales que permiten conocer las características de la cuenca sedimentaria de la Cordillera Bética durante el Cretácico.

En este apartado, muy brevemente, se van a plantear los rasgos generales de la cuenca sedimentaria. Como se adelantaba en la introducción (Fig. 9.3), dentro de la cuenca hay que diferenciar varias áreas con características diferentes. De una parte, el margen continental de las Zonas Externas, donde se desarrolló una cuenca cretácica con una anchura de unos 250 a 300 kilómetros. Al sur y sureste de este margen continental se emplazaría la cuenca de las Unidades (Flyschs) del Campo de Gibraltar, que podría tener una anchura incluso superior a la anterior. Esta última cuenca estaría bordeada por el Sur por la placa africana (con su correspondiente margen continental) y por el Sureste (y Este) por el Bloque de Alborán, formado por las diferentes Unidades de las Zonas Internas. En los bordes de esta cuenca de los flyschs se depositarían las unidades que actualmente afloran en las proximidades del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Concretamente en el borde adyacente al bloque de Alborán se emplazaba el Complejo Maláguide, en el que se depositaron materiales

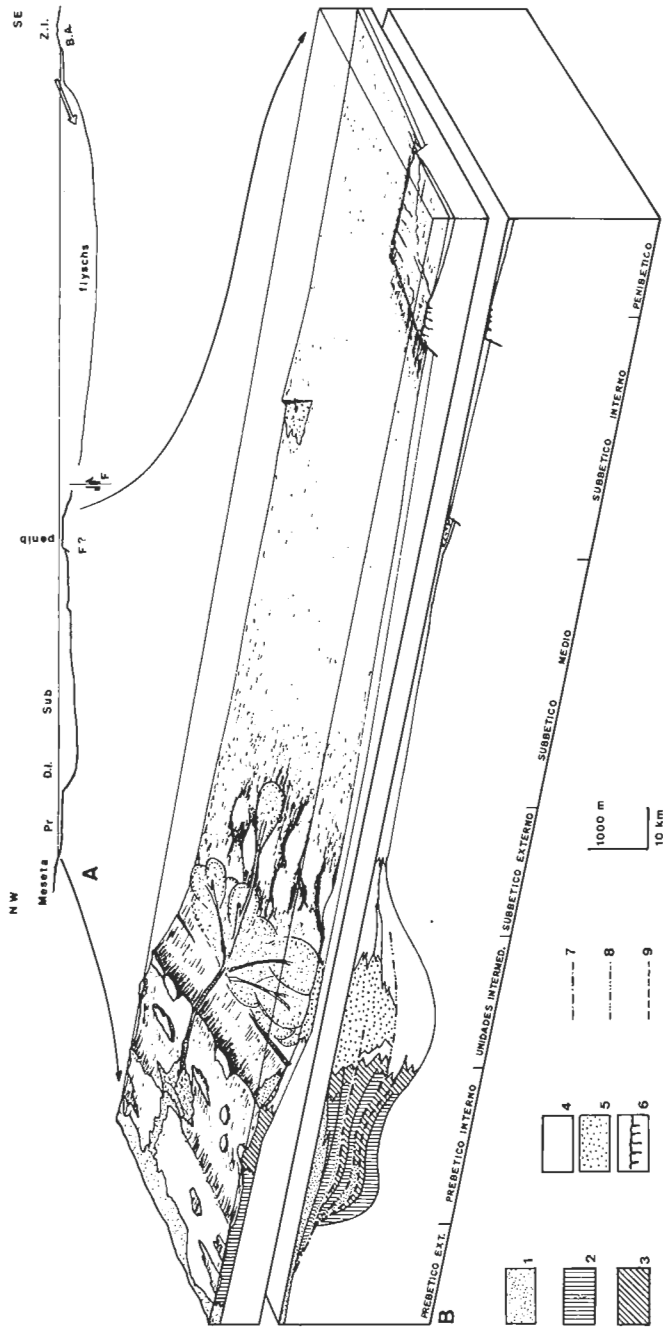


FIG. 9.25.—Esquema de interpretación global de la cuenca sedimentaria de las Cordilleras Béticas durante el Cretácico.—A. Corte general desde el borde de la placa ibérica al bloque de Alborán (B.A.) (ver fig. 9.3).—Pr. Prebético.—D.I. Dominio Intermedio.—Sub. Subbético.—Penib. Penibético.—F. Falla transformante.—B. Bloque diagrama de distribución de medios sedimentarios para el Cretácico inferior en las Zonas Externas.—1. Facies detríticas (continentales y deltaicas).—2. Facies de llanuras de mareas y lagoon.—3. Facies de plataforma, incluidos los arrecifes.—4. Facies pelágicas.—5. Facies turbidíticas.—6. Interpretación sedimentaria y/o relleno de diques neptúnicos.—7. Límite Aptense inferior.—8. Límite Hauteriviense-Barremense.—9. Límite Valanginiense inferior-Valanginiense superior.



con unas características semejantes a las del Penibético, que presumiblemente ocupaba la parte más meridional de margen continental de las Zonas Externas.

En la figura 9.25 se representa un corte esquemático de la cuenca en reconstrucción palinspástica. Por su parte, en la figura 9.3 se representaba en planta la distribución de las distintas unidades y el emplazamiento de la cuenca de los flyschs. La parte correspondiente al margen continental de las Zonas Externas es la mejor conocida, ya que, aun cuando la estructura interna es compleja, es posible realizar la reconstrucción palinspástica de detalle. En efecto, en la figura 9.25 se representa un esquema para el Cretácico inferior para el conjunto del margen continental. En la parte superior se tiene la leyenda de medios sedimentarios, y en el resto se muestra la evolución de las facies a lo largo del espacio y tiempo para el Cretácico inferior. Hechos muy destacables son la existencia de facies someras en el borde externo (Zona Prebética), en las que se pueden diferenciar varios episodios transgresivos y regresivos que son reflejo del comportamiento tectónico de la región y, por tanto, de los cambios relativos del nivel del mar. En el extremo opuesto (en el Penibético) hay un área en la que durante gran parte del Cretácico inferior no hubo depósito. En ella tuvo lugar una emersión seguida de karstificación; en este relieve, posteriormente sumergido durante un amplio intervalo de tiempo, sólo se han depositado materiales pelágicos dentro de grietas y fisuras, formando los diques neptúnicos.

Otro aspecto destacable es la localización de las turbiditas. Una parte procede del continente y alcanza el máximo desarrollo en el Dominio Intermedio, área adyacente, a la plataforma continental de la Zona Prebética. No se habla de talud por su connotación con márgenes continentales actuales, sino de pendiente hacia el surco pelágico adyacente. Otra parte de las turbiditas se alimenta de umbral del interior de la cuenca.

Por último, merece destacarse que durante el Cretácico superior la cuenca en su conjunto va a ser más uniforme y con una mayor uniformidad de facies.

## 10. *Baleares*

### 10.1. **Consideraciones generales**

En este capítulo se da un breve resumen del Cretácico de las Islas Baleares a partir de datos bibliográficos, principalmente en los aspectos litológicos, bioestratigráficos, cronoestratigráficos y paleogeográficos. La revisión de la bibliografía geológica de las Baleares, presenta dificultades tanto por su cantidad (varios centenares de referencias), como por su calidad, ya que el material es muy heterogéneo, con predominio de los trabajos antiguos y sobre aspectos locales o específicos por lo que sería necesario revisarlos sobre el terreno en muchos casos. Así los trabajos estratigráficos, principalmente en la Isla de Mallorca, adolecen generalmente del defecto de la ausencia o escasez de secciones estratigráficas bien establecidas, presentando columnas sintéticas basadas en dataciones paleontológicas y observaciones puntuales, que pueden ser erróneas por la gran complicación tectónica existente o por la presencia de fenómenos de resedimentación gravitacional.

En este contexto, se ha elegido como método de trabajo la utilización de obras bien de carácter general, bien de ejecución reciente en las que, de algún modo, ya se recogen los datos e ideas anteriores. Este es el caso de las tesis doctorales de la escuela francesa, realizadas en la última década, y de los trabajos de síntesis geológica realizados para investigación de aguas subterráneas o publicados por las Corporaciones provinciales.

En el caso de la Isla de Mallorca ha sido tenida también en cuenta la información parcial, que hasta el presente, se tiene con motivo de la elaboración del Mapa Geológico de España (MAGNA), actualmente en realización, por parte de un equipo de CGS.

No se describe el Cretácico de la Isla Cabrera, que posiblemente constituya la prolongación meridional del de la Sierra de Levante de Mallorca, ya que en la bibliografía consultada no se han encontrado descripciones de series con detalle aceptable.

Finalmente, en el estado actual de conocimientos sobre la Geología de las Baleares no es posible, para el Cretácico, establecer y definir unidades litoestratigráficas.

Todo lo anteriormente expuesto justifica que este capítulo sobre las Islas Baleares esté redactado con un estilo y un articulado muy diferente al de otras regiones y/o cuencas españolas.

## 10.2. Introducción

El archipiélago balear constituye la parte emergida de un alto fondo que a lo largo de unos 50 km se prolonga como extremidad submarina de las Cordilleras Béticas.

Mallorca es la isla central, separada de Ibiza y Menorca por dos estrechos de 80 y 40 km, respectivamente. Al NE y SW de Mallorca existe una plataforma continental estrecha, de unos 10 km de anchura, que la separa de fondos oceánicos de 1.000 a 2.000 m. de profundidad.

La posición de las Islas Baleares en el Mediterráneo, como continuación de las Cordilleras Béticas, ha dado lugar a que tradicionalmente sean consideradas como su prolongación estructural y paleogeográfica especialmente de las zonas prebéticas interna y subbética.

Respecto a *Mallorca*, su configuración geológica general responde a tres unidades bien definidas:

— La Sierra Norte, situada al NW de la isla, es una cadena montañosa de unos 80 km de longitud y unos 15 de anchura media, con una orientación NE-SW, con altitudes notables que culminan en el Puig Mayor (1.445 m) y con un descenso brusco hacia el mar, mediante escarpes pronunciados, que terminan en acantilados interrumpidos por la desembocadura de los torrentes que disectan la mole montañosa. Esta Sierra se individualiza en un conjunto de estructuras NE-SW, con vergencia hacia el NW, que afectan a materiales que van desde el Trias inferior hasta el Mioceno inferior o medio, con una serie casi completa en la que sólo faltan el Paleoceno y Eoceno inferior. Es frecuente la presencia de klippes y ventanas tectónicas.

— La Sierra de Levante, ubicada al SE de la isla, con menores altitudes y un relieve menos abrupto que la Sierra Norte. Tiene una longitud de unos 45 km y entre 8 y 15 km de anchura, extendiéndose desde el Cabo Farutx hasta la región de Felanitx. Presenta una constitución semejante a la de la Sierra Norte, aunque el Cretácico superior está ausente y manifiesta menor linearidad y continuidad en

sus estructuras, pues mientras en la región de Artá predominan las directrices NE-SW, en la porción meridional, entre Manacor y Felanitx, la dirección predominante es NW-SE.

— La zona Central, entre las dos cadenas montañosas anteriores, es una región de relieve suave interrumpido ocasionalmente por pequeños macizos (Randa, Petra, etc.) que separan las cuencas de Palma y Alcudia. Está ocupada preferentemente por depósitos terciarios post-orogénicos y cuaternarios con una disposición subhorizontal, entre los que afloran algunos isleos de terrenos mesozoicos y terciarios afectados por las estructuras alpinas, con una directriz estructural dominante NE-SW.

El Cretácico está representado en toda la Isla de Mallorca, especialmente en las Sierras Norte y de Levante, ya que en la zona central se reduce a algunos afloramientos aislados, que con muchas probabilidades son de origen olitostrómico. En general no suelen ser afloramientos extensos y están normalmente asociados a los del Jurásico superior con los que se encuentran en continuidad litológica y de los que se separan con dificultad si no se utilizan criterios paleontológicos.

El Cretácico superior, cuya existencia se ha puesto de manifiesto recientemente, se encuentra en la actualidad restringido a la Sierra Norte, aunque posiblemente su depósito debió tener lugar en toda la isla. Por ello en la Sierra Norte se encuentra el Cretácico más o menos completo, mientras que en la Sierra de Levante los niveles más altos que se conocen actualmente corresponden al Barremiense.

En *Ibiza* a partir del Tithónico y durante el Cretácico las facies son diferentes al SE y al NW de la isla, separándose tres unidades o series estratigráficas con distintas características (RANGHEARD, 1971):

— La serie de Ibiza, localizada al SSW, al SE y al NW de la isla, caracterizada por un conjunto de margas y calizas arcillosas con Ammonites piritosos en el intervalo Tithónico-Albense.

— La serie de San José, situada al W y al NW de la anterior, se define por calizas masivas, organógenas, denominadas por algunos autores como «urgonianas», ricas en Trocholinas, del Tithónico-Valanginiense, sobre las que descansan margas y calizas arcillosas con Ammonites piritosos del Hauteriviense a Cenomanense y un conjunto de calizas del Cretácico superior.

— La serie de Eubarca, situada al W y NW de la isla, en la que el Tithónico y Neocomiense está representado por facies calizodolomíticas idéntica a la de la serie de San José, a la que le sigue un conjunto de calizas con Orbitolinidos del Barremiense y Aptense, una serie mar-

gosa del Albense-Cenomanense y el Cretácico superior representado por calizas masivas.

Las tres series provienen de dominios paleogeográficos diferentes, habiéndose emplazado los elementos por la intervención de una tectónica tangencial. En la Isla de Ibiza hay tres unidades que se cabalgan del SE hacia el NW:

— La unidad de Ibiza, la más elevada y meridional que incluye todas las formaciones de la serie de Ibiza, así como una parte de la serie de San José.

— La unidad de Llentrisca-Rey, tectónicamente infrayacente a la anterior y situada al W y al NW de ella. Incluye a la serie de San José y parte de la serie de Eubarca.

— La unidad de Eubarca, la más baja y occidental y que comprende a la serie del mismo nombre.

Se puede considerar a los depósitos neríticos de la unidad de Eubarca como una unidad autóctona o para-autóctona, mientras que los depósitos de facies más profunda de las unidades de Llentrisca-Rey y de Ibiza como alóctonos.

Las tres unidades están afectadas por pliegues tumbados hacia el NW o por imbricaciones cabalgándose del SE hacia el NW. El carácter subhorizontal de los planos o superficies de los cabalgamientos explica la presencia de numerosos klippes y ventanas tectónicas.

Por lo que se refiere a *Menorca*, los afloramientos pertenecientes al Cretácico son muy reducidos, localizándose exclusivamente en la parte oriental de la Atalaya de Fornells y el Cap d'es Redoble, entre Arenal de Son Saura y Es Macar de Sa Llosa.

Sólo aflora el Cretácico inferior, generalmente muy tectonizado y afectado por numerosas fallas, lo que dificulta el estudio estratigráfico de detalle.

### 10.3. Antecedentes

#### 10.3.1. *Mallorca*

Los primeros trabajos en los que se describe el Cretácico de Mallorca, así como sus faunas, se deben a HERMITE (1879), DARDER (1915, 1925 y 1933), FALLOT (1916 y 1922), FALLOT y TERMIER (1920) y DARDER y FALLOT (1926).

COLOM (1947) describe el Cretácico marino de facies profunda, caracterizando niveles que llegan hasta el Cenomanense-Turonense.

BATALLER, PALMER y COLOM (1957) dan a conocer la existencia del Albense en la Sierra Norte (región de Pollensa), mencionando la mi-

crofauna y Ammonites de estos niveles. BAUZA (1966) menciona también algunos fósiles, principalmente Ammonites, en el Albense o Cenomanense de la zona de Andraitx.

COLOM (1969) da a conocer la existencia del Cretácico superior, caracterizando hasta niveles del Santoniense, mientras que BATLLE, FELGUEROSO y FUSTER (1972) describen el Cretácico superior en la región de Andraitx que llega hasta niveles del Maastrichtiense inferior.

BOURROUILH (1973) en su estudio sobre Menorca y el NE de Mallorca describe el Cretácico de la parte Norte de la Sierra de Levante.

En la síntesis de COLOM (1975) se trata ampliamente el Cretácico mallorquín, partiendo principalmente de los datos de este autor, así como de los bibliográficos. Finalmente, en la tesis de MATAILLET y PECHOUX (1978) se estudia el Cretácico de la zona Suroccidental de la Sierra Norte.

### 10.3.2. *Ibiza*

VIDAL y MOLINA (1888) son los primeros en señalar la existencia de Cretácico en Ibiza. NOLAN (1895) data el Tithónico y Berriasiense con Ammonites piritosos en la serie margosa de Ibiza, y separa todos los pisos hasta el Albense. FALLOT y TERMIER (1921 y 1923) citan y describen numerosas especies de Ammonites del Cretácico inferior. SPIKER (1935) y HAANSTRA (1935) describen también el Cretácico inferior en facies margosa, señalando en el Hauteriviense el paso de las facies margosas a las zoógenas.

COLOM (1947) señala la presencia de Calpionellas en el Tithónico y Neocomiense, describiendo las microfacies de los sedimentos margosos de la serie de Ibiza. En cambio FALLOT (1917 y 1922), SPIKER (1935), HAANSTRA (1935) y COLOM (1947) incluyen las calizas y dolomías del Tithónico-Valanginiense de la serie de San José, como urgonianas (Barremiense-Aptense). La atribución correcta se debe a RANGHEARD y COLOM (1965) y a RANGHEARD (1965 y 1971). El Cretácico inferior calizo de la serie de Eubarca ha sido señalado y estudiado por los mismos autores ya citados, y por AZÉMA, CHABRIER, CHAUVE y FOURCADE (1979) y FOURCADE (1980), que describen detalladamente la estratigrafía y micropaleontología.

El Cretácico superior, sólo presente en las series de San José y de Eubarca, fue descubierto por NOLAN (1895) y señalado por varios de los autores anteriormente mencionados (FALLOT, 1922; SPIKER, 1935; HAANSTRA, 1935; COLOM y ESCANDELL, 1960-62), aunque el estudio detallado del mismo se debe a RANGHEARD, COLOM y DURAND DELGA (1962), RANGHEARD y SIGAL (1965) y RANGHEARD (1971).

### 10.3.3. Menorca

El estudio minucioso del Cretácico de Menorca se debe a BOURROUILH (1973), del que se han tomado la mayor parte de los datos aquí expuestos. Con anterioridad a este autor no existían descripciones precisas, dedicándose casi todos los trabajos a mencionar las macrofaunas recogidas, principalmente Ammonites. Se destacan las publicaciones de HERMITE (1879), NOLAN (1895), FALLOT (1923), FALLOT y TERMIER (1923), HOLLISTER (1934) y WIEDMANN (1963), quien vuelve a tomar las atribuciones estratigráficas de FALLOT y HERMITE.

## 10.4. Litología, Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía

### 10.4.1. Cretácico inferior

#### MALLORCA

El límite Jurásico-Cretácico es poco neto y se realiza mediante un paso gradual de las calizas del Portlandiense (Tithónico) a las calizas arcillosas del Cretácico inferior, ya que sobre el terreno el Malm-Neocomiense constituye un conjunto calco-margoso de tonos claros. El espesor del Cretácico inferior es del orden de 100-150 m en la Sierra Norte y de unos 200 m en la Sierra de Levante.

— *Berriasiense*: Definido por calizas microcristalinas más arcillosas y mejor estratificadas que las del Tithónico, con intercalaciones margosas. Son ricas en Calpionellas, Radiolarios, Saccocomidae y Globochaete.

En la Sierra de Levante BOURROUILH (1973) describe el corte de la Ermita de Artá constituido por unos 40 a 50 m de calizas microcristalinas y calizas arcillosas con *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crascolaria intermedia*, *C. brevis*, *Tintinopsella carpathica*, *T. longa*, *Calpionellopsis oblonga*, *Lorenziella hungarica*, *Remaniella cadischiana*, *Nannoconus steinmanni*, Radiolarios y espículas de Esponjas. Al NE de la Ermita se ha señalado la existencia de una intercalación de caliza biodetrítica con microfauna nerítica (*Trocholina*, *Cayeuxia*) con cantos de calizas con *Calpionella*. Otros cortes del Berriasiense, con características semejantes al de la Ermita de Artá, también descritos por BOURROUILH, son los del Puig Son de Cor, donde señala una laguna del techó del Jurásico superior y Berriasiense inferior-medio y de Sa Duaya de Abaix, este último en la zona central de la Sierra de Levante.

En la Sierra Norte el Berriasiense tiene características muy semejantes a las de la Sierra de Levante, estando representado por calizas microcristalinas a criptocristalinas, algo arcillosas, blancas, con abun-

dantes especies de Calpionellas, semejantes a las citadas en la Sierra de Levante, y Radiolarios. El espesor es generalmente muy reducido, no sobrepasando los 30 m.

— *Valanginiense-Hauteriviense-Barremiense inferior*: Definido por calizas sublitográficas, margosas, compactas, con abundantes organismos planctónicos: Radiolarios, Tintinidos y Nannoconus y con frecuentes Ammonites. Son de colores gris-blanquecinos o blancos, presentando algunas intercalaciones más margosas y menos puras. Son sedimentos que han recibido por los geólogos italianos los nombres de «maiolica» o «biancone», de acuerdo a su aspecto porcelanoso y color blanquecino. Contienen abundantes Tintinidos (*Calpionellopsis simplex*, *C. oblonga*, *Calpionellites darderi*, *Tintinopsella carpathica*, *T. longa*, *Lorenziella cadischiana*), Nannoconus (*N. steinmanni*), Radiolarios, algunos Foraminíferos (*Spirillina*), *Cancelophycus* y Ammonites.

El espesor de estos depósitos, que suelen ser muy homogéneos, es del orden de 50 a 60 m.

En la Sierra de Levante, BOURROUILH (1973) describe afloramientos cerca del Puig Poy Farina, donde el Hauteriviense-Barremiense inferior está representado por calizas microcristalinas con Radiolarios, espículas de Esponjas y *Lamellaptychus*, así como en la Depresión de Ca'n Monseriu. En esta última describe los afloramientos del Puig Son de Cor (con los Tintinidos y Nannoconus mencionados más arriba, así como con nódulos más duros con Trocholinas, Textularidos y Crioides), de la Ermita de Artá (con calizas arcillosas con *Cancelophycus*, Ammonites —*Holcostephanus jeannoti*—, *Nannoconus steinmanni* y *Spirillina*) y el de Puig Figuer (con calizas arcillosas con *Calpionellites darderi* y *Tintinopsella carpathica*, así como nódulos de naturaleza mesocristalina con Textularidos).

En resumen, la sedimentación es muy uniforme, aunque en la Sierra de Levante la presencia de nódulos de calizas mesocristalinas con organismos bentónicos procedentes de la plataforma, dentro de las calizas microcristalinas con Calpionellas, evidencia la existencia de deslizamientos submarinos.

En la Sierra Norte los Ammonites son muy frecuentes, habiendo mencionado FALLOT (1922) largas listas de especies, entre las que se destacan, por ser más características del Cretácico inferior, las pertenecientes a los géneros *Desmoceras*, *Neocomites*, *Crioceras*, *Costarella*, *Lytoceras* y *Phylloceras*. En los afloramientos de la Sierra Norte faltan las espículas de Esponjas, estando representados estos depósitos por sedimentos pelágicos de calizas microcristalinas con alguna intercalación de caliza arcillosa, y siempre con Radiolarios, Calpionellas y Nannoconus. Las Calpionellas desaparecen al final del Hauteri-



viense, quedando un solo representante durante el Aptiense (*Colomiella recta*).

— *Barremiense superior-Aptense*: Representado por calizas arcillosas, con una textura menos fina que las de los niveles inferiores y con tonos algo más amarillentos. Se caracterizan, en toda la Sierra Norte, por contener *Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Stomiosphaera sphaerica*, *St. similis*, *Calcisphaerula innominata*, *Bonetocardiella betica*, *B. conoidea*, *B. cardiiformis* y abundantes *Hedbergella*. Los niveles más blandos, estudiados en levigado, dan una microfauna en la que predominan los Lagénidos: *Lenticulina heiermanni*, *L. ouachensis*, *L. cf. gaultina*, *L. cf. saxonica*, *L. cf. subalata*, *L. schreiteri*, *Conorotalites bartensteini*, *Marssonella oxycona* y *Ammodiscus* sp. También son frecuentes los Ammonites, principalmente *Partschiceras infundibulum*, en niveles de edad Barremiense, así como Lamelibranquios (*Inoceramus concentricus*) en el Aptense. Los afloramientos de esta edad en la Sierra Norte se localizan en las series tectónicas II y III de FALLOT (1922), aflorando en numerosas localidades a lo largo del valle de Ca'n Aixertell (región de Pollensa), zona de Lloseta-Selva, Alaró-Binisalem, Orient, región de Andraitx, etc.

En la Sierra de Levante, BOURROUILH (1973) data en base a *Aptychus* niveles de edad Barremiense, que son los más altos conocidos del Cretácico, en la Cala Mesquida. Estos niveles, con un espesor del orden de los 100 m y litología de alternancia de calizas arcillosas duras y de bancos algo más margosos, no tienen ya los nódulos calcáreos procedentes de la plataforma, y contienen Radiolarios, *Nannoconus*, *Spirillina* y espículas de Esponjas.

— *Albense*: Se trata de margas arcillosas de tonos gris-azulados, con óxidos de hierro, y Ammonites piritosos. Contienen una abundante microfauna de Foraminíferos: *Ammobaculites parvispira*, *A. euides*, *Dorothia gradata*, *Spiroplectinata annectens*, *Marssonella oxycona*, *Gaudryina* cf. *laevigata*, *Ammodiscus cretaceus*, *Eggerellina mariae*, *Lenticulina acuta*, *L. subaperta*, *Nodosaria prismatica*, *Marginulina aequivoca*, *M. parkeri*, *Vaginulinopsis cephalotes*, *Dentalina distincta*, *D. debilis*, *Vaginulina recta*, *Pleurostomella reussi*, *P. barroisi*, *Epistomina caracolla*, *E. spinulifera*, *E. colomi*, *E. reticulata*, *E. cretosa*, *Eogutulina anglica*, *Ticinella roberti*, *Thalmaninella ticinensis* y *Biticinella breggiensis*. Contienen Moluscos (*Inoceramus concentricus*), Braquiópodos, Equinidos y Ammonites, entre los que FALLOT (1910 y 1916), FALLOT y TERMIER (1920), WIEDMANN (1962) y BATALLER, PALMER y COLOM (1957) mencionan en las diversas localidades de la Sierra Norte: *Gaudryceras aeolus*, *G. aeoliforme*, *Tetragonites timotheanum*, *Kosmatella agassizi*, *Jaubertella jauberti*, *J. laticarinata*, *Phylloceras velledae*, *Ph. guettardi*, *Ph. subalpinum*, *Puzosia majoriana*, *P. getulina*,

*P. kiliani*, *Uhligella boussaci*, *U. impressa*, *U. walleranti*, *U. clansayensis*, *Latidorsella latidorsata* y *Silesites seranonis*.

Las margas, que tienen un espesor del orden de los 25 a 30 m, pueden contener, localmente, yeso, «cailleux noirs», piritita, nódulos de ambar, celestina, baritina o restos de plantas.

En el sector de Andraitx el techo del Albense superior (Vraconiense) está representado por margas y calizas arcillosas blanquecinas con *Pithonella*, *Ticinella roberti* y *Thalmaninella ticinensis*.

Estos depósitos afloran en la Sierra Norte, extendiéndose en las series tectónicas II y III de FALLOT (1922), conociéndose en los alrededores de Palma al pie de la Sierra Burguesa, en la carretera de Andraitx al caserío S'Arracó, en la zona Alaró-Binisalem y Lloseta-Selva y en la región de Pollensa a lo largo del valle de Ca'n Aixertell.

## IBIZA

Se describen por separado la estratigrafía de cada una de las series mencionadas anteriormente, principalmente a partir de los datos del trabajo de RANGHEARD (1971).

### *Serie de Ibiza*

El *Tithónico* está representado por calizas arcillosas grises o gris azuladas, en bancos de 20 a 25 cm con juntas de margas amarillo-verdosas de 10 a 20 cm de espesor. Su potencia visible en la sección de Falcón —la más completa— es de unos 80 m. En la parte inferior, contienen *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera moluccana*, *S. missolensis* y raros Radiolarios Ammonites del *Tithónico* inferior. En la parte superior contienen *Calpionella alpina*, *Crassicolaria intermedia*, *C. masutiniana*, *Stomiosphaera moluccana*, *Globochaete alpina* y Braquiópodos piritosos.

El *Berriasiense* se define por calizas arcillosas, gris-verdosas en bancos regulares de 25 a 40 cm, alternando con margas hojosas amarillo-verdosas de 15 a 20 cm de espesor con una potencia media de 50 a 60 m. Contienen: *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella* gr. *carpathica*, *Crassicolaria brevis*, *C. parvula*, *C. intermedia*, *Globochaete alpina*, *Nannoconus* y restos de *Aptychus*. Las margas contienen: *Berriasella*, *Neocomites*, *Dalmasiceras*, *Negleliceras*, *Hibolites* y *Protetragonites*.

Las margas del resto del Cretácico inferior son de difícil subdivisión, no sólo por criterios litológicos, sino también desde el punto de vista de su microfauna.

En la parte inferior, contienen: *Haplophragmium* cf. *neocomianum*, *Bulbophragmium aequale*, *Tritaxia tricarinata*, *T. macfadyeni*,

*Ammobaculites* cf. *irregulariformis*, *Acruliammina neocomiensis*, *Lenticulina gaultina*, *L. ouachensis*, *L. munsteri*, *L. macrodisca*, *L. sternalis*, *Pityusina conica*, *Marginulinopsis djaffaensis*, *Epistomina* gr. *cara-colla*, *E. ornata* y *Marssonella oxycona*.

Esta asociación indica niveles del Valanginiense al Barremiense inferior.

En la parte superior, las margas contienen: *Lenticulina macrodisca*, *L. tricarinnella*, *L. crepidularis*, *Spiroplectinata annectens*, *Globorotalites* (*Conorotalites*) gr. *bartensteini*, *Spirillina*, *Gavelinella*, *Epistomina colomi*, *Hedbergella trochoidea*, *Globigerinelloides* cf. *algeriana*, indicando una edad Barremiense superior, Aptense y Albense.

Generalmente la serie margosa del Cretácico inferior es muy rica en Ammonites, Braquiópodos, Lamelibranquios, Belemnites y Equinodermos, mencionados por NOLAN (1895), SPIKER (1935), RANGHEARD (1971), lo que permite precisar la edad y establecer subdivisiones cronestratigráficas.

En resumen, el complejo margoso de la serie de Ibiza se extiende desde el Valanginiense al Albense y tiene un espesor del orden de los 200 m.

Los principales afloramientos descritos por RANGHEARD (1971) son: Falcón, Corpmari, Puig d'Es Molins, Puig d'en Palieu, Ca'n Domingo Chomeu, Ca'n Berrinola, Puig d'en Cardona, Puig Sa Talaya y Punta Martinet, Guixa, S'Estañol, Puig de Sa Creu, Llibrell, Puig Marina, Ca'n Fita, Ribas, Furnás, Sierra de San Vicente, Puig d'en Blay, Puig de S'Aguila, Puig de la Mar, Cala entre Punta Grossa y Punta y Cala del Jonch, Atalaya de San Vicente y Puig d'en Picaferro.

### *Serie de San José*

La parte inferior está representada por calcarenitas de cemento esparítico, con oolitos o intraclastos, conteniendo algas (*Clypeina jurassica*, *Cayeuxia moldovica*, *Baccinella irregularis*), Foraminíferos (*Trocholina alpina*, *Trocholina elongata*, *Trocholina* cf. *friburgensis*, *Nautiloculina*, *Textularidos* y *Miliolidos*) y otros microfósiles (*Globochaete alpina*, *Calpionella alpina*, *Calpionella* gr. *elliptica*, *Saccocomidae*, *Vaginella striata*, *Radiolarios*) junto a restos de Políperos, Ostreidos y Gasterópodos. Su edad está comprendida entre el Tithónico y el Valanginiense.

Tiene un espesor de 60 a 80 m.

Una facies salobre o lacustre menciona RANGHEARD en Puig Empeño, donde afloran calizas compactas de grano fino con abundantes restos de Charófitas, Gasterópodos de agua dulce y Ostrácodos que deben indicar un nivel de tipo Purbeckiense.

A las calizas del Tithónico-Valanginiense le siguen un conjunto de margas y calizas arcillosas del Cretácico inferior, que incluyen desde

el Hauteriviense al Albense. Son margas amarillentas y gris-azuladas, a veces gris-negras, micáceas, con intercalaciones de calizas arcillosas de tonos grises y amarillento-verdosos.

La parte baja contiene Foraminíferos que indican una edad *Haute-riviense-Barremiense* (la base podría ser Valanginiense superior): *Marginulinopsis djaffaensis*, *Citharina* cf. *recta*, *Lenticulina eichenbergi*, *L.* cf. *kugleri*, *L. ouachensis ouachensis*, *L. tricarinella*, *L.* aff. *nodosa*, *Epistomina ornata*, *Epistomina caracolla caracolla*, *Tritaxia pyramidata*, *Triplasia emslandensis* y *Fronicularia hastata hastata*.

Las margas en su parte central son del *Aptense*, posiblemente superior, conteniendo: *Tritaxia tricarinata*, *Epistomina colomi*, *Hedbergella* cf. *trochoidea*, *Biglobigerinella sigali*, *Citharina* cf. *recta* y *Globigerinelloides algeriana*.

En su parte más alta contienen: *Hedbergella washitensis*, *Ticinella primula*, *Ticinella roberti*, *Ticinella roberti bejaouensis*, *Arenobulimina macfadyeni*, *Tritaxia pyramidata*, *Patellina subcretacea*, *Glomospirella gaultina*, *Citharina arguta*, *Cytherella ovata* y *Asciocythere* aff. *brevis*. Esta asociación indica una edad *Albense*, particularmente superior, pudiendo, en algunos lugares, incluir también al *Cenomanense* inferior.

Las series son generalmente muy ricas en Ammonites, aunque también son frecuentes los Braquiópodos, Belemnites y Equinodermos. RANGHEARD (1971) y SPIKER (1935) dan largas listas de las especies que han encontrado en los diversos afloramientos.

Como conclusión, el complejo margoso del Cretácico inferior de la serie de San José tiene un espesor de 200 a 250 m, habiéndose datado la base como Hauteriviense (podría ser Valanginiense superior) y el techo como probable Cenomanense inferior.

RANGHEARD (1971) describe los principales afloramientos del Cretácico inferior de la serie de San José: Yondal, Serra de Sa Cova Santa, Puig Redó, Cap Roig, Sa Caixota, Cubells, Puig d'en Serra, Atalaya de San José y Serra de Sa Murta.

### *Serie de Eubarca*

La parte inferior está definida por las calizas y dolomías del *Tithónico-Valanginiense*, semejantes a las de la serie de San José y que los autores anteriores a RANGHEARD (1971) habían atribuido al «Urgoniano» (Barremiense, Aptense y Albense). Son calizas generalmente masivas o en bancos de 20 a 50 cm, blanquecinas, y se presentan frecuentemente dolomitizadas, siendo su espesor del orden de 150 m. Al microscopio son intraesparitas, más o menos recristalizadas, conteniendo en la parte inferior: *Trocholina alpina*, *T. elongata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Pseudocyclammia lituus*, *Nautiloculina oolithica*, *Clypeina jurassica* *Pseudotextulariella salevensis*, *Salpingo-*

*porella annulata*, *Macroporella*, *Textularidos* y *Miliolidos*. En la parte superior son menos fosilíferas, destacando la presencia de *Thaumaporella parvovesiculifera*, *Cayeuxia*, *Triploporella*, raras *Trocholina* y *Tubiphytes morronensis*.

Sobre las calizas y dolomias anteriormente descritas se desarrollan margas gris-amarillentas y calizas margosas amarillentas con glauconita, que contienen Ammonites, Equinidos, Braquiópodos y Ostreidos, con un espesor de unos 20 m en las zonas orientales, pero que pueden llegar a 120 m en la zona occidental, en los alrededores de San Miguel. Los Ammonites descritos por AZÉMA, CHABRIER, CHAUVÉ y FOURCADE permiten reconocer al *Hauteriviense* y *Barremiense* en estos niveles margosos, que quizá pudieran incluir también al techo del Valanginiense. Contienen, en la base: *Tritaxia pyramidata* y *Lenticulina* y en el techo *Neocythere* aff. *mertensi*, *Protocythere* gr. *bedouliensis*, *P. derooi*, *Schuleridea* cf. *jonesiana* y *Choffatella decipiens*, lo que indica un *Aptense inferior*.

Las calizas urgonianas, con un espesor de cerca de 250 m, son ricas en Rudistas y Orbitolinidos, pudiendo presentarse dolomitizadas. En la parte media presentan una intercalación de unos 30 m de espesor de margas grises con Ammonites del *Gargasiense inferior*, que dividen a este complejo urgoniano en dos conjuntos.

Las calizas urgonianas inferiores, que tienen un espesor del orden de los 80-100 m, quedan, por tanto, ubicadas entre las margas con Ammonites del *Barremiense superior* (o base del *Aptense*) y las del *Gargasiense inferior*. Pueden presentar alguna intercalación de arenas o areniscas blancas. Son intrabiosparitas u oosparitas y contienen *Sabaudia minuta*, *Palorbitolina lenticularis*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Cuneolina scarsellai*, *Orbitolinopsis* gr. *kiliani*, *Orbitolinopsis subkiliani*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Debarina hahounerensis* y *Salpingoporella muehlbergii* en la mitad inferior y *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Orbitolinopsis praesimplex* y *Sabaudia minuta* en la superior.

La intercalación de margas grises presenta pasadas calcáreas, conteniendo Ammonites de la base del *Gargasiense* (*Dufrenoya*, *Pseudohaploceras ibericus*), Equinidos (*Epiaster prior*, *Phalhemaster ibericus*), Terebratulidos y la siguiente microfauna: *Cythereis* aff. *geometrica*, *Neocythere* aff. *mertensi*, *Cytherelloidea* sp. 1 DAMOTTE y GROS-DIDIER, *Cytherella ovata*, *Cythereis* aff. *bartensteini*, *Cythereis* sp. 307 OERTLI, *Orbitolina* (M.) *texana parva*, *Tritaxia pyramidata*, *Patellina subcretacea* y *Globigerinelloides* sp.

Las calizas urgonianas superiores, con un espesor de unos 150 m, pertenecen al *Aptense superior*. Son intrabiosparitas u oosparitas con *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. A, *Orbitolina* (M.) *texana parva*, *Sabaudia minuta*, *Hensonina lenticularis*, *Pseudochoffatella cuvillieri*, Rudistas (*Horieupleura* aff. *lamberti*, *Polyconites verneuili*) y Equinidos

(*Heteraster delgadoi*). En el techo son biomicritas con Gasterópodos Rudistas, Miliolidos, *Hensonina lenticularis*, *Orbitolinopsis aquitanica*, *Archaealveolina decastroi*, *Pseudochoffatella cuvillieri* y *Simplorbitolina chauvei*, que indican un Aptense superior alto.

Como conclusión, las calizas urgonianas de Ibiza representan al Aptense, aunque no se puede excluir la posibilidad de que el Barremiense terminal y el Albense inferior estén también incluidos en la base y techo del conjunto.

Los términos más altos del Cretácico inferior pueden estudiarse en Cala d'En Real-Punta Llosa y en Sas Caletas, donde el contacto con el conjunto urgoniano es por falla o no es visible. Está representada esta serie supraurgoniana por un conjunto margo-arenoso. Son margas grises con pasadas de calizas micríticas, arenas y areniscas. En la base contienen *Orbitolina* (*M.*) gr. *texana*, *Hedbergella washitensis*, *Colomiella recta*, Equinidos (*Epiaster trigonalis*, *Hemiaster minimus* y *Hemiaster ricordeani*) y Ammonites (*Douvilleiceras mamillatum*) que definen el Albense. Se completa la serie con 2 m de calizas micríticas con glauconita y con *Hedbergella* sp., *Hedbergella washitensis*, *Ticinella roberti*, *Rotalipora* cf. *ticinensis*, *Globigerinelloides breggiiensis*, *Pithonella sphaerica*, *Pithonella ovalis*, *Bonetocardia conoidea*, Braquiópodos, Equinidos (*Holaster nodulosus*) y Ammonites (*Mortoniceras* sp. y *Mariella bergeri*), que indican una edad *Vraconiense* alto.

RANGHEARD (1971) y AZÉMA, CHABRIER, CHAUVE y FOURCADE (1979) describen los cortes más importantes del Cretácico inferior de la serie de Eubarca: Portinatx, Na Xamena, Sa Ferradura, Penyal de S. Aguila, Cala d'En Sardina, Punta Llosá, Cala d'En Real, Sas Caletas e Isla Conejera.

## MENORCA

### *Berriasiense* y *Valanginiense*

Sobre las calizas masivas del Jurásico terminal se desarrolla una serie esencialmente caliza, con intercalaciones de margas, que aflora bien en el lado Oeste del Arenal de Son Saura y que BOURROUILH (1973) describe con detalle. El corte que da dicho autor es, de forma resumida:

— *Cretácico basal (Berriasiense)*: 50 m de calizas masivas, microcristalinas, con bancos nodulosos intercalados. Contienen *Nautiloculina oolithica*, *Trocholina alpina*, *Tr. elongata* y Textularidos. Terminan los niveles que BOURROUILH asigna al Cretácico basal con unos 20 m de calizas margosas nodulosas con una intercalación potente (12 m) de calizas masivas, microcristalinas, con intraclastos y *Acicularia*. En las calizas margosas señala *Cayeuxia*, *Favreina* y *Nautiloculina oolithica*.

— *Valanginiense*: Según el precitado autor consta de dos tramos o conjuntos litológicos con microfaunas características: en la parte inferior 23 m de calizas microcristalinas, nodulosas en algunos niveles con *Feurtilia frequens*, *Pseudocyclammina* gr. *lituus*, *Trocholina alpina*, *Tr. elongata*, *Everticyclammina* cf. *virguliana*, *Nautiloculina*, *Choffatella*, *Actinoporella* y *Favreina prusensis*. Por encima hay más de 30 m de calizas masivas con bancos nodulosos, microcristalinas, con intraclastos y *Pseudotextulariella salevensis*, *Pseudocyclammina lituus*, *Pfenderina neocomiensis* y *Valdanchella miliani*.

El nivel inferior, con *F. frequens*, podría corresponder todavía al Berriasiense terminal.

Un corte de detalle del Valanginiense superior describe BOURROUILH (1973) en la costa Este del Arenal de Son Saura. Este corte queda limitado entre fallas y está constituido por unos 20 m de calizas masivas, normalmente en bancos gruesos, con delgadas intercalaciones de calizas onduladas. Contienen Rudistas, Braquiópodos, Nerinea y Ostreas fijadas y litofagos en algunas superficies o paleosuelos. Los microfósiles son semejantes a los citados en el nivel superior del Valanginiense del corte del lado Oeste del Arenal de Son Saura: *Pseudotextulariella salevensis*, *Pfenderina neocomiensis*, *Valdanchella miliani*, *Nautiloculina oolithica*, *Pseudocyclammina lituus*, *Trocholina alpina* y *Tr. elongata*.

— *Hauteriviense*: Este piso no ha sido identificado por BOURROUILH, ya que los Ammonites que HERMITE (1879) definió como de esta edad fueron asignados al Barremiense por WIEDMANN (1963).

#### *Barremiense, Aptense y Albense*

BOURROUILH describe entre Ses Ollas y el Cap d'es Redoble dos cortes: uno de margo-calizas del Barremiense en la orilla Este y otro de margas dominantes del Barremiense-Albense en el lado Oeste.

Este último puede sintetizarse del siguiente modo:

— *Barremiense*: Representado por unos 10 m de margas amarillentas y anaranjadas con *Conorotalites* gr. *bartensteini*, *C. bartensteini intercedens*, *Astacolus tricarinella*, *Hedbergella* cf. *trochoidea*, *Lenticulina ouachensis*, *L.* cf. *kugleri*, *L. praegaultina*, *L.* cf. *nodosa*, *Vaginulina* cf. *recta*, *Patellina subcretacea*, *Gavelinella barremiana*, *G.* cf. *flandrii*, *Epistomina* cf. *ornata* y *Tritaxia* entre otros microfósiles. En la mitad del tramo hay una intercalación de 3,5 m de calizas finamente estratificadas con *Nannoconus steinmanni*.

En el lado Este, en una pequeña cala y en un sinclinal fallado, afloran unos 15 m de calizas arcillosas y de margas del Barremiense. Las calizas son microcristalinas conteniendo artejos de Crinoides pélagicos y *Nannoconus steinmanni*. Los niveles más margosos contie-

nen *lenticulina* cf. *nodosa*, *L.* cf. *ouachensis*, *L.* cf. *kugleri*, *L.* *eichenbergi*, *Marginulina* cf. *pyramidalis*, *Vaginulina* cf. *recta*, *Gavelinella* *barremiana*, *Spirillina* cf. *minima*, *Epistomina* *ornata*, *E.* gr. *cara-colla*, *Patellina* *subcretacea*, *Conorotalites* cf. *bartensteini* *intercedens*, *Globigerina* *infracretacea*, *Trocholina* *molesta*, *Neotrocholina* aff. *vas-serodi*, *Tritaxia* *tricarinata*, *T.* *pyramidata*, *Marssonella* *oxycona*, *Gaudryina* cf. *dividens*, *Ammobaculites* *subcretaceus*, *Marginulinopsis* *djaf-faensis*, *Astacolus* *tricarinella*, *Protocythere* *triplicata*, *Protocythere* sp. *Cythereis* sp., *Cytherella* sp., *Bairdia* sp. y *Paracypris* sp.

Contienen también Belemnites (*Neohibolites* sp. y *Mesohibolites* sp) y Ammonites (*Barremites* sp.).

— *Aptense*: En el corte que describe el precitado autor en el lado Oeste de la Cala del Arenal de Son Saura, asigna a este piso unos 7 m en total, que comienzan por margas amarillentas y pardoverdosas y terminan con una alternancia de calizas arcillosas grises, margas amarillentas claras y calizas masivas grises. Contienen una microfau-na rica en especies de foraminíferos entre los que se destacan *Globi-gerina* cf. *infracretacea*, *G.* cf. *planispira*, *Hedbergella* *trochoidea*, *Glo-bigerinelloides* cf. *algerianus*, *Spirillina* cf. *minima*, *Patellina* *subcre-tacea*, *Planomalina* cf. *chenioureensis*, *Epistomina* *colomi*, *Vaginulina* cf. *procera*, *Tritaxia* cf. *pyramidata*, *Marssonella* *oxycona* y *Reophax* cf. *scorpiurus* entre otras.

— *Albense*: La parte más alta que aflora en el corte del lado Oeste está constituida por 2,5 m de margas grises y rojizas con *Patellina* *subcretacea*, *Globigerina* cf. *infracretacea*, *Hedbergella* cf. *washitensis*, *H.* *infracretacea*, *H.* cf. *planispira*, *Biticinella* sp., *Marssonella* *oxyxo-na*, *Tritaxia* cf. *pyramidata*, *Arenobulimina* sp., *Gavelinella* sp. y *Epis-tomina* sp., que según BOURROUILH corresponden al Albense.

En todos los niveles del Barremiense-Albense los Ammonites son generalmente muy frecuentes, dando los autores que han estudiado el Cretácico menorquín largas listas de especies, aunque preferimos omitir estas relaciones para no hacer excesivamente prolija la ex-posición.

#### 10.4.2. Cretácico superior

##### MALLORCA

En 1947 COLOM dio a conocer la existencia de niveles Cenomanen-ses y Turonenses en Mallorca y posteriormente (1969) este mismo au-tor describe numerosos yacimientos con Foraminíferos planctónicos tanto en las zonas de Andraitx como en las de Alaró-Selva y La Puebla Pollensa. Los niveles más altos que encuentra llegan al Santoniense



inferior en la carretera de S'Arracó a San Telm. En el citado trabajo describe también un corte muy completo, que incluye desde el Aptense al Coniaciense en la colina de la mina de San Cayetano, entre Selva y Mancor del Valle. Más recientemente (1972) BATLLE, FELGUE-ROSO y FUSTER mencionan al Cretácico superior en la región de Andraitx, donde se llega hasta niveles que posiblemente correspondan al Maastrichtiense inferior.

El Cretácico superior aflora, por tanto, a lo largo de todo el borde meridional de la Sierra Norte (zonas de Alaró y Selva y de La Puebla-Pollensa) y en la región de Andraitx. En las zonas donde está mejor desarrollado y más completo tiene un espesor del orden de 150 a 200 m. Litológicamente son calizas microcristalinas bien estratificadas, a veces nodulosas, de tonos blancos dominantes y en ocasiones algo rosados o amarillentos, sobre todo cuando están recristalizadas o dolomitizadas.

En una sección levantada en la carretera de Inca a Mancor del Valle, con motivo de la realización del proyecto MAGNA, se han separado micropaleontológicamente, ya que carecen de macrofósiles los siguientes tramos, de abajo a arriba:

— *Cenomanense*: Calizas arcillosas, blancas, bien estratificadas, estando la parte superior cubierta, con *Rotalipora* cf. *cushmani*, *R.* cf. *greenhornensis*, *Praeglobotruncana* *atephani*, *P.* cf. *turbinata* y *Hedbergella* cf. *planispira*. 12-14 m.

— *Turonense*: Calizas blancas, con nódulos interestratificados de silex. Contienen *Hedbergella* cf. *paradubia* (en la base), *Globotruncana* *helvetica*, *G.* cf. *schneegansi*, *G.* cf. *imbricata* y *Praeglobotruncana* *turbinata*. 22 m.

— *Coniaciense*: Calizas blandas, a veces dolomitizadas y con tonos amarillentos y rosados, nodulosas, que en varios tramos están semi-cubiertas. Se caracterizan por presentar *Globotruncana* cf. *renzi*, *G.* cf. *coronata*, *G. marginata*, *G.* cf. *sigali*, *G.* cf. *schneegansi*, *Praeglobotruncana* *stephani* y *Heterohelix*. 35-40 m.

— *Santoniense*: Tramo con litología semejante al anterior y con *Globotruncana* cf. *primitiva*, *G.* cf. *fornicata*, *G.* cf. *angusticarinata*, *G. concavata*, *G. lapparenti*, *G. tricarinata*, *G.* cf. *cretacea* y *Heterohelix*. 30 m.

— *Campanense*: Calizas blancas y rosadas, tableadas o nodulosas con *Globotruncana* *elevata*, *G. lapparenti*, *G. tricarinata*, *G.* cf. *bulloides*, *G.* cf. *fornicata*, *G.* cf. *angusticarinata*, *Praeglobotruncana* cf. *citae*, *Heterohelix*, *Bolivina*, *Ramulina* y *Hedbergella*. 14 m.

— *Campanense superior o Maastrichtiense inferior*: Calizas blancas nodulosas o tableadas, con interestratificados arcillosos. *Globotruncana* cf. *bulloides*, *G.* aff. *arca*, *G.* cf. *tricarinata*, *G.* cf. *lapparenti*, *G.* cf. *fornicata*, *G.* cf. *stuartiformis*, *Praeglobotruncana* cf. *citae*, *Pseudotextularia*, *Heterohelix* y *Gublerina*. Más de 18 m.

Una serie muy semejante a la descrita aflora en la región de Andraitx en la zona del pico Enrich, con microfaunas similares a las mencionadas más arriba, aunque no están representados los términos más altos del Cretácico superior.

## IBIZA

### *Series de San José y de Eubarca*

RANGHEARD (1971) describe las series estratigráficas del Cretácico superior de la Isla de Ibiza que está representado por un conjunto de calizas compactas, duras, sublitográficas, de tonos gris-blancuecinos o blanco-amarillentos, con muy delgadas juntas de calizas arcillosas o margas hojosas. Normalmente carecen de macrofósiles, teniendo que separarse los distintos pisos por el contenido en especies de Globotruncánidos.

— El *Cenomanense* está representado por unos 10 m de calizas compactas con glauconita, solamente observadas en Llentrisca, con *Rotalipora* gr. *cushmani*, *R.* gr. *appenninica*, *Thalmanninella* sp., *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* y *Pithonella ovalis*.

— El *Turonense-Senonense inferior* (*Coniaciense* y *Santoniense*) con un espesor de más de 200 m, presenta cuatro asociaciones:

1) *Globotruncana* gr. *helvetica*, *G.* cf. *renzi*, *G.* cf. *coronata*, *G.* *lapparenti*, *G.* *marginata*, *Praeglobotruncana stephani*, *P.* *turbinata*, *Pithonella sphaerica* y *P.* *ovalis*, corresponde al Turonense o a la base del Coniaciense, observándose en las series de Llentrisca, Puig d'en Serra, Atalaya de San José (todos de la serie de San José) y Sur del Rey (serie de Eubarca).

2) *Globotruncana* cf. *schneegansi*, *G.* cf. *sigali*, *G.* *bulloides*, *G.* gr. *angusticarinata*, *G.* *lapparenti*, *G.* *coronata*, *G.* *tricarinata*, *G.* gr. *marginata*, *G.* cf. *renzi*, *Praeglobotruncana stephani*. Indica un probable Coniaciense y aflora en los cortes de Llentrisca, Puig d'en Serra, Atalaya de San José y Ses Caletas (este último perteneciente a la serie de Eubarca).

3) Asociación con *Globotruncana* cf. *schneegansi*, *G. concavata*, *G. sigali*, *G. cf. angusticarinata*, *G. lapparenti*, *G. cf. coronata*, *G. gr. tricarinata*, *G. cf. convexa*. Representa al Coniaciense alto y quizás al Santoniense basal, y puede observarse en Llentrisca.

4) Asociación definida por *Globotruncana bulloides*, *G. concavata*, *G. carinata*, *G. angusticarinata*, *G. gr. tricarinata*, *G. marginata* y *G. cf. convexa*. Define al Santoniense, pudiendo, en algunos casos, llegar al Campanense basal y se conoce en los cortes de Llentrisca, Atalaya de San José y Puig de Guerxu (serie de San José).

— *Senonense superior* (Campanense y Maestrichtiense). Tiene un espesor de 75 m por lo menos y se caracteriza por calizas blanco-amarillentas, a veces nodulosas, en bancos de 1,5 a 2 m. Presentan intercalaciones de margas o calizas arcillosas beige-claro o blanco-amarillentas. Contienen *Globotruncana arca*, *G. «prae-contusa»*, *G. marginata*, *G. fornicata*, *G. bollii*, *G. andori*, *G. elevata*, *G. stuartiformis*, *G. cf. stuarti*, *G. falsostuarti*, *G. tricarinata*, *G. gr. lapparenti*, *G. tricarinata* y *Heterohelix plummerae*. La asociación caracteriza al Campanense, aunque no se puede excluir la posibilidad de que incluya al Maestrichtiense en algunos casos.

## 10.5. Evolución paleogeográfica

### 10.5.1. Mallorca

Durante el Cretácico inferior se continúa la sedimentación profunda que ya se había establecido en el ámbito de Mallorca a partir del Jurásico medio. Las facies pelágicas del Neocomiense y Barremiense corresponden a una zona de talud submarino con evidencias de inestabilidad. La sedimentación de calizas con un elevado contenido orgánico (*Nannoconus*, Radiolarios y Tintinidos), faltando totalmente los Globigerináceos, es un problema de difícil explicación. COLOM (1957) sugiere que en esos momentos en los que la cuenca alcanzaba sus máximas condiciones pelágicas y de profundidad, la ausencia de Globigerináceos podría deberse a que la conservación de sus conchas se anulara por su disolución en las aguas frías y profundas.

En la Sierra de Levante la inestabilidad de la cuenca se pone de manifiesto por la existencia de aportes de calizas con organismos neríticos procedentes de la plataforma, situada al NE y E de la costa actual a las zonas más profundas. También la existencia de un hiato de la parte inferior del Berriasiense (señalado por BOURROUILH) nos

indica que el talud submarino era, a pesar de su elevada profundidad, bastante inestable.

En el Barremiense superior-Aptense, la desaparición de *Nannoconus* y *Calpionellas* y el reemplazamiento de facies menos profundas de micritas con *Pithonellas*, *Stomiosphaeras* y *Hedbergellas*, indican condiciones, aunque todavía profundas, con un carácter nerítico más acusado, es decir, sedimentos de la zona externa de la plataforma. Abundan los Ammonites y también son frecuentes los Moluscos (*Inoceramus*), Equínidos y Braquiópodos, indicando una reducción de la profundidad respecto al Berriasiense-Valanginiense.

En el Albense la sedimentación adquiere carácter marcadamente nerítico, con sensibles influencias continentales y zonas locales confinadas. El marco paleogeográfico debía corresponder a una plataforma continental con altos fondos, aislando zonas restringidas. La existencia de frecuentes Foraminíferos de concha arenácea, Lagénidos y planctónicos nos indica este tipo de biofacies nerítica.

Durante el Cretácico superior cesa el confinamiento, volviéndose a unas condiciones de mar abierto de cierta profundidad. En efecto, las facies micríticas con un elevado contenido de organismos planctónicos (*Globotruncanas*, *Heterohelix*, *Pithonellas*) marcan un medio muy tranquilo de baja energía y al tiempo bastante profundo, aunque la presencia de Equinodermos y restos de Moluscos señalan una influencia nerítica.

#### 10.5.2. *Ibiza*

A partir del Tithónico se individualizan tres dominios de sedimentación, con pasos de facies de unos a otros. Son, de NW a SE, las series de Eubarca, de San José y de Ibiza.

En las series más septentrionales (Eubarca y San José) durante el Tithónico-Valanginiense predomina una sedimentación de calcarenitas neríticas, depositadas en un medio agitado, poco profundo, caracterizadas por la presencia de Foraminíferos neríticos (*Trocholinas*, *Miliolidos*, *Textularidos*). Puede, posiblemente, relacionarse con un medio intermareal. Incluso en el Puig Empeño (Serie de San José) se observa sedimentación lacustre o lagunar con *Charophitas*, Ostrácodos y Moluscos.

En la serie de Ibiza, durante el Tithónico-Cretácico basal el régimen de sedimentación es pelágico, más profundo, caracterizado por facies margosas con Ammonites y *Calpionellas*, junto a algunos *Radiolarios*, y *Nannoconus* a partir del Berriasiense. Estas asociaciones indican un mar completamente abierto. En conjunto el Cretácico inferior (Neocomiense) de la serie de Ibiza presenta muchas analogías

con los niveles correspondientes de la Sierra Norte de Mallorca (Series II y III de FALLOT), siendo los medios ambientes muy similares.

Durante el resto del Cretácico inferior continúa la diferenciación de las tres series.

En la serie de Eubarca predominan las calizas masivas, zoogenas, a veces dolomitizadas. Son calizas urgonianas con Rudistas y Orbitolinidos que se depositan principalmente durante el Aptense, mientras que el Albense y Cenomanense basal (Vraconiense) la sedimentación es de margas y calizas arcillosas con Orbitolinidos, Braquiópodos, Lamelibranquios, Ammonites y Equinodermos. Las calizas urgonianas, unas veces oolíticas, otras brechoides, con organismos litorales (Miliolidos, Textularidos) se han depositado en un medio poco profundo y agitado. La presencia de Orbitolinidos, Rudistas y Algas Dasycladáceas señalan al tiempo un mar cálido. Las margas suprayacentes con organismos no muy profundos (Lamelibranquios), pero al tiempo con Ammonites y Foraminíferos planctónicos, indican un medio nerítico, de mar abierto.

En las series de San José y de Ibiza no hay calizas urgonianas durante el Cretácico inferior, predominando una sedimentación de margas, más arenosas y micáceas en la serie de San José. Ambas son ricas en Ammonites piritosos, lo que demuestra que se han depositado en un mar abierto, aunque la mayor proporción de Ostrácodos y, al tiempo, menor de Foraminíferos planctónicos, en la serie de San José, puede indicar un mar menos profundo en dicha serie, lo que también puede estar en relación con el carácter más terrígeno de la sedimentación.

En resumen, en el Cretácico inferior de Ibiza hay tres series con pasos laterales entre sí, desde las facies neríticas y arrecifales a las margosas y más pelágicas, del NW al SE.

En el Cretácico superior, sólo observado en las series de Eubarca y de San José, la sedimentación de calizas compactas, micríticas y de calizas arcillosas con microfaunas planctónicas dominantes (Globotruncanas, Heterohelix, Pithonellas) demuestra que el medio fue muy tranquilo, relativamente profundo, aunque la presencia de Moluscos y Equinodermos nos indica cierta influencia nerítica. En cualquier caso se trata de un mar claramente abierto.

### 10.5.3. *Menorca*

En el Berriasiense superior-Valanginiense el medio de sedimentación es agitado, poco profundo y la deposición tiene lugar sobre un área inestable. Esta inestabilidad es más perceptible en el Valanginiense superior, teniendo lugar una posible laguna de sedimentación en el Hauteriviense. La sedimentación de calcarenitas masivas con

organismos arrecifales y microfauna nerítica (Trocholinas, Lituolidos, Miliolidos) definen un medio ambiente poco profundo, posiblemente neríticos, con afinidades intermareales.

Durante el Barremiense los depósitos de calizas arcillosas y margas, con organismos bentónicos y planctónicos junto a Ammonites, Braquiópodos, indican un medio más profundo, y la presencia de Nannoconus aguas limpias. Se trataría de un mar nerítico, de carácter abierto, cuyo régimen continuaría durante el Aptense y Albense. La sedimentación de tipo terrígeno nos podría indicar la proximidad de la línea de costa.



## 11. *Recapitulación*

En el presente capítulo, y de una forma lo más sucinta y gráficamente posible, se recogen las pautas e hitos más importantes en la evolución del Cretácico de España. Para ello, se han elaborado dos tipos de gráficos: por un lado, los episodios de la evolución vertical quedan reflejados en la distribución de los ciclos sedimentarios (figuras 11.1 y 11.2); por otro lado, las variaciones ambientales en la horizontal se recogen en los distintos mapas paleogeográficos (figuras 11.3 a 11.22).

Respecto a los ciclos sedimentarios diferenciados en las distintas regiones, cabe destacar que se observa una mayor homogeneidad que la que los antecedentes bibliográficos permitían suponer en un principio. Si bien el número de ciclos es variable para cada región y según los intervalos de tiempo que se consideren, es evidente que los límites de ciclos parecen tender a agruparse a lo largo de unos cuantos momentos del Cretácico. Esto puede considerarse lógico, si tenemos en cuenta que todos los datos aquí recogidos reflejan la evolución de una «microplaca» y la de sus bordes con el geosinclinal alpino y el Golfo de Vizcaya.

Por regla general, el número de ciclos distinguidos disminuye desde las partes más externas de las «cordilleras intermedias» hacia las zonas más internas de la Cordillera Bética y Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineos. Ha de considerarse normal que las áreas de sedimentación más profunda y paleogeográficamente más alejadas del continente presenten una evolución sedimentaria más homogénea y continua, alejadas de los avatares tectónicos y climáticos de los dominios continentales y proximales. Es de resaltar, que en algunos



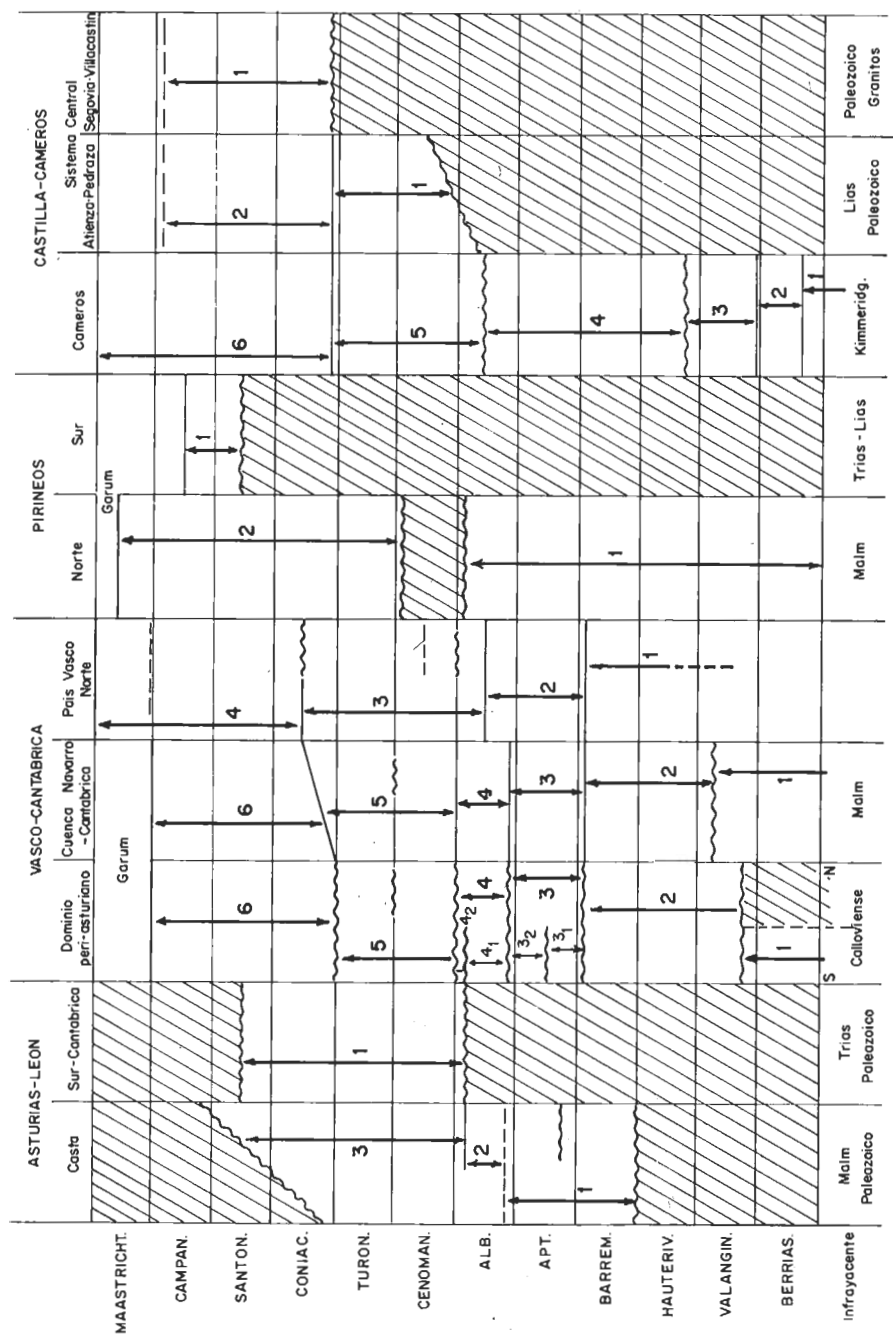


FIG. 11.1.—Ciclos sedimentarios en el Cretácico de España. Sectores septentrionales («Cretácicos protoatlánticos»).

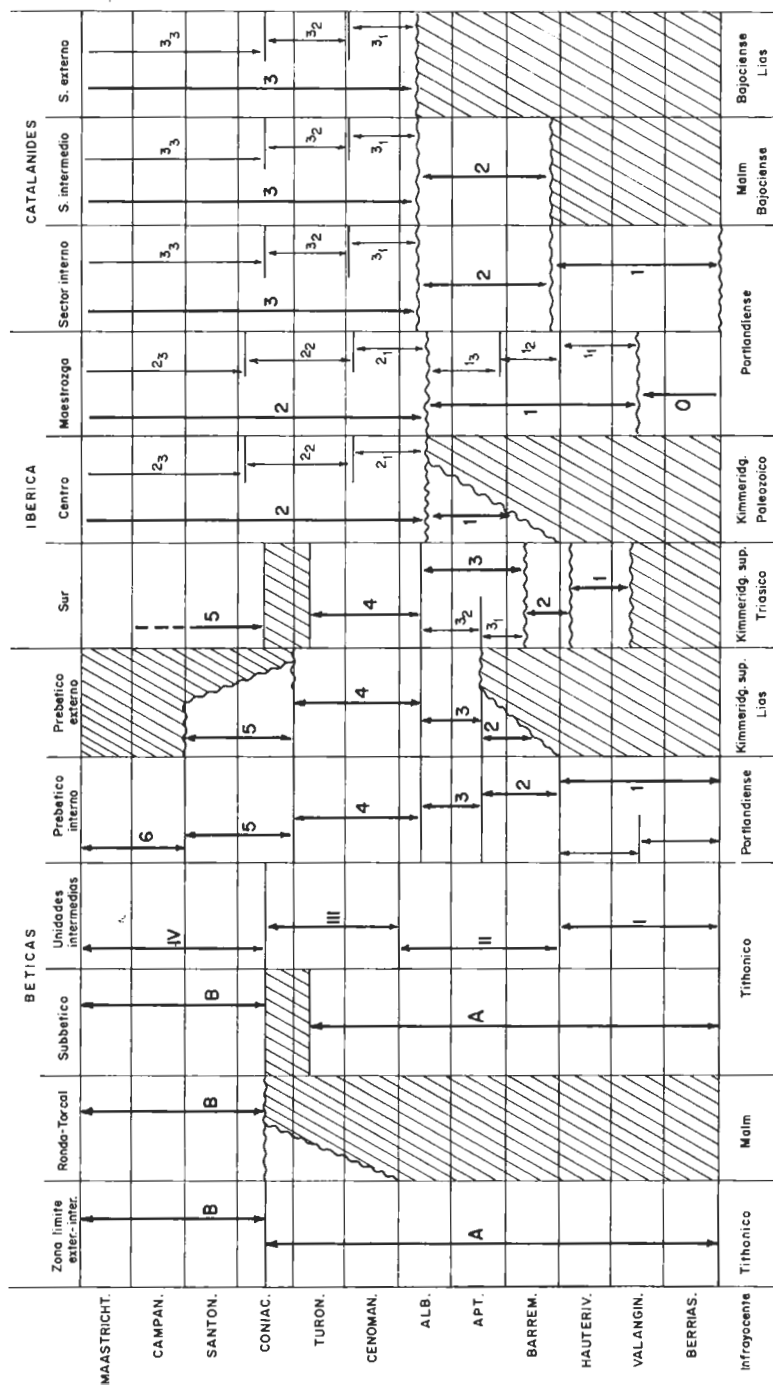


Fig. 11.2.—Ciclos sedimentarios en el Cretácico de España. Sectores meridionales («Cretácicos del tethys»).

sectores situados netamente sobre el «Macizo Ibérico», la simplicidad evolutiva que presentan es más aparente que real, pues lo que verdaderamente se refleja es la ocasionalidad del proceso sedimentario durante el Cretácico en dichas áreas.

Del mismo modo, con el tiempo varía el número de ciclos sedimentarios distinguidos, pues por regla general en el Cretácico inferior se diferencian más episodios sedimentarios que en el Cretácico superior, lo que refleja un cierto amortiguamiento a lo largo del Cretácico de la actividad tectónica, a la que sin duda va ligada una mayor homogeneidad sedimentaria.

En cuanto a los límites de los ciclos sedimentarios, pueden variar desde discordancias a simples cambios en la polaridad de la tendencia evolutiva, y en algunos casos esta variación de rango se sucede dentro de un mismo sector. Si bien en muchos casos en las diferentes zonas son correlacionables dentro de un relativamente corto intervalo de tiempo, es evidente que en su conjunto se observa una diacronía. Esto puede ser debido a diferentes causas: que el proceso geológico determinante sea realmente diacrónico, a la diferente atribución cronoestratigráfica por cada uno de los distintos autores de los límites de los ciclos sedimentarios y, por qué no, a problemas paleobiogeográficos que incidan en los métodos bioestratigráficos.

Los límites de los ciclos sedimentarios más generalizados y que, por tanto, deben de corresponder a los momentos de actividad tectónica más extendidos a lo largo de la península, aparecen: durante el Valanginiense, en general hacia su parte media; en el Hauteriviense, normalmente hacia el límite con el Barremiense; durante el Barremiense, también por lo general en las inmediaciones de su límite con el Aptense; hacia el límite Aptense inferior-superior; entre el límite Aptense-Albense y el Albense medio; en las proximidades del límite Cenomanense-Turonense, y hacia la base del Coniaciense hasta su límite con el Turonense.

En cuanto a la evolución paleogeográfica y referido a las áreas circundantes al «Macizo Ibérico s. l.», durante el Berriasiense, y al menos en algunos sectores parte del Valanginiense, continúa la tendencia regresiva en el carácter de los depósitos y probablemente recesiva en cuanto a la superficie ocupada por los mismos, heredadas del Jurásico terminal. El área de sedimentación alcanza valores mínimos para el Cretácico, así como el área con depósitos de carácter marino; valores que sólo se volverán a alcanzar hacia el límite Cretácico-Cenozoico. En las zonas internas de la Cordillera Bética, con sedimentación profunda y alejada de la influencia del Macizo ibérico, las variaciones en las condiciones de depósito van a ser a lo largo del Cretácico imperceptibles o poco acusadas.

El intervalo de tiempo representado por el Hauteriviense y partes de Valanginiense y Barremiense, puede considerarse una etapa intermedia entre el episodio anterior regresivo y la transgresión «urgoniana». Continúa la inestabilidad tectónica en las áreas circundantes al Hacizo Ibérico, que se reflejan en las discontinuidades sedimentarias, y si bien hay generalmente una propensión a aumentar las áreas de sedimentación, no hay una clara tendencia transgresiva-regresiva, variando el carácter de las series según las áreas y momentos considerados.

En el Barremiense, fundamentalmente durante el Aptense, y en algunos sectores alcanzando la parte inferior del Albense, se desarrolla lo que podría denominarse el «ciclo urgoniano». Una generalizada transgresión amplía considerablemente las áreas de sedimentación marina, y en algunas zonas se desarrollan importantes depósitos.

Aproximadamente hacia el límite del Albense medio con el Albense superior se situaría desde un punto de vista evolutivo el límite entre el «megaciclo» del Cretácico inferior y el del Cretácico superior, en la bisectriz de las transgresiones «urgoniana» y del Cretácico medio. Del Albense superior al Turonense inferior se amplía progresivamente el área de depósito y la zona con sedimentación marina, en una transgresión compleja, que comprende algunos períodos regresivos y discontinuidades sedimentarias. Culmina este proceso en el Turonense inferior, con la máxima extensividad de la cuenca sedimentaria y el mayor carácter marino de los depósitos, coincidiendo en las zonas internas del geosinclinal bético con el hiato más generalizado. En líneas generales, el Turonense superior representa el correspondiente episodio regresivo, sin que disminuya considerablemente el área de depósito.

Hacia el Coniaciense, una generalizada discontinuidad sedimentaria, que no se refleja en las zonas internas de la Cordillera Bética, separa al Cretácico medio del «Ciclo senonense», durante el que se sucede una paulatina regresión, que se hace más acusada hacia el Campaniense-Maastrichtiense, reduciéndose entonces el área de sedimentación de una forma un tanto irregular, bajo el influjo de las primeras deformaciones alpinas.

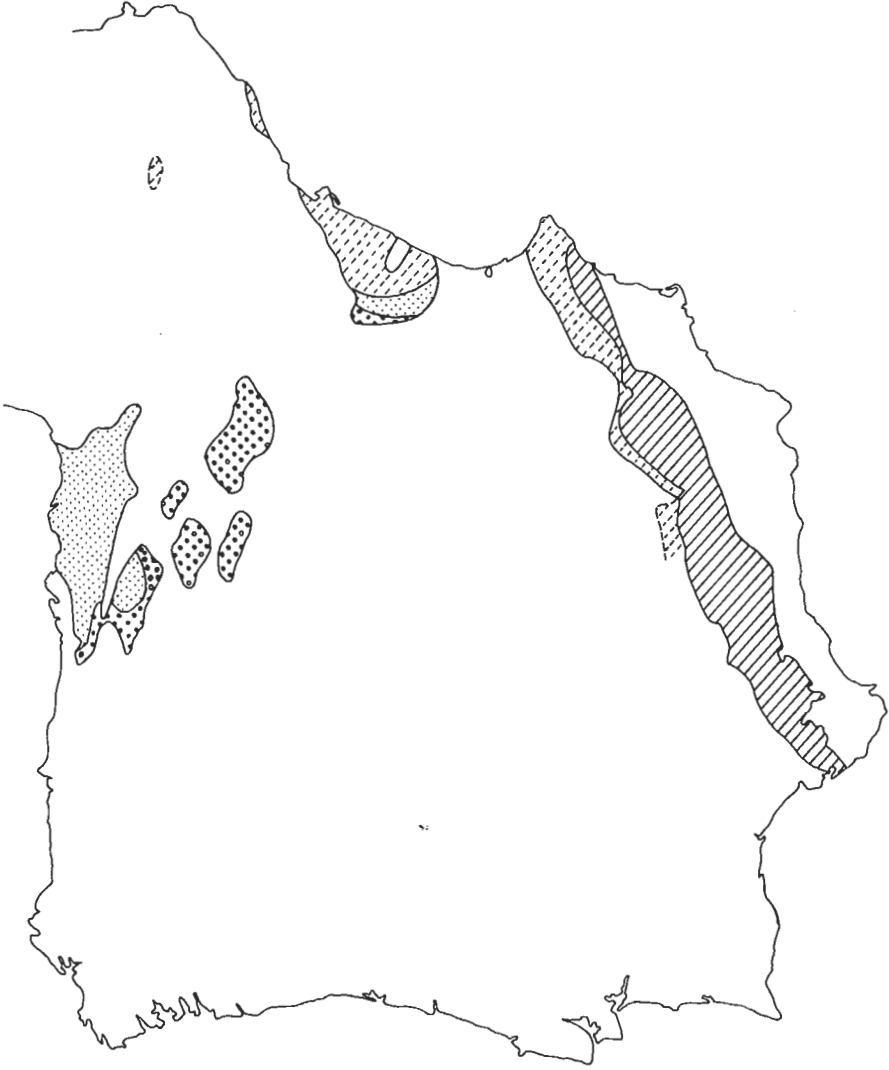


FIG. 11.3.—Mapa paleogeográfico del límite Jurásico-Cretácico.

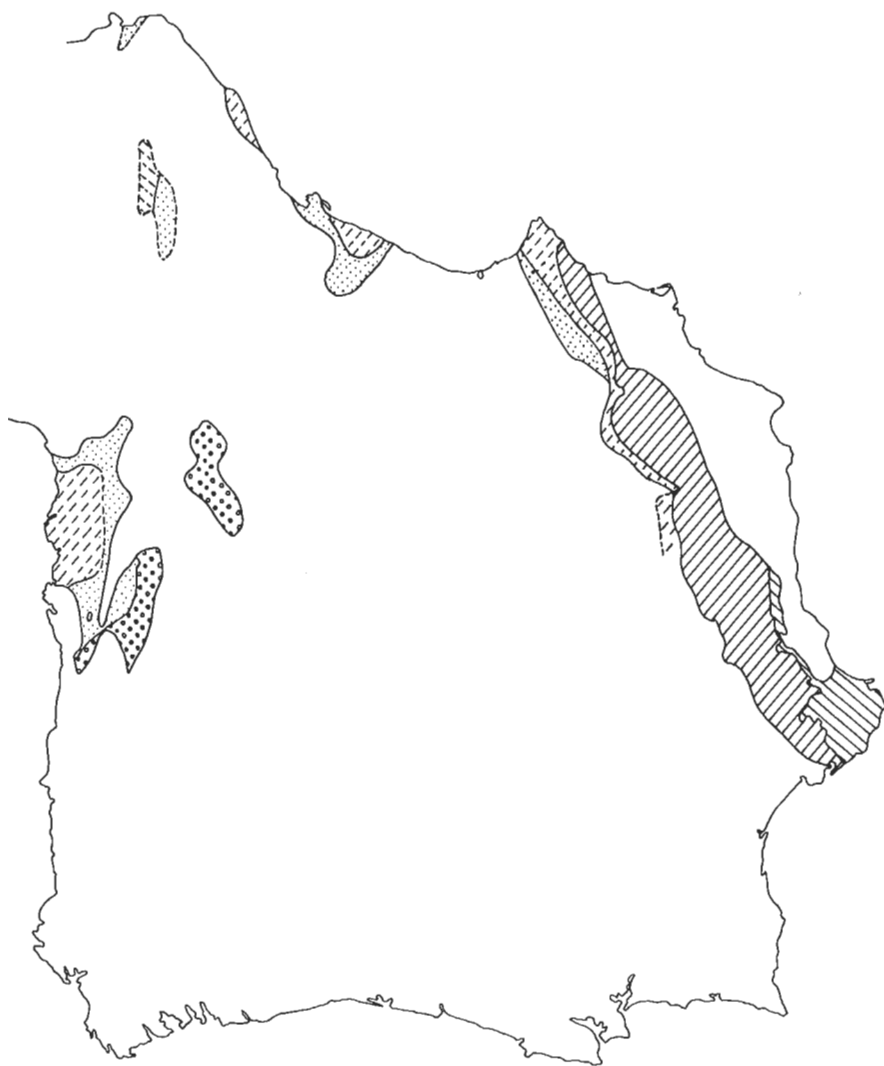


FIG. 11.4.—*Mapa paleogeográfico del Berriasiense.*

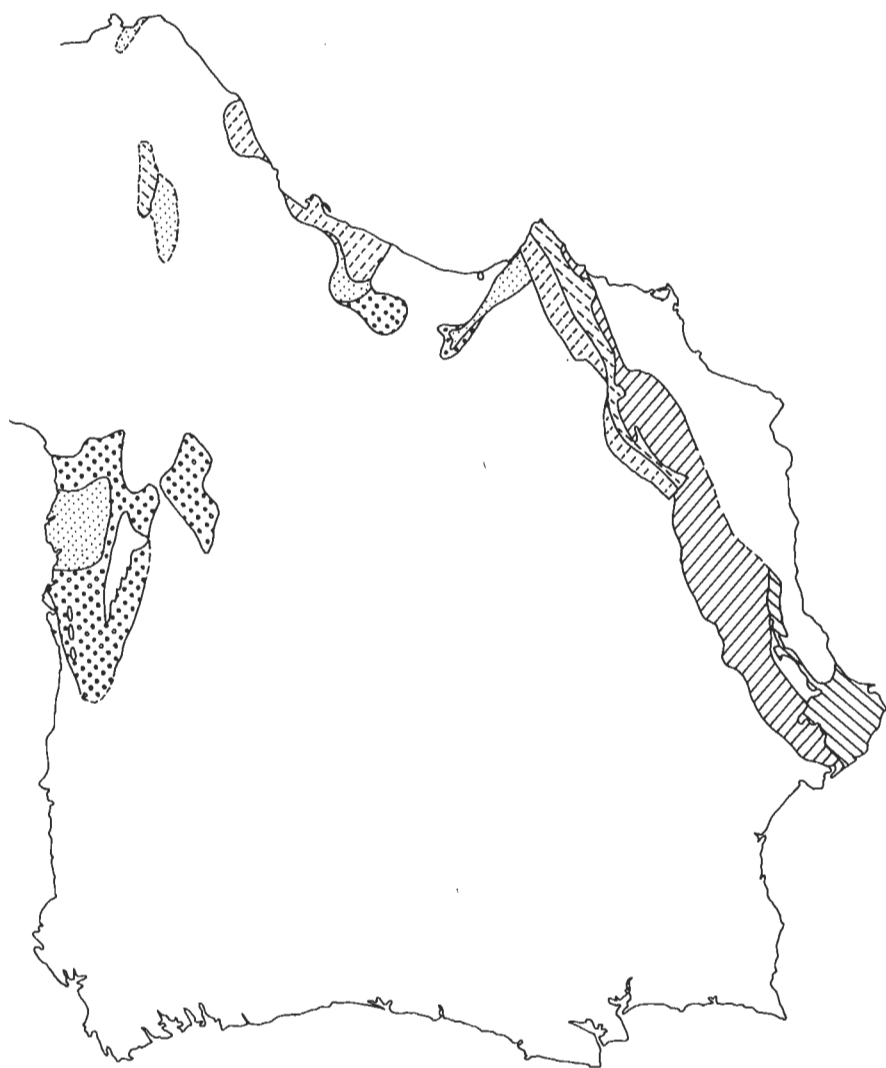


FIG. 11.5.—Mapa paleogeográfico del Valanginiense.

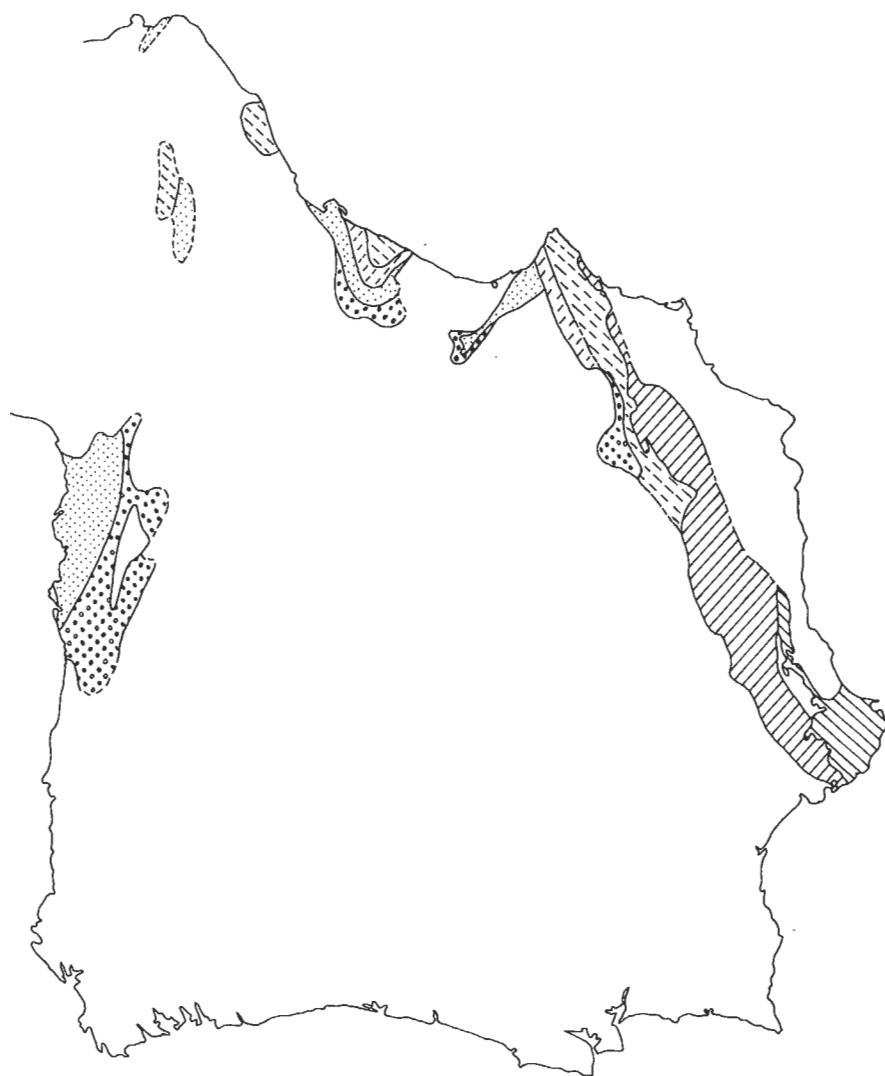


FIG. 11.6.—*Mapa paleogeográfico del Hauteriviense.*



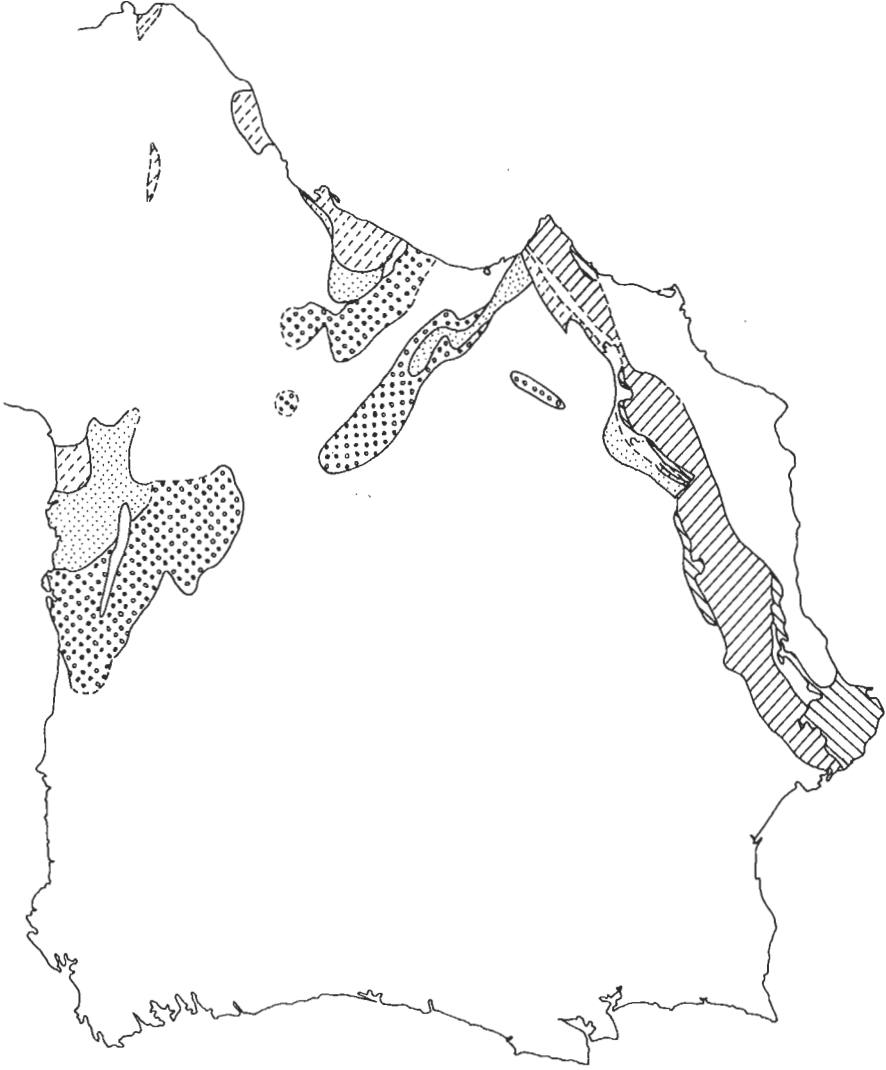


FIG. 11.7.—*Mapa paleogeográfico del Barremiense inferior.*

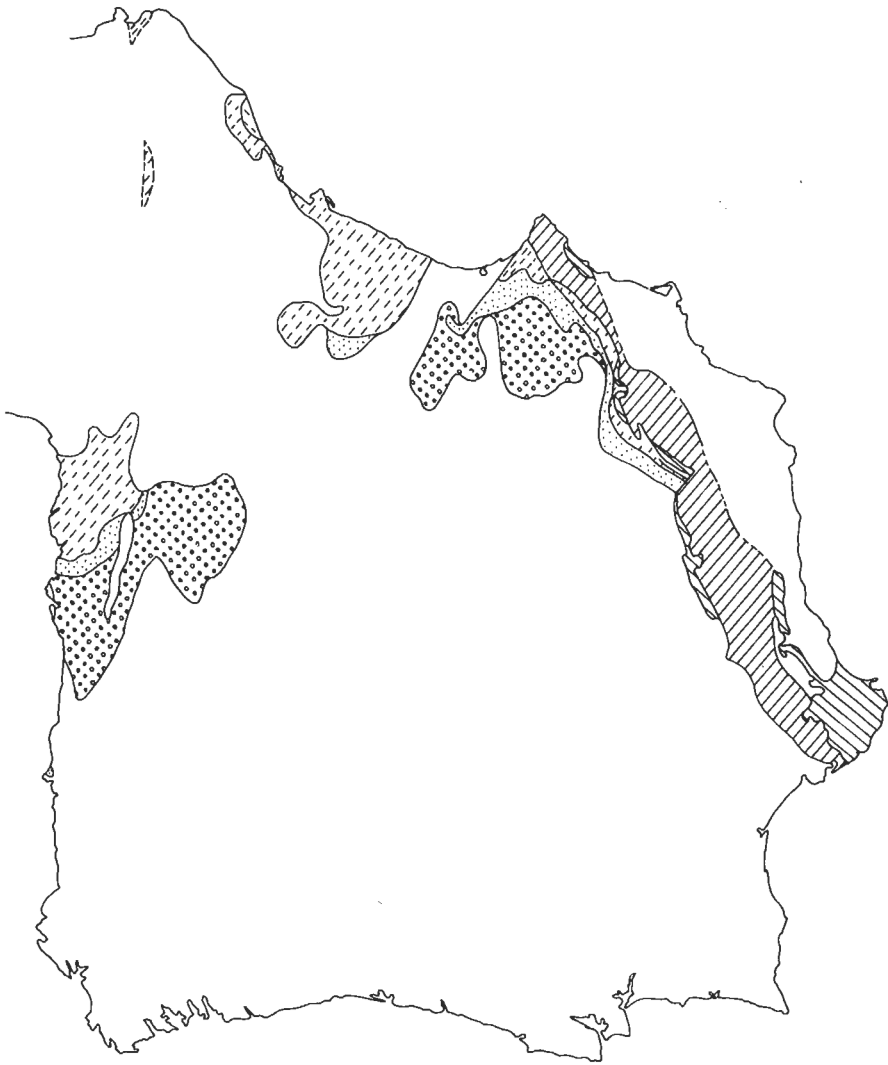


FIG. 11.8.—*Mapa paleogeográfico del Barremiense superior.*

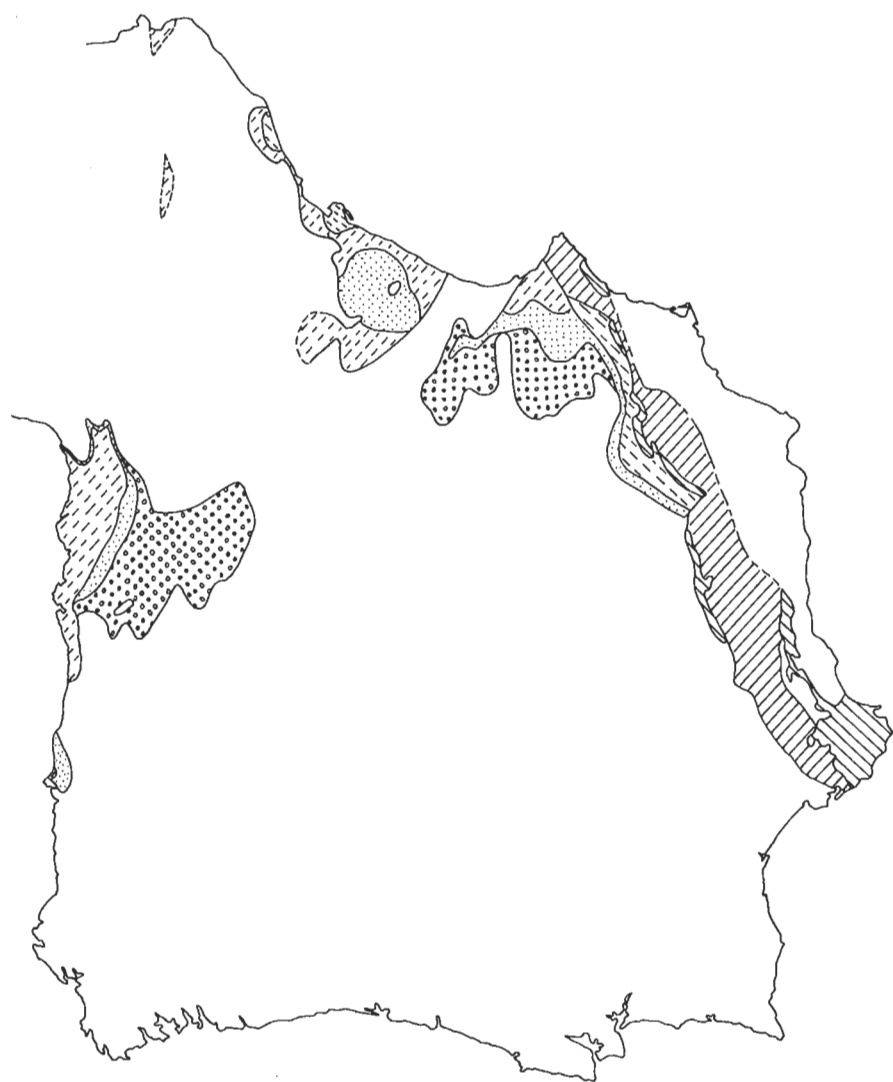


FIG. 11.9.—Mapa paleogeográfico del límite Barremiense-Aptense.

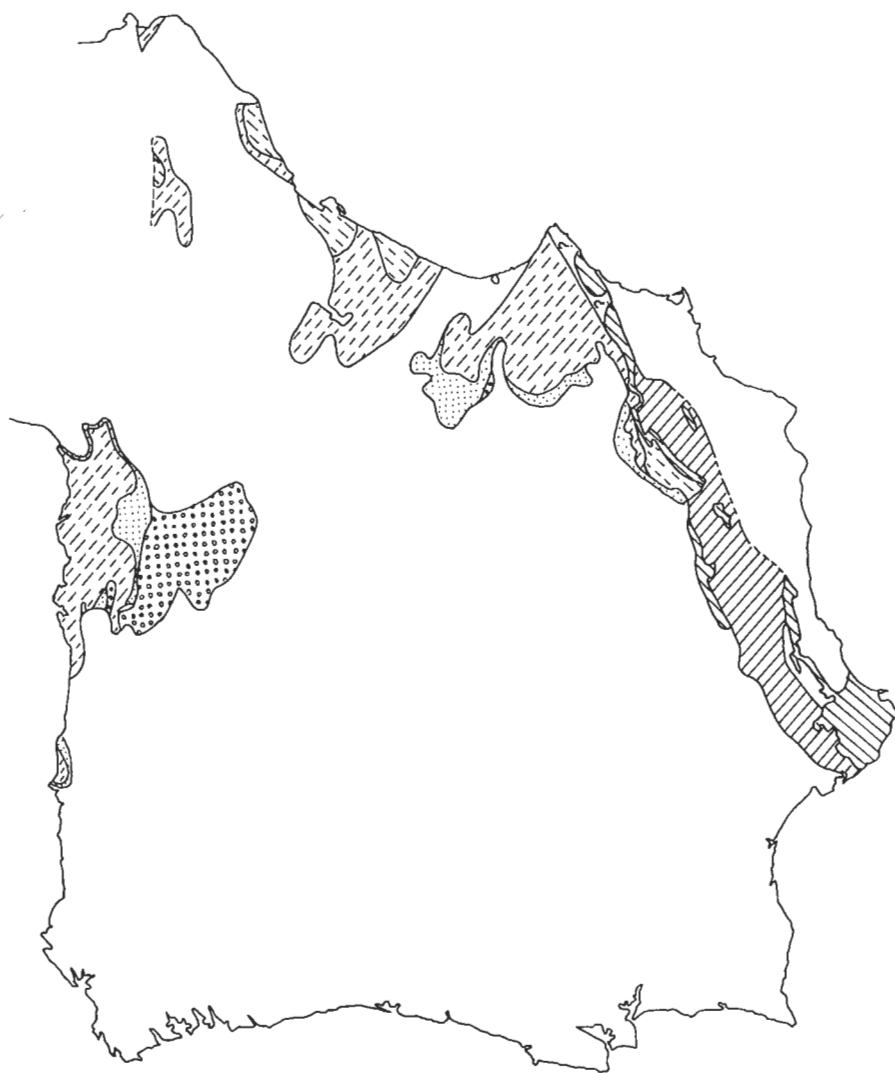


FIG. 11.10.—*Mapa paleogeográfico del Aptense inferior.*

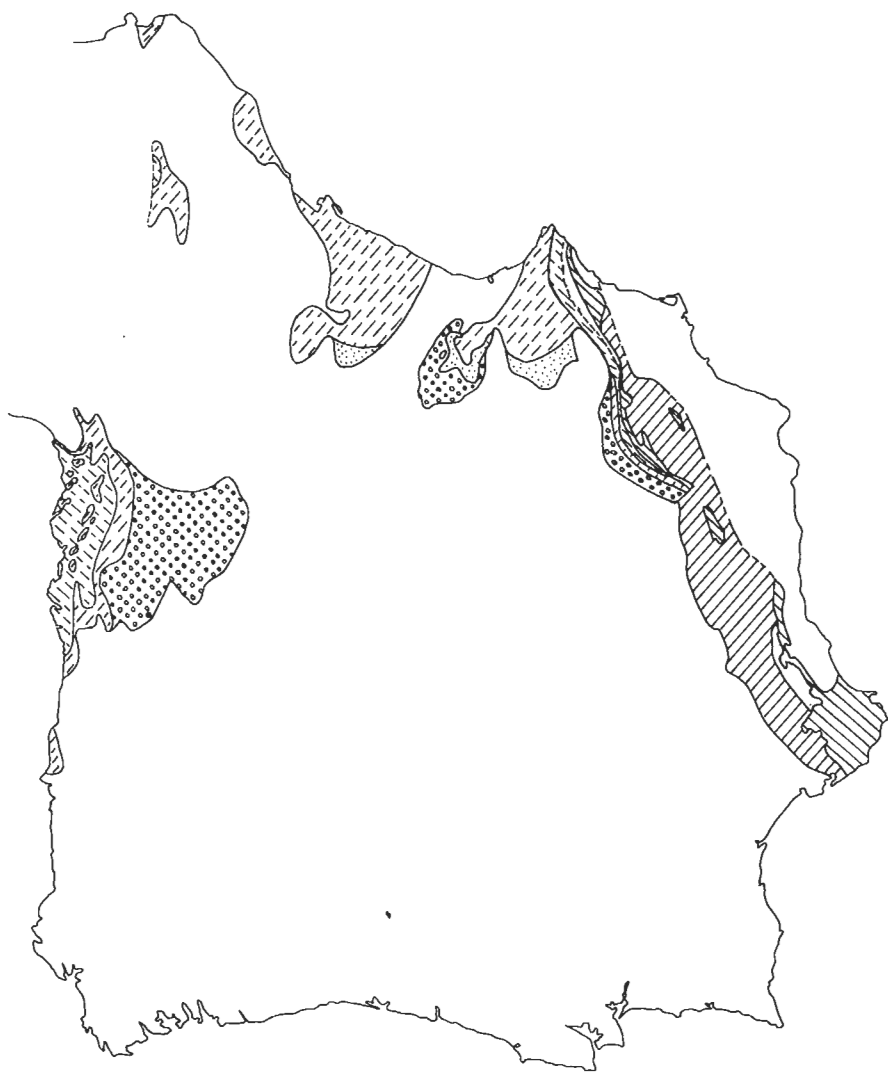


FIG. 11.11.—Mapa paleogeográfico del Aptense superior.

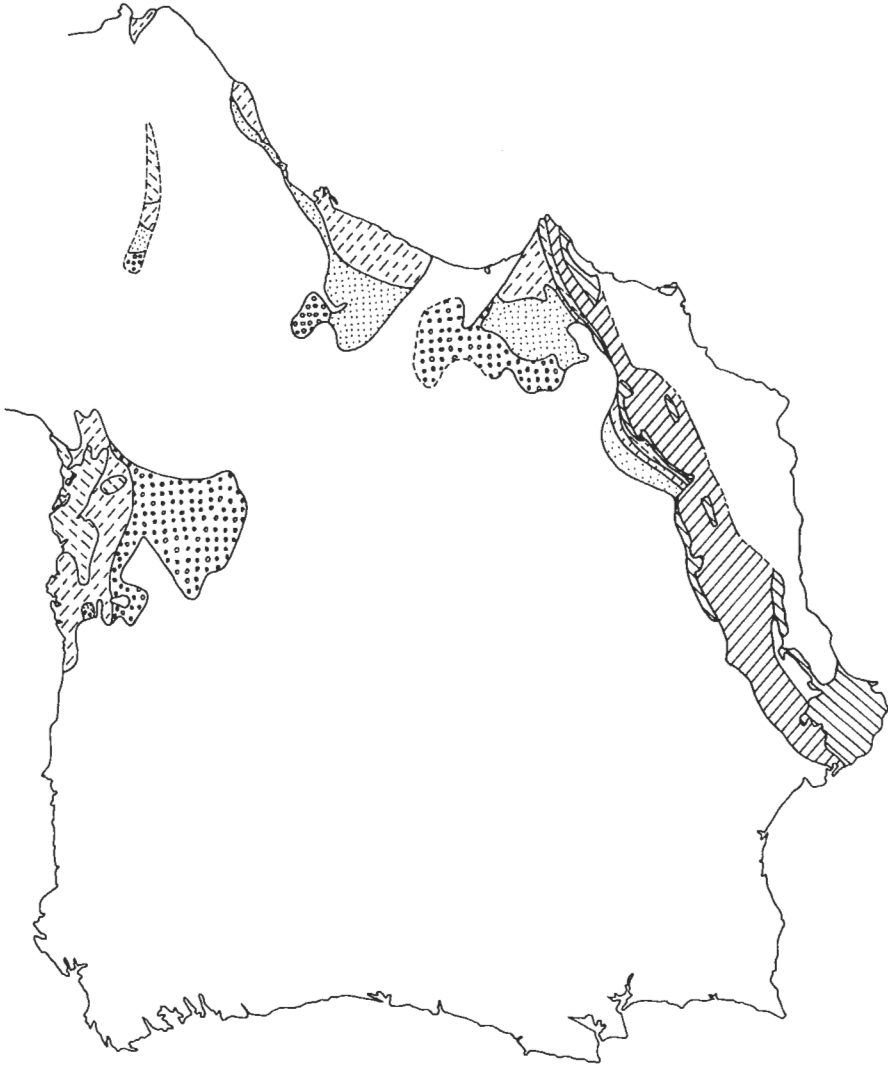


FIG. 11.12.—*Mapa paleogeográfico del Albense inferior.*

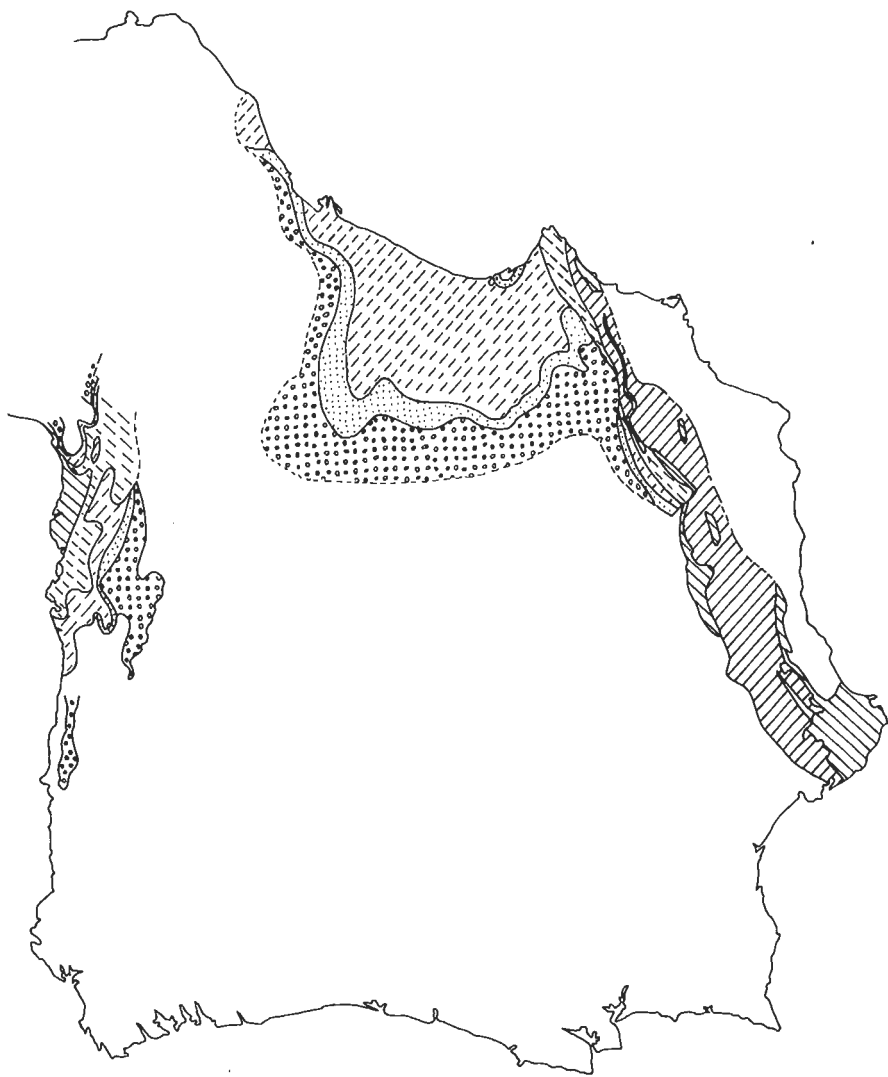


FIG. 11.13.—Mapa paleogeográfico del Albense superior s. l. (incluido el Vraconiense).

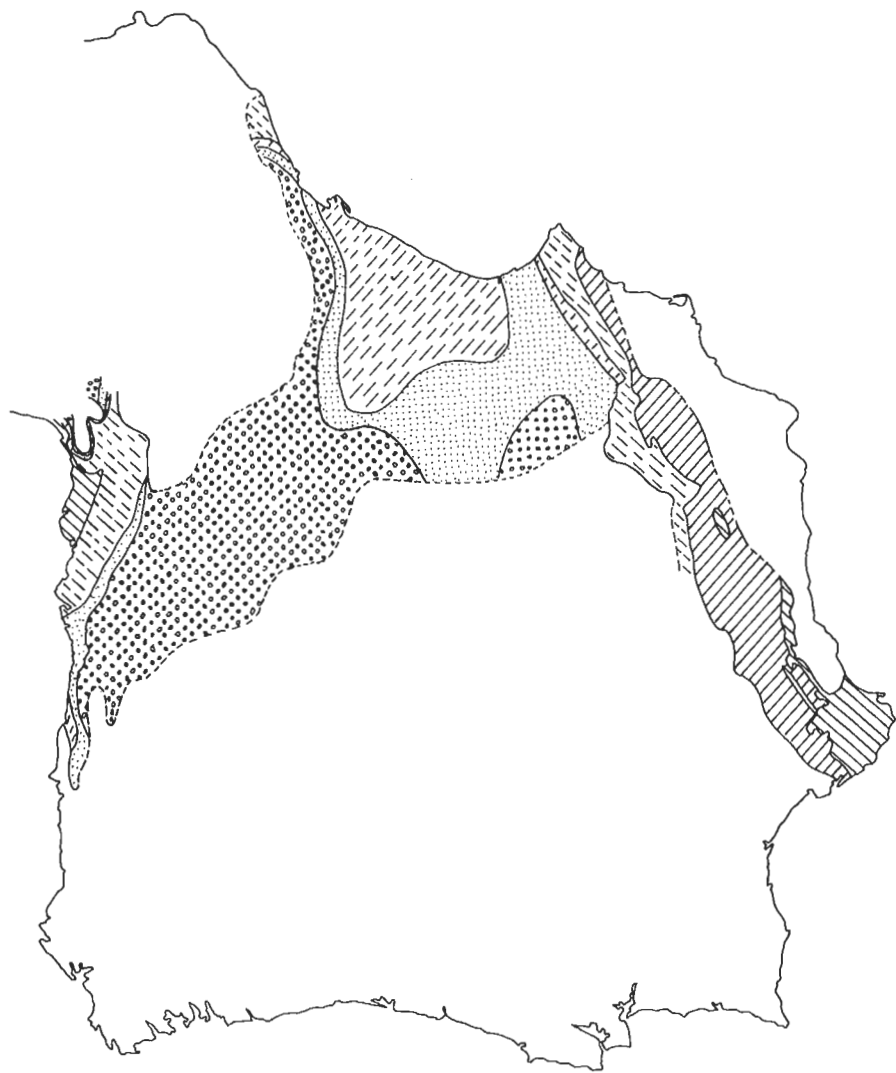


FIG. 11.14.—*Mapa paleogeográfico del límite Cretácico inferior-superior (Vraconiense-Cenomanense).*



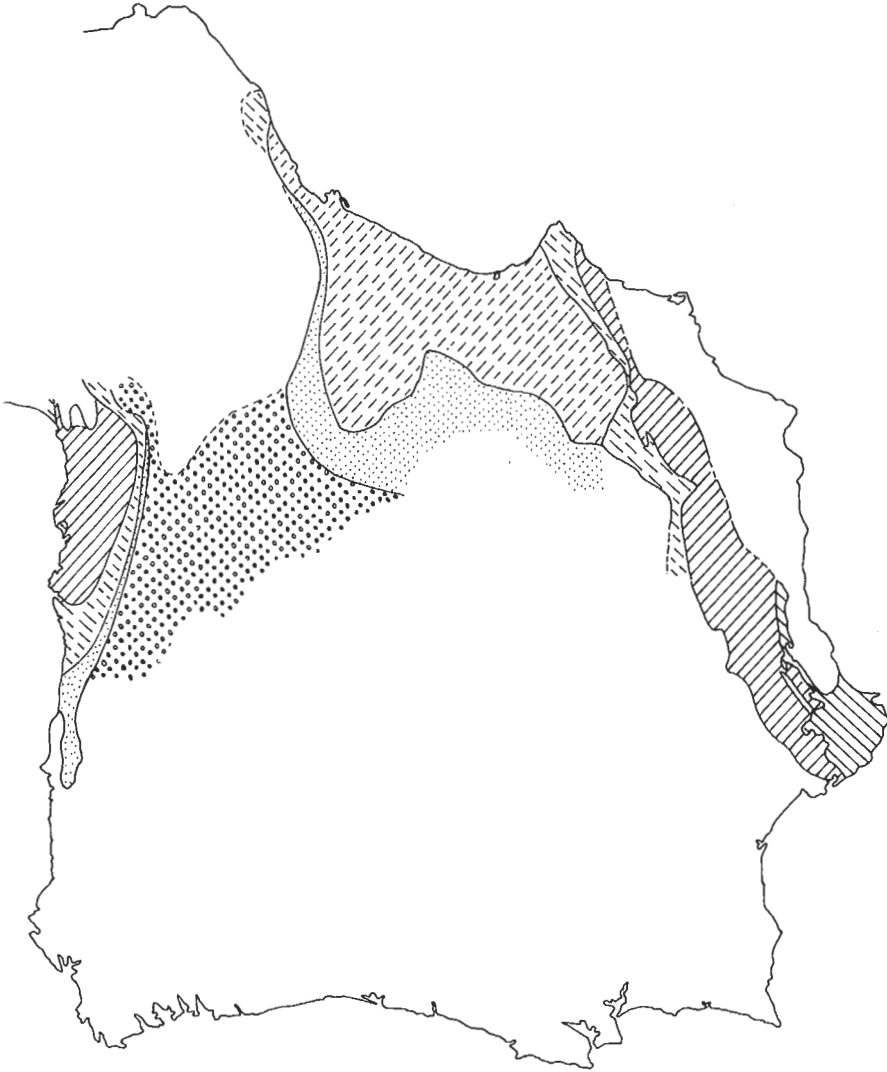


FIG. 11.15.—Mapa paleogeográfico del Cretácico medio.

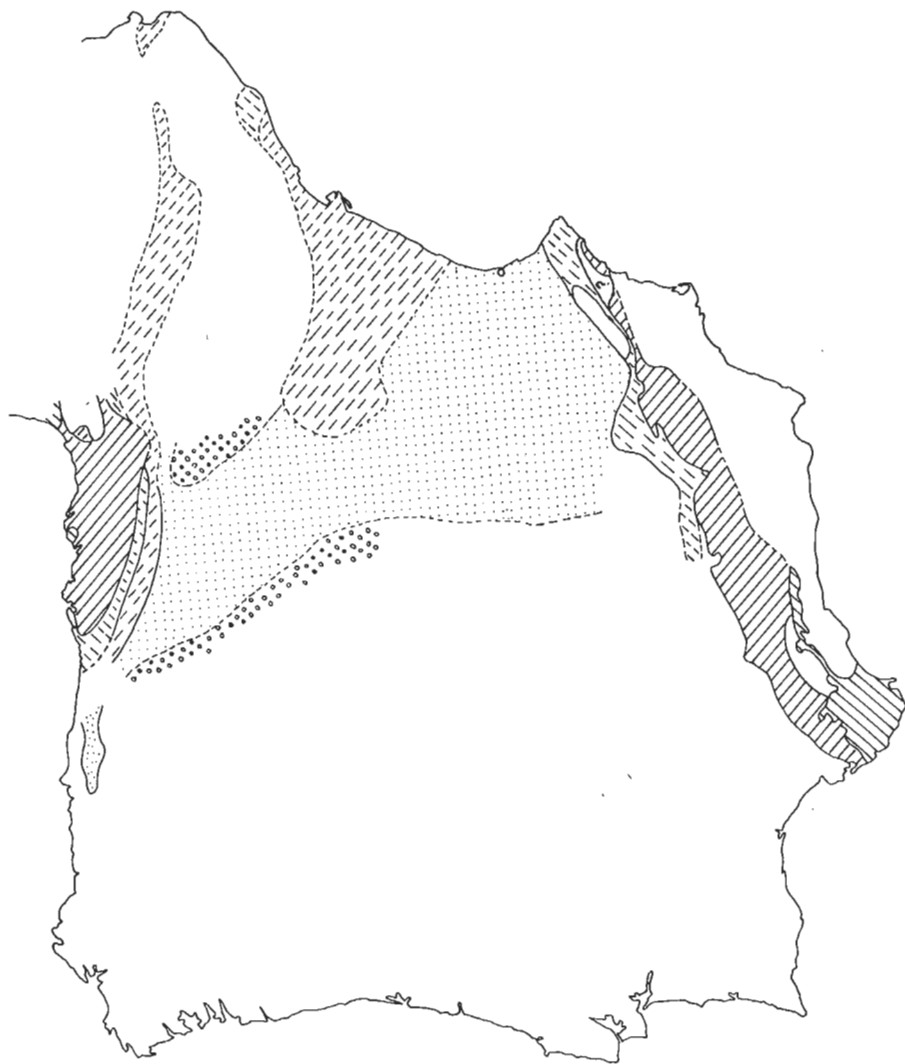


FIG. 11.16.—Mapa paleogeográfico del Cenomanense superior.

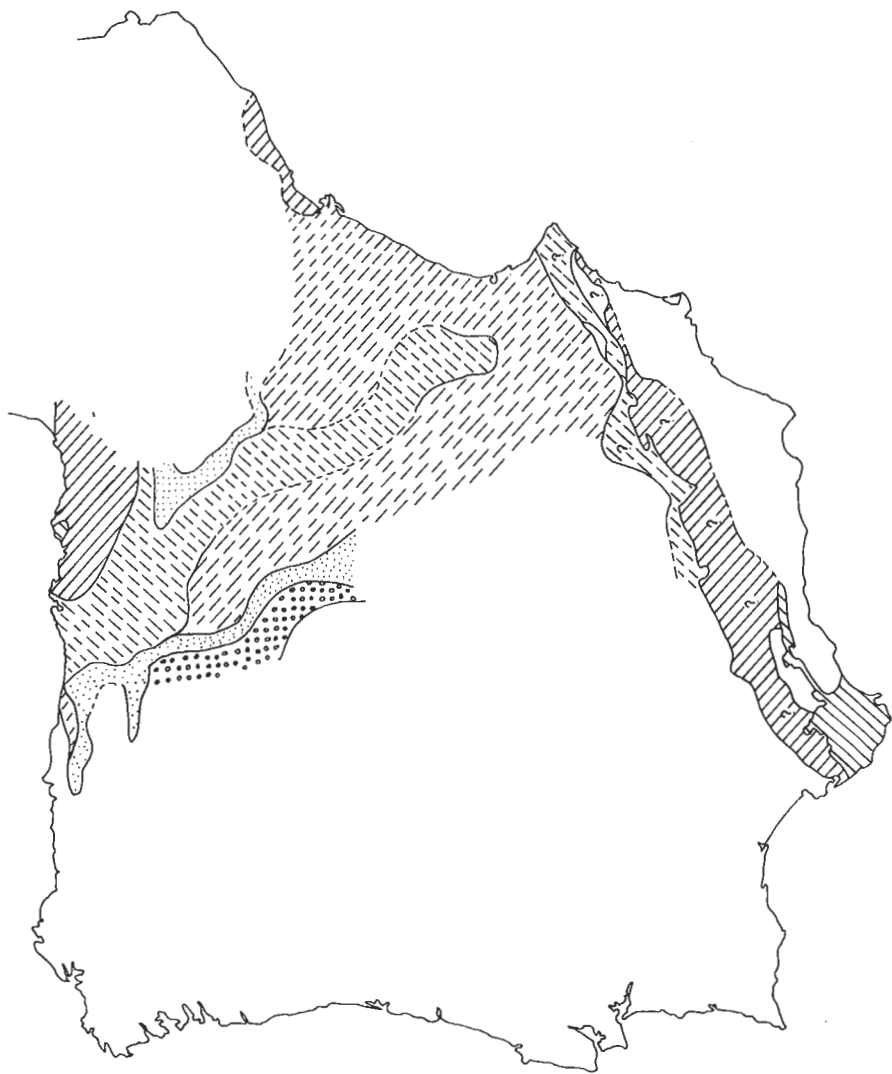


FIG. 11.17.—*Mapa paleogeográfico del Turonense inferior.*

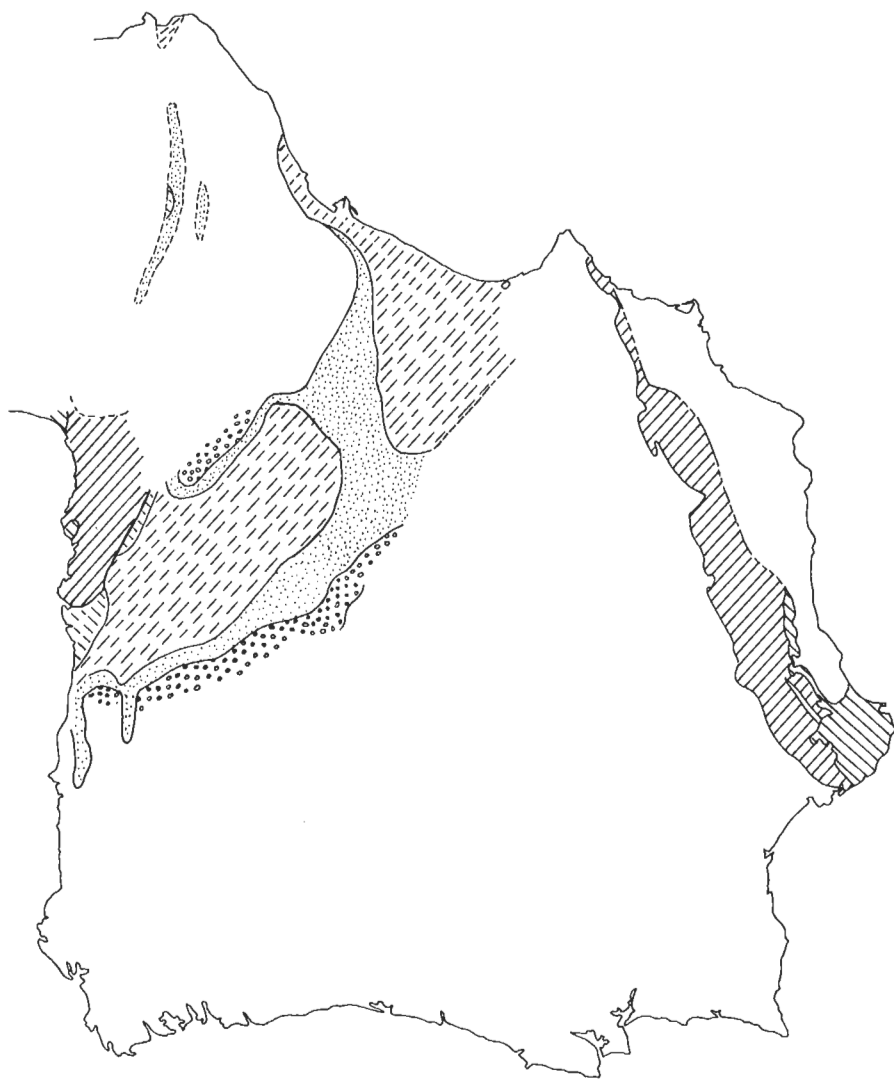


FIG. 11.18.—*Mapa paleogeográfico del Turonense superior.*

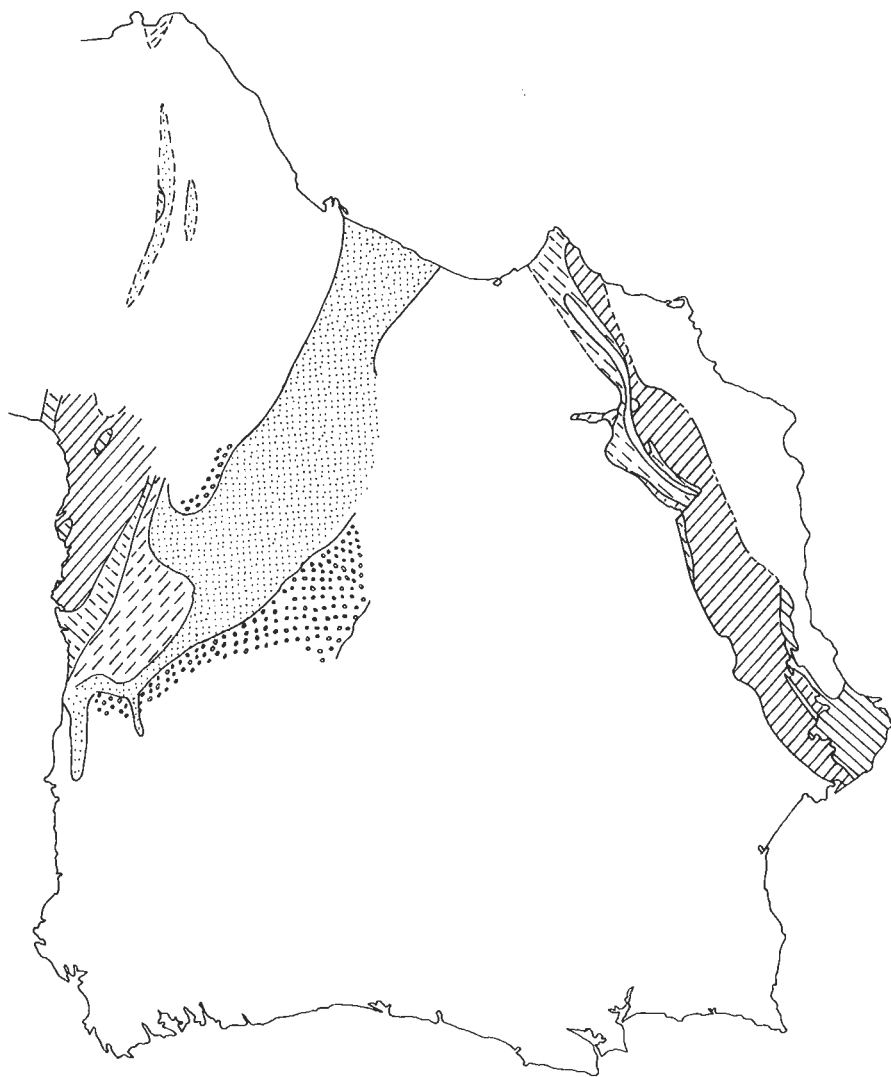


FIG. 11.19.—*Mapa paleogeográfico del límite Turonense-Coniaciense.*



FIG. 11.20.—*Mapa paleogeográfico del Santoniense inferior.*

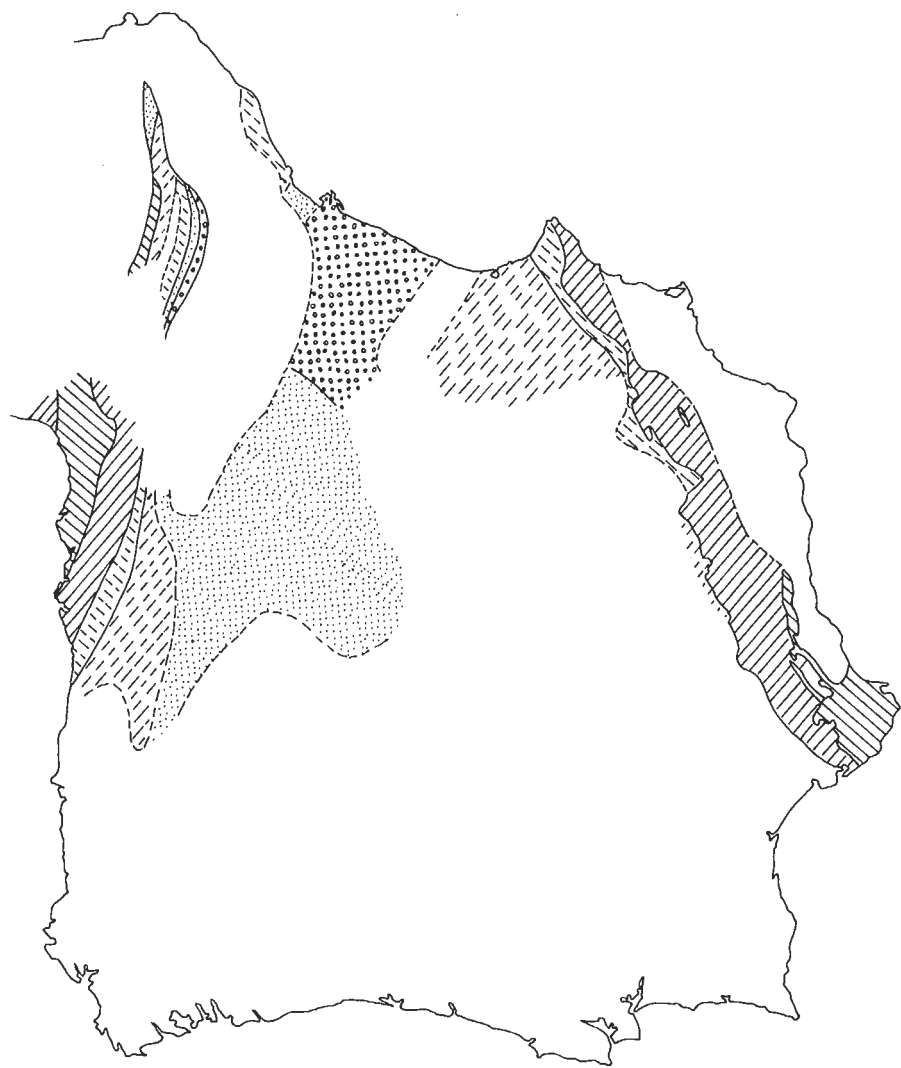


FIG. 11.21.—Mapa paleogeográfico del Campaniense inferior.

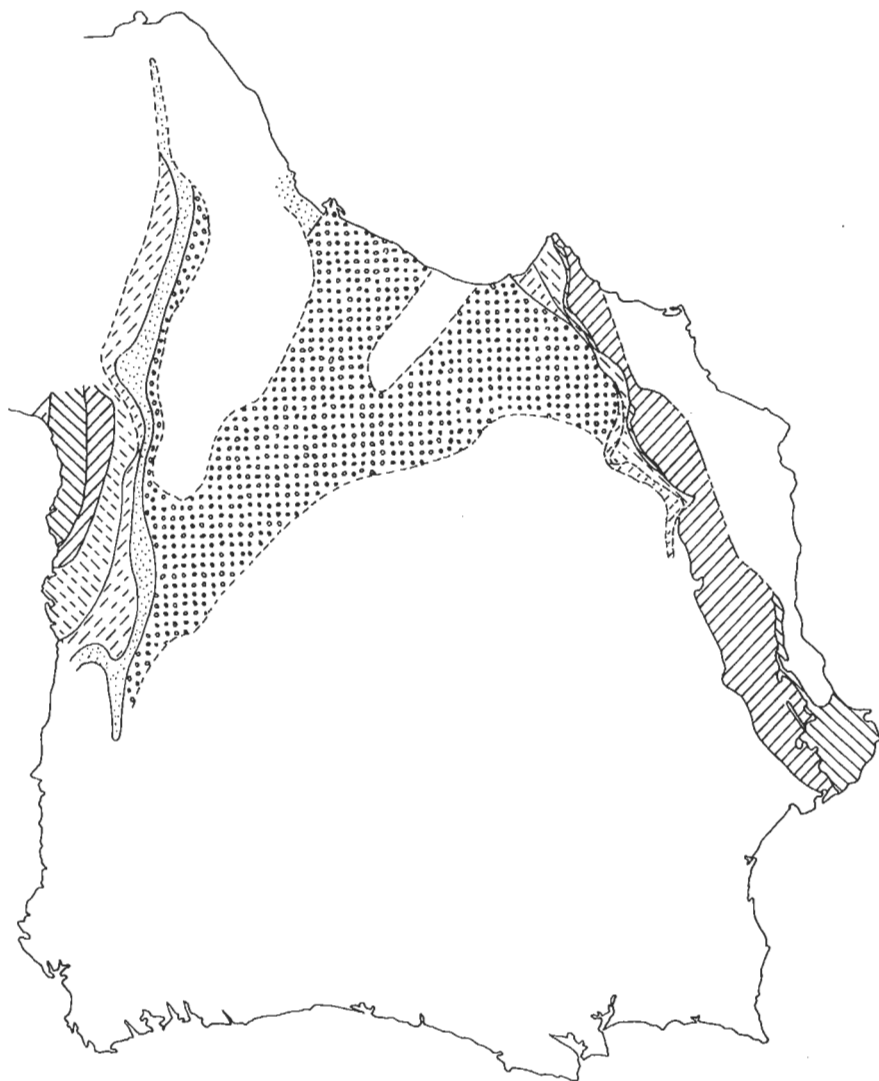


FIG. 11.22.—*Mapa paleogeográfico del Maastrichtiense inferior.*





FIG. 11.23.—*Leyenda de los mayas paleogeográficos*: 1. Depósitos continentales.—2. Depósitos litorales (lagoon cerrado, barras litorales, mareas, etc.).—3. Depósitos de plataforma interna y lagoon abierto.—4. Depósitos de plataforma externa y rampa carbonatada.—5. Depósitos pelágicos.—6. Turbiditas; en blanco, zonas sin depósito (emergida, laguna estratigráfica), áreas sin materiales cretácicos (no depositados, erosionados), zonas sin datos.