LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA MARGEN BÉTICA

(ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA, MURCIA)

JAVIER MARTÍN CHIVELET

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Madrid, junio de 1992

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.) bajo la dirección de los doctores Lorenzo Vilas Minondo y Rocío Giménez Fernández.

Vº.Bº.

Fdo.: Lorenzo Vilas Minondo

Fdo.: Rocío Giménez Fernández

LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA MARGEN BÉTICA

(ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA, MURCIA)

JAVIER MARTÍN CHIVELET

TOMO I

Departamento de Estratigrafía Universidad Complutense de Madrid

ÍNDICE

TOMO I

Prólogo XI

1. Introducción 1

1.1 Planteamiento y objetivos 2

1.2 Situación geográfica 5

1.3 Encuadre geológico 7

1.3.1. Tectónica 9

1.3.2. Estratigrafía 10

1.3.3. Divisiones geológicas 11

1.3.4. Sectores del Altiplano de Jumilla - Yecla 16

1.4 Metodología 17

1.4.1. Trabajo de campo 17

1.4.2. Trabajo de laboratorio 19

2. Antecedentes 27

2.1. Introducción 28

2.2. Reseñas históricas 29

2.3. Antecedentes modernos 32

3. Litoestratigrafía 44

3.1. Introducción 45

3.2. Bases para un patrón litoestratigráfico 47

3.3. Unidades litoestratigráficas 51

3.3.1. Formación Arenas de Utrillas 51

3.3.2. Formación Jumilla 57

3.3.3. Miembro Calizas de la Rosa 67

3.3.4. Miembro Calizas de Estenas 70

3.3.5. Miembro Calizas de la Bicuerca 73

3.3.6. Formación Margas de Chera 77

3.3.7. Formación Dolomías de Alatoz 82
3.3.8. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves 89
3.3.9. Formación Dolomías de Carada 96
3.3.10. Formación Dolomías del Cuchillo 99
3.3.11. Formación Calizas de las Moratillas 104
3.3.12. Formación Margas de Alarcón 108
3.3.13. Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel 113
3.3.14. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 118
3.1.15. Formación Calizas del Carche 124
3.3.16. Formación Calizas arenosas del Molar 129
3.3.17. Formación Margas de los Cerrillares 135
3.3.18. Formación Margas de Raspay 140
3.4. Comentarios al patrón litoestratigráfico 144
4. Bioestratigrafía 147
4.1. Datos bioestratigráficos 148
4.1.1. Formación Jumilla 149
4.1.2. Formación Margas de Chera 153
4.1.3. Formación Dolomías de Alatoz 155
4.1.4. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves 157
4.1.5. Formación Dolomías de Carada 158
4.1.6. Formación Calizas de las Moratillas 159
4.1.7. Formación Margas de Alarcón 163
4.1.8. Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel 165
4.1.9. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 173
4.1.10. Formación Calizas del Carche 178
4.1.11. Formación Calizas arenosas del Molar 184
4.1.12. Formación Margas de los Cerrillares 186
4.1.13. Formación Margas de Raspay 188
4.2. Biozonación 190
4.2.1. Antecedentes 190
4.2.2. Propuesta de una biozonación 191
5. Secuencias deposicionales 202
5.1. Introducción 203
5.1.1. Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios 203
5.1.2. Algunos aspectos de la metodología aplicada. 205
5.1.3. Delimitación y jerarquización de secuencias deposicionales. 208

5.1.4. Descripción de las secuencias deposicionales 210
5.2. Secuencia Deposicional I:
Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.* 213
5.2.1. Descripción general 213
5.2.2. Límites de la secuencia deposicional 218
5.2.3. Cronoestratigrafía. 219
5.2.4. Análisis sedimentológico 222
5.2.4.1. Formación Arenas de Utrillas 223
5.2.4.2. Formación Jumilla 229
5.2.4.3. Formación Margas de Chera 239
5.2.4.2. Formación Dolomías de Alatoz 243
5.2.4.5. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves 249
5.2.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 261
5.2.5.1. Etapa inicial de sedimentación continental 261
5.2.5.2. La instalación de sucesivas rampas carbonatadas 262
5.2.5.3. Evolución de rampa carbonatada a plataforma rimmed. 270
5.2.5.4. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 274
5.2.6. Análisis de la subsidencia 275
5.2.7. Diagénesis: el problema de la dolomitización 280
5.2.7.1. Dolomías de tipo I 281
5.2.7.2. Dolomías de tipo II 282
5.2.7.3. Conclusión a la dolomitización 284
5.2.8. Controles en la evolución de la secuencia 286
5.2.8.1. Mesosecuencias 286
5.2.8.2. "Mega-cortejos" sedimentarios 289
5.2.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional I 292
5.3. Secuencia Deposicional II: Cenomaniense medio *p.p.* - superior *p.p.* 294
5.3.1. Descripción general 294
5.3.2. Límites de la secuencia deposicional 296
5.3.3. Cronoestratigrafía 298
5.3.4. Análisis sedimentológico 299
5.3.4.1. Formación Dolomías de Carada. 300
5.3.4.2. Formación Dolomías del Cuchillo 305
5.3.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 306
5.3.6. Análisis de la subsidencia 310
5.3.7. Aspectos diagenéticos 314

5.3.8. Controles en la evolución de la secuencia 315
5.3.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional II 318
5.4. Secuencia Deposicional III: Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p* 319
5.4.1. Descripción general 319
5.4.2. Límites de la secuencia deposicional 321
5.4.3 Cronoestratigrafía 324
5.4.4. Análisis sedimentológico 326
5.4.4.1. Formación Calizas de las Moratillas 326
5.4.4.2. Formación Margas de Alarcón (*p.p.*) 333
5.4.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 338
5.4.5.1. Episodio inicial de inundación 339
5.4.5.2. Episodio de somerización - colmatación 340
5.4.5.3. Etapa final de emersión 343
5.4.5.4. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 344
5.4.6. Análisis de la subsidencia 345
5.4.7. Diagénesis: el desarrollo edáfico 348
5.4.8. Controles en la evolución de la secuencia deposicional 353
5.4.8.1. Mesosecuencias 354
5.4.8.2. Conclusión a los factores de control 356
5.4.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional III 356
5.5. Secuencia Deposicional IV: Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal 358
5.5.1. Descripción general 358
5.5.2. Límites de la Secuencia Deposicional 361
5.5.3 Cronoestratigrafía 363
5.5.4. Análisis sedimentológico 366
5.5.4.1. Formación Margas de Alarcón (*p.p.*) 366
5.5.4.2 Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel 367
5.5.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 375
5.5.6. Análisis de la subsidencia 379
5.5.7. Aspectos diagenéticos 380
5.5.7.1. El desarrollo edáfico 381
5.5.7.2. La dolomitización 391
5.5.8. Controles en la evolución de la secuencia 393
5.5.8.1. Mesosecuencias 394
5.5.8.2. Factores de control: tectónica contra eustatismo 400

5.5.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional IV 407
5.6. Secuencia Deposicional V: Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior 409
5.6.1. Descripción general 409
5.6.2. Límites de la secuencia deposicional 412
5.6.3 Cronoestratigrafía 415
5.6.4. Análisis sedimentológico 415
5.6.4.1. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 418
5.6.4.1. Formación Calizas del Carche 433
5.6.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 435
5.6.5.1. Primera etapa (Campaniense inferior - superior *p.p.*) 435
5.6.5.2. Segunda etapa (Campaniense superior *p.p.* - Maastrichtiense inferior) 438
5.6.5.3. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito. 440
5.6.6. Análisis de la subsidencia 441
5.6.7. Aspectos diagenéticos 443
5.6.7.1. Dolomitizaciones tempranas en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 443
5.6.7.2. Desarrollo edáfico y diagénesis subaérea en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 444
5.6.8. Controles en la evolución de la Secuencia Deposicional 448
5.6.8.1. Mesosecuencias 448
5.6.8.2. Controles tectónicos y eustáticos 451
5.6.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional V 453
5.7. Secuencia Deposicional VI: Maastrichtiense superior 454
5.7.1. Descripción general 454
5.7.2. Límites de la secuencia deposicional 458
5.7.3. Cronoestratigrafía 460
5.7.4. Análisis sedimentológico 464
5.7.4.1. Formación Margas de los Cerrillares 464
5.7.4.2. Formación Calizas arenosas del Molar 468
5.7.4.1. Formación Margas de Raspay 475
5.7.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 476
5.7.5.1. Primera etapa (Maastrichtiense superior "bajo") 477
5.7.5.2. Segunda etapa (Maastrichtiense superior "medio-alto") 480
5.7.5.3. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito. 481

5.7.6. Análisis de la subsidencia....482
5.7.7. Controles en la evolución de la Secuencia Deposicional....484
5.6.7.1. Mesosecuencias....484
5.7.7.2. Controles tectónicos y eustáticos....490
5.7.8. Conclusiones a la Secuencia Deposicional VI....491

6. Síntesis: evolución del sector de la cuenca, factores de control, relaciones paleogeográficas con la Cordillera Ibérica....493

6.1. Factores de control de las plataformas prebéticas durante el Cretácico superior....494
6.1.1. Controles en los límites de las secuencias deposicionales....495
6.1.1.1. La discontiniudad intra - Albiense superior (-98m.a.)....495
6.1.1.2. La discontinuidad intra - Cenomaniense medio (-94m.a.?)....501
6.1.1.3. La discontinuidad Cenomaniense superior basal (-93,5m.a.)....503
6.1.1.4. La discontinuidad intra - Coniaciense (-88,5m.a.?)....506
6.1.1.5. La discontinuidad Campaniense basal (-83m.a.)....507
6.1.1.6. La discontinuidad Maastrichtiense "medio" (71 m.a.)....509
6.1.1.7. La discontinuidad Maastrichtiense terminal (-68m.a.)....510
6.1.1.8. Conclusión a los límites de las secuencias deposicionales....511
6.1.2. Controles en la ciclicidad de mesosecuencias y secuencias elementales....514
6.1.2.1. Mesosecuencias....514
6.1.2.2. Las secuencias elementales....520
6.2. Correlación con la Cordillera Iberica....521
6.2.1. Bases para la correlación....521
6.2.2. Relaciones paleogeográficas....521
6.2.3. Evoluciones comparadas....523
6.2.3.1. Secuencia Deposicional I....523
6.2.3.2. Secuencia Deposicional II....525
6.2.3.3. Secuencia Deposicional III....526
6.2.3.4. Secuencia Deposicional IV....529
6.2.3.5. Secuencia Deposicional V....530
6.2.3.6. Secuencia Deposicional VI....530
6.3. Paleobiogeografía....532
6.3.1. Secuencia Deposicional I....533
6.3.2. Secuencia Deposicional II....534
6.3.3. Secuencia Deposicional III....534
6.3.4. Secuencia Deposicional IV....535

6.3.5. Secuencia Deposicional V 536
6.3.6. Secuencia Deposicional VI 538
6.3.7. Conclusiones a los aspectos paleobiogeográficos 538

7. Bibliografía 540

TOMO II

Anexo I: Columnas y cortes estratigráficos 585

1. Columna del Cementerio de Fuente Álamo 586
2. Columna Sierra de las Moratillas I 587
3. Columna Sierra de las Moratillas II 588
4. Columna Sierra de las Moratillas III 591
5. Columna Sierra de las Moratillas IV 593
6. Columna Sierra de las Moratillas V 597
7. Columna del Peñón Grande 601
8. Columna del Peñón Grande Norte 605
9. Columna de los Mojones (Sierra del Príncipe) 608
10. Columna Sierra del Cuchillo Sur 616
11. Columna Monte de Carada (S. del Cuchillo) 633
12. Columna Sierra del Cuchillo Norte 634
13. Columna de la Hoya de la Mansorrilla I 639
14. Columna de la Hoya de la Mansorrilla II 641
15. Columna Cuerda del Patojo I 643
16. Columna Cuerda del Patojo II 648
17. Corte de "El Madroño" 653
18. Corte de Albatana 655
19. Columna de los Gavilanes I 656
20. Columna de los Gavilanes II 663
21. Columna de los Gavilanes III 667
22. Columna de los Gavilanes IV 669
23. Columna Morrón del Puerto 670
24. Columna de la Sierra de la Magdalena 674
25. Columna Sierra de la Cingla I 680
26. Columna Sierra de la Cingla II 682
27. Columna de Cerro Picario (Puerto de Jumilla) 686
28. Columna de la Umbría de la Pava 691
29. Columna de las Casas de la Cingla I 700
30. Corte de las Casas de la Cingla II 702

31. Columna del Alto de Peñarrubia 706
32. Columna de la Sierra del Escabezado 711
33. Columna de Fuente del Pino 716
34. Columna de las Hermanas de Jumilla 719
35. Columna de Casas de Evaristo (Jumilla) 721
36. Columna de la Sierra del Buey 725
37. Columna del Basurero de Jumilla 731
38. Columna del Castillo de Jumilla 733
39. Corte de la Sierra del Molar (Norte) 737
40. Columna de la Sierra del Molar Este 740
41. Columna de la Sierra del Molar Sur 747
42. Columna de la Estación del Carche 753
43. Columna de los Capellanes (S. de las Salinas) 758
44. Columna de la Sierra del Picarcho Norte 759
45. Columna de la Sierra del Picarcho Sur 764
46. Columna de las Casas del Pocico (S. Larga) 771
47. Columna de Sierra Larga Sur 773
48. Columna de Sierra Larga Centro 776
49. Columna de "El Hornillo" (S. Larga) 783
50. Columna de Santa Ana I 785
51. Columna de Santa Ana II 790
52. Columna de la Solana del Sopalmo I 793
53. Columna de la Solana del Sopalmo II 795
54. Columna de la Solana del Sopalmo III 798
55. Columna de la Solana del Sopalmo IV 799
56. Columna de la Sierra del Carche I 801
57. Columna de la Sierra del Carche II 803
58. Columna de la Sierra del Carche III 811
59. Columna de la Sierra del Carche IV 812
60. Columna de Raspay I 815
61. Columna de Raspay II 816

Anexo II: Láminas fotográficas 818

Anexo III: Encartes 899

1. Repartición de los principales organismos fósiles (foraminíferos, calcisferas, algas y bivalvos)
2. Factores de control en las plataformas carbonatadas

PRÓLOGO

La realización de la presente Tesis Doctoral, que ha tenido lugar en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geología Económica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, ha sido posible gracias a la colaboración de numerosas personas y entidades a las que quiero expresar mi agradecimiento.

He de manifestar sobre todo mi reconocimiento a Lorenzo Vilas y a Rocío Giménez por la magnífica labor llevada a cabo en la dirección de esta Tesis desde su planteamiento -hace casi cinco años- hasta su consecución. De ellos aprendí, tanto en el trabajo diario en el laboratorio como en las numerosas campañas de campo, la bases metodológicas de la investigación geológica de las cuencas sedimentarias. Quiero recordar no sólo su dedicación científica sino también, y de modo especial, el apoyo personal que me dispensaron en todo momento.

Hago extensivo este reconocimiento a Consuelo Arias, integrante del mismo equipo de investigación, con quien también he compartido muchas jornadas de trabajo en el campo. Quiero agradecerle su colaboración en distintos aspectos de la investigación realizada y , en particular, la revisión crítica de varios capítulos de esta memoria y los numerosos datos inéditos que me ha facilitado sobre el Cretácico de la región estudiada.

En la labor científica han contribuido además otros especialistas, que no han escatimado tiempo ni esfuerzos en su colaboración y que me han acogido en sus laboratorios. Entre estas colaboraciones han tenido especial relevancia las referentes a la determinación de los restos paleontológicos. José Ramírez del Pozo estudió la mayor parte de los microfósiles (foraminíferos, algas) de los materiales senonienses, siendo el resto analizados por Guy Tronchetti, quien también revisó los foraminíferos del Cenomaniense superior; Alvaro García y Amelia Calonge estudiaron los foraminíferos del Cenomaniense inferior y medio; Jean-Pierre Masse revisó los foraminíferos, las algas y los rudistas del Albiense superior; Jean Philip estudió el resto de los rudistas, con la excepción de los correspondientes al Campaniense - Maastrichtiense, revisados por José María Pons; y Jean-François Babinot determinó los ostrácodos.

Por otro lado, quiero agradecer la colaboración prestada en distintos aspectos de la tesis por los investigadores del Departamento de Estratigrafía y del Instituto de Geología Económica. De la extrecha colaboración que he mantenido con mi

compañera y amiga Pilar Clemente han surgido numerosas ideas y soluciones a los problemas metodológicos que se iban planteando . Quiero agradecerle en especial su colaboración en el estudio de los litosomas siliciclásticos. José Ramón Peláez participó en varias campañas de campo de esta tesis. Su espíritu positivamente crítico me hizo retomar algunos problemas tectónicos y estratigráficos que ya creía solucionados. Nieves Meléndez sugirió numerosas ideas sobre las unidades de origen lacustre. José Manuel Brell colaboró en el análisis e interpretación de las paragénesis arcillosas. Por otro lado, del continuo cambio de impresiones sobre aspectos metodológicos que he mantenido con mis compañeros Marta Pérez Arlucea, Enrique Aracil y María Antonia Fregenal han ido surgiendo valiosas ideas.

De gran provecho científico han sido así mismo los contactos mantenidos con otros centros de investigación. Fueron especialmente positivas las excursiones de trabajo realizadas en el Prebético en colaboración con las universidades de Granada y Alicante y en las que participaron varios geólogos de estos centros: J.A. Vera, A. Estévez, P.A. Ruiz Ortiz, A. Pina, M. López Arcos y J.M. Castro.

Deseo recordar igualmente la buena acogida que, durante mi estancia en la Université de Provence, tuve por parte del personal del Centre de Sédimentologie - Paléontologie. Las discusiones científicas, tanto en el laboratorio como en el campo, mantenidas con Jean-Pierre y Christine Crumière, Christian Brocard y Pierre Masse hicieron que la estancia fuera especialmente útil.

En las labores técnicas han participado distintas personas del Departamento de Estratigrafía y del Instituto de Geología Económica, a las que me gustaría agradecer no sólo el trabajo llevado a cabo sino también el interés y la amabilidad con que fue realizado. Gilberto Herrero elaboró la mayor parte de las láminas delgadas y secciones pulidas, el resto fueron realizadas por José Luis González Galán. María Luisa Fernández Lidón se encargó de las calcimetrías y los análisis mineralógicos por difracción de Rayos X. Beatriz Moral realizó la mayor parte de los levigados y las preparaciones de polen. Modesto Escudero cubrió las labores de reprografía y encuadernación. José Luis González Pachón realizó el procesado y los montajes fotográficos. Rosario Ojeda colaboró en los trabajos de documentación bibliográfica.

Las tareas administrativas fueron realizadas por María Francisca Arribas, Ana Colera, Beatriz Bartolomé y Rosalía Valdés, a las que quiero agradecer la encomiable labor llevada a cabo en estos años.

La realización de la Tesis ha sido posible gracias al disfrute de una beca de F.P.I. concedida por la C.I.C.Y.T. dentro de la línea de "Recursos Geológicos" del Plan Nacional de Investigación y de una "Ayuda para la realización de Tesis Doctorales" concedida por CajaMadrid. Los trabajos de investigación han sido financiados por los Proyectos ID-452 de la C.A.I.C.Y.T. (1988) Y PB-033101 de la C.I.C.Y.T. (1989-1992). Quiero agradecer la buena disposición y el seguimiento de la investigación que siempre dispensaron la dirección del Departamento de Estratigrafía y la del Instituto de Geología Económica, actualmente regentadas por José Manuel Brell y Alfonso Sopeña respectivamente.

Quiero dedicar especialmente esta Tesis a María Jesús, que durante todos estos años ha participado en su realización, ayudándome en las campañas de campo, revisando críticamente los manuscritos, soportando mi mal humor y animándome siempre. Sólo espero llegar a tener una mínima parte de su paciencia y comprensión con su investigación en hidrogeoquímica.

Por último, hago extensivo el agradecimiento a mi familia y amigos, que de forma menos directa pero no por ello menos importante han hecho posible la culminación de este trabajo.

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

Bajo la dirección del Prof. Lorenzo Vilas, se desarrolla en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.) una línea de investigación centrada en el estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales cretácicos del Prebético y de la Cordillera Ibérica Meridional. Esta tiene como fin el establecimiento de la paleogeografía y modelización de la evolución de esas dos regiones en relación con factores de tipo tectónico, eustático, biológico, climático, etc. Esas regiones corresponden respectivamente y durante el intervalo mencionado, con el sector más septentrional de la Margen Bética y el más meridional del Surco Ibérico, las dos cuencas que configuraban la macropaleogeografía del sureste de la Placa Ibérica durante el Cretácico.

Dentro de esta línea de investigación se inscriben los trabajos correspondientes a esta Tesis Doctoral, la cual persigue los mismos objetivos básicos del análisis de cuencas sedimentarias, si bien limitados a un área y un tiempo más restringidos: Las investigaciones se centran en el Cretácico superior de una región concreta del Prebético: el Altiplano de Jumilla - Yecla. Los materiales generados en ese intervalo tuvieron su origen en las plataformas carbonatadas y mixtas desarrolladas sobre las zonas más externas de la Cuenca Bética, que constituye, como hemos indicado, la margen meridional de la Placa Ibérica durante el período considerado.

El Altiplano de Jumilla - Yecla constituye un sector clave en las reconstrucciones paleogeográficas del sureste de España para el Cretácico superior. Tiene una posición privilegiada para establecer correlaciones interregionales: limita

al sureste con el Subbético, donde se produce sedimentación de cuenca, y al noroeste con el Dominio de Albacete, caracterizado por el desarrollo dominante de ambientes continentales. Por otro lado su proximidad con el sector meridional del Surco Ibérico, donde se desarrollan fundamentalmente plataformas carbonatadas, permite establecer una correlación entre las evoluciones de las plataformas desarrolladas en dos cuencas diferentes: la bética y la ibérica.

En el momento de plantear la presente Tesis Doctoral, el estado de conocimientos que existía sobre las plataformas carbonatadas del Cretácico en el sureste de España constituyó una razón de peso en la elección del tema de trabajo. Con respecto a este punto cabe destacar:

a. La existencia de escasos de trabajos modernos de investigación estratigráfica y sedimentológica sobre el Cretácico superior del sector prebético del Altiplano de Jumilla - Yecla. Estos se restringían casi exclusivamente a las Tesis Doctorales de Fourcade (1970) y Azéma (1977), ambas de carácter geológico-regional.

b. La existencia de una cartografía geológica regional moderna, levantada bajo la dirección del Instituto Geológico y Minero de España a finales de los años setenta y principios de los ochenta. Cubre casi la totalidad de la región estudiada y constituye una base geológica suficientemente amplia como para permitirnos iniciar rápidamente un trabajo estratigráfico y sedimentológico detallado.

c. La existencia de un importante cúmulo de datos sobre los materiales del Cretácico superior en la vecina Cordillera Ibérica Meridional, sobre todo tras el trabajo de síntesis de Vilas *et al.* (1982) y la Tesis Doctoral de Giménez (1987). Este aspecto es importante pues permite en todo momento comparar con dichos trabajos los datos y conclusiones que se vayan obteniendo en el sector Prebético, y así establecer la correlación entre las cuencas Ibérica y Bética. Este es además uno de los objetivos básicos de la línea de investigación en que se integra el presente trabajo. La Tesis de Giménez se ubica en la región de Almansa-Requena, que representa el sector más meridional de la Cordillera Ibérica, situado inmediatamente al Norte de la región que aquí se estudia, enmarcada ya en el Prebético.

d. La existencia de reconstrucciones paleogeográficas de correlación entre la Ibérica Meridional y la región del Altiplano para algunas etapas del

Cretácico inferior (Arias *et al.*, 1987, 1988, 1989) constituía un patrón de referencia para la modelización de esas cuencas y sus relaciones durante el Cretácico superior.

e. La disponibilidad de modelos evolutivos generales para el Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (p.e.: Vera, 1986 y 1988; Martín Algarra, 1987) suponía la posibilidad de situar las plataformas prebéticas en un marco geodinámico y evolutivo concreto dentro de la Margen Bética.

Una vez escogido el tema de estudio, se plantearon los siguientes objetivos básicos sobre los que desarrollar la investigación:

.Estudio litoestratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla.

.Análisis secuencial de los mencionados materiales. Ello conlleva la localización de las interrupciones sedimentarias mayores y la delimitación y jerarquización de unidades genéticas de depósito.

.Reconstrucción de la paleogeografía del sector estudiado para diferentes etapas de evolución dentro del Cretácico superior.

.Modelización de la evolución de este sector de la cuenca, deduciendo los factores (tectónicos, eustáticos, climáticos) que controlaron la misma. Correlación entre las zonas Prebética y Subbética.

.Relaciones paleogeográficas durante el Cretácico superior entre las plataformas del Prebético y sus coetáneas en el sector meridional de la Cuenca Ibérica.

.Integración de las plataformas prebéticas en el marco evolutivo de la Placa Ibérica y del Tethys occidental.

1.2 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Los afloramientos que aquí se estudian se enmarcan, dentro de las Cadenas Béticas, en el Altiplano de Jumilla-Yecla. Este constituye la más septentrional de las comarcas naturales en las que se divide la provincia de Murcia (Roselló Verger *et al.*, 1969; Roldán *et al.*, 1989), con una superficie superior a los 3.000 km^2 (fig. 1). Sobre el Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 abarca, total o parcialmente, las hojas de Montealegre del Castillo (818), Caudete (819), Hellín (843), Ontur (844), Yecla (845), Isso (868), Jumilla (869), Pinoso (870) y Cieza (891). Por su situación, es una región de transición entre el área mediterránea y la Meseta, que separa a su vez el País Valenciano de la Andalucía Oriental.

Aunque bajo la denominación del Altiplano se recoge actualmente, desde un punto de vista territorial, una de las doce comarcas que constituyen la Región de Murcia, los límites naturales (orográficos) de esta región se prolongan ligeramente en las provincias circundantes de Albacete y Alicante. Está limitada al noreste por el Valle del Vinalopó, al sureste por la Vega Alta del Segura y al noroeste presenta un tránsito bastante gradual con la Meseta. El límite oriental se prolonga hasta el sector Sax-Pinoso, al sureste de la Sierra de las Salinas. Esta sierra, hoy perteneciente a la provincia de Alicante, estuvo bajo la jurisdicción de Yecla hasta 1836.

Desde un punto de vista fisiográfico, destaca la elevada altitud media de la altiplanicie (en torno a los 400-600m), base topográfica de la que surgen las alineaciones montañosas que, con direcciones predominantes SW-NE, son el rasgo geomorfológico más llamativo de la región. Esta orografía llevó a Echeandía (1979) a describir el paisaje como *"fantasmagórico, lunar, destacándose los montes en el horizonte como una sucesión de pirámides desdentadas, con una belleza poderosa"*. Las principales alineaciones son, de norte a sur, la Sierra del Cuchillo, la Sierra del Príncipe, la Sierra de la Cingla, la Umbría de la Pava, la Sierra del Buey, la Sierra del Serral, la Sierra de las Salinas, la Sierra del Molar, la Sierra Larga, la Solana del Sopalmo y la Sierra del Carche, alcanzando esta última la máxima cota topográfica de la región (1375m). Estos accidentes orográficos están, en su mayor parte, constituidos por los materiales carbonáticos del Cretácico superior. El desnivel topográfico entre las cumbres y los valles ronda los 500-700m. Al pie de las alineaciones montañosas se desarrollan extensos y potentes abanicos aluviales que

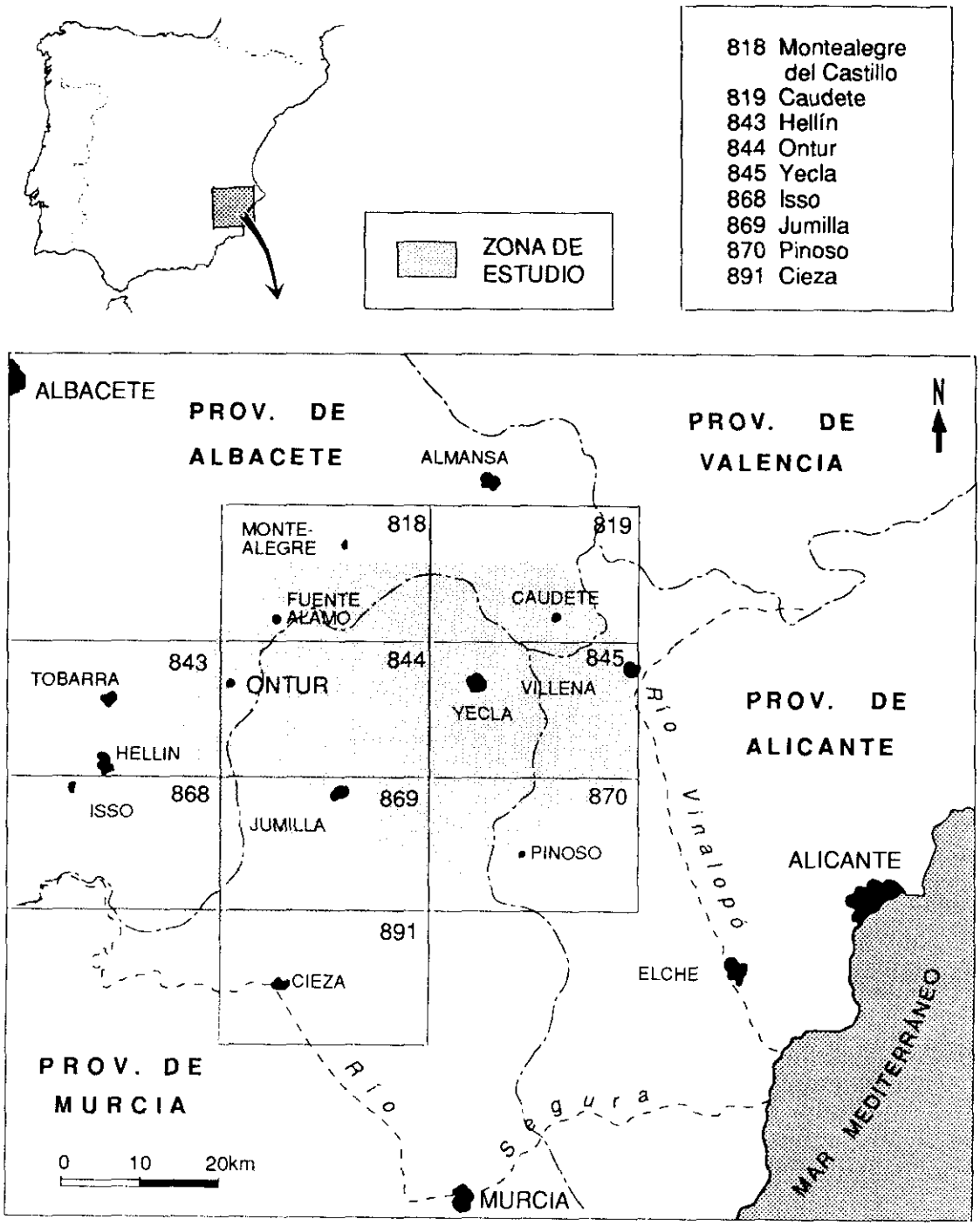


Fig. 1: Situación del Altiplano de Jumilla - Yecla

cubren casi totalmente esos valles, únicamente excavados por la erosión producida por la escorrentía de ramblas. Estas sierras y abanicos confieren gran singularidad al paisaje y van a repercutir fuertemente en la agricultura, centrada esencialmente en el viñedo. Precisamente este aspecto dio nombre durante mucho tiempo a la comarca: en el siglo XIX era conocida como las Tierras del Vino y, ya a comienzos

del presente, como el Viñedo de Jumilla-Yecla. El clima es casi mediterráneo, con inviernos fríos a suaves, veranos tórridos y precipitaciones escasas. Son característicos los fuertes vientos del NE y la red fluvial se reduce a ramblas y arroyos de escorrentía esporádica.

1.3 ENCUADRE GEOLÓGICO

La mayor parte de la región del Altiplano de Jumilla - Yecla se enmarca dentro del Dominio Prebético. Solamente su área más noroccidental se incluye dentro del Dominio de Albacete.

El Prebético constituye el dominio más septentrional de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (*sensu* García Hernández *et al.*, 1980), y, desde un punto de vista paleogeográfico representa, durante el Cretácico, la región proximal de la Margen Bética, anexa al área continental de la Meseta y caracterizada por el desarrollo de vastas plataformas carbonatadas o mixtas carbonático - siliciclásticas.

El Dominio de Albacete abarca una extensa región situada entre la Cordillera Ibérica y el Prebético, caracterizada por presentar diferencias notables tanto estructurales como estratigráficas con ambos dominios: Presenta una tectónica alpina mucho más suave y las series estratigráficas cretácicas muestran un registro muy incompleto en el cual los sedimentos continentales tienen especial relevancia. Además, a partir de los datos disponibles del subsuelo (I.T.G.E., 1990), se observa como el basamento se sitúa a mucha menor profundidad en el Dominio de Albacete (menos de 2.000m en la zona de Tobarra - Hellín - Las Hermanas de Jumilla) que en el Prebético (más de seis mil en Sierra Larga).

Durante el Cretácico, el Dominio de Albacete constituía un bloque elevado y relativamente estable (debido a que se encuentra situado sobre las estribaciones más orientales del macizo hercínico de la Meseta) que individualizaba el Dominio Prebético de la Cuenca Ibérica.

En la figura 2 se han representado, sobre el mapa de afloramientos cretácicos del sureste de España, los principales dominios tectosedimentarios existentes durante el Cretácico.

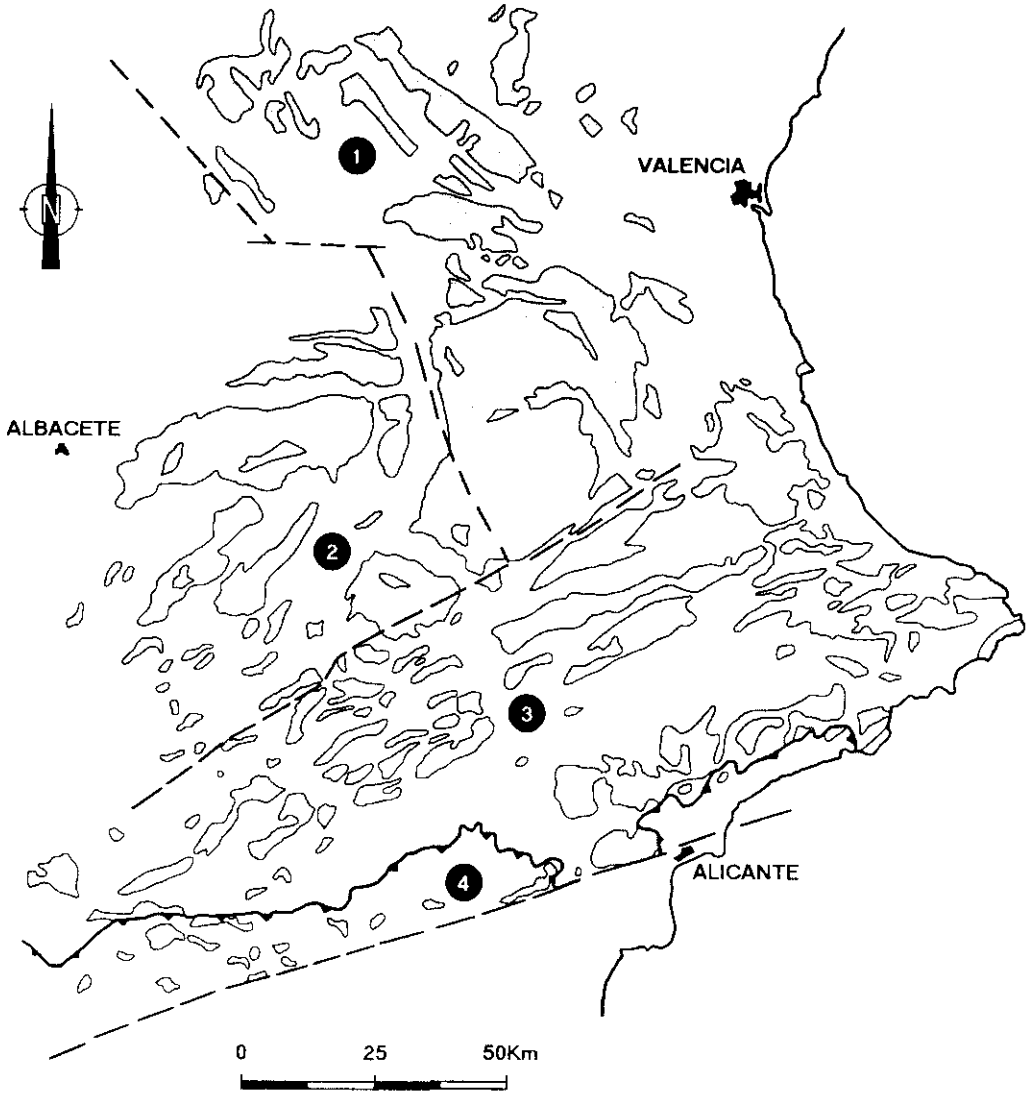


Fig. 2 : Dominios tectosedimentarios del sureste de la Península Ibérica durante el Cretácico.

1.3.1. TECTÓNICA

El conjunto de materiales jurásicos, cretácicos y terciarios preorogénicos que afloran en el Prebético constituyen una cobertera autóctona o parautóctona, despegada del basamento a favor de los materiales salinos del Trías (Vera, 1986). Esta cobertera se plegó y fracturó intensamente durante la Orogenia Alpina.

Actualmente, la Región del Altiplano presenta una fuerte estructuración tectónica que viene controlada por dos grandes familias de fracturas, las cuales presentan unas directrices típicamente béticas.

La primera de ellas agrupa una serie de grandes fallas con una dirección aproximada N60°E, que condicionan fuertemente la disposición geomorfológica en sierras y valles longitudinales sucesivos. A favor de estas fracturas se produce, durante la compresión alpina, un acortamiento y variable según los puntos, que se refleja en el plegamiento e imbricación de los materiales de la cobertera. La vergencia de los pliegues y fallas inversas es dominantemente hacia el noroeste, si bien se han encontrado accidentes con directrices opuestas. El acortamiento producido durante la etapa alpina nunca ha sido cuantificado de manera precisa, fundamentalmente en razón de los escasos datos geológicos existentes sobre el subsuelo de esta región, si bien estimaciones generales para las zonas externas de la Cordillera Bética realizadas por Azéma *et al.* (1979a) otorgan valores entre el 50 y el 65% de acortamiento mínimo. Estos accidentes han podido sufrir igualmente saltos en dirección de gran magnitud, tal y como han puesto de manifiesto diversos autores en zonas próximas del Prebético (Hermes, 1978; Estévez *et al.*, 1986; Vera, 1986).

La segunda familia de fracturas sigue una dirección aproximada N120°E, y está constituida por grandes accidentes transcurrentes, que determinan cambios bruscos tanto en las directrices tectónicas como estratigráficas. Estas estructuras tienen hoy su reflejo en los extensos "corredores" o valles transversales a las alineaciones de las sierras, y su característica geológica más relevante es el afloramiento de cuerpos diapíricos de materiales salinos triásicos, que se inyectaron a favor de esos accidentes en la orogenia alpina.

En lo referente a la edad de las etapas compresivas, Vera (1986) afirma que el plegamiento tuvo lugar en varias etapas, que quedan marcadas en discordancias

dentro del Prebético y, que aunque las principales fases se produjeron en el Mioceno medio, episodios tardiorogénicos se han sucedido al menos hasta el Tortoniense. Los grandes accidentes con salto en dirección se produjeron con posterioridad a las fases principales de plegamiento.

1.3.2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales triásicos a los que nos hemos referido son los más antiguos que afloran en el Altiplano de Jumilla - Yecla. Están constituidos básicamente por series evaporíticas (facies Keuper) en las que se reconoce un tramo basal esencialmente detrítico, uno intermedio arcilloso - yesífero y uno superior evaporítico (Mancheño Jiménez y Rodríguez Estrella, 1985). Los materiales evaporíticos del Trías afloran en la región del Altiplano espectacularmente en forma de grandes diapiros más o menos alineados, en los cuales se encuentran grandes masas de halita (Torres y Sánchez, 1990), de las cuales muchas de ellas se encuentran actualmente en explotación (Salero de la Rosa, Pinoso...). Esos autores estiman espesores superiores a los seiscientos metros para el Keuper de esta región. Así mismo, conviene señalar la presencia de niveles carbonáticos sobre el Keuper, que Ortí (en Ortí *et al.*, 1990) atribuye al *infralías* de la Formación Imón.

Los afloramientos de materiales jurásicos son sólo puntuales en la región considerada, destacando esencialmente las series dolomíticas del Lías y Dogger, que constituyen una megasecuencia deposicional en continuidad con los materiales triásicos (Vera *et al.*, 1989a), y los materiales fundamentalmente carbonático-margosos del Oxfordiense medio - Kimmeridgiense inferior, asimilables a otra megasecuencia según los mismos autores. Por último, una tercera megasecuencia abarcaría desde el Kimmeridgiense medio al Valanginiense inferior. Esta tiene naturaleza esencialmente carbonática y aparece únicamente representada en los sectores más meridionales del Altiplano, estando su distribución fuertemente controlada por la tectónica sinsedimentaria.

El Cretácico inferior aflora más extensamente que el Jurásico, constituyendo series de espesor muy variable y naturaleza mixta carbonático-siliciclástica, cuya génesis se encuentra en ambientes sedimentarios que oscilan entre continentales y los propios de una plataforma externa, alcanzando especial desarrollo las facies de tipo *urgoniano*, típicas de zonas someras de la plataforma. Sobre estas series, Vilas y

Arias (comunicación personal) diferencian seis secuencias deposicionales, cuyas edades son respectivamente: Valanginiense superior - Hauteriviense, Barremiense *p.p.*, Barremiense terminal - Bedouliense *p.p.*, Bedouliense terminal - Gargasiense inferior, Gargasiense superior - Clansayesiense *p.p.* y Clansayesiense *p.p.* - Albiense superior *p.p.*

Las series del Cretácico superior afloran extensamente en todo el Altiplano de Jumilla - Yecla, constituyendo el grueso de la mayor parte de las alineaciones montañosas. El estudio de las mismas es el objetivo de esta Tesis, por lo que no entraremos ahora en detalles. De manera general se han diferenciado tradicionalmente y de más antiguo a más moderno: (1) un complejo dolomítico que se apoya sobre terrígenos asimilados genéricamente a la Formación Utrillas, (2) un complejo esencialmente calcáreo y (3) un complejo de composición mixta calcáreo-siliciclástica. Sus edades respectivas son Albiense superior - Cenomaniense, Cenomaniense-Senoniense inferior y Senoniense superior.

530526987

En cuanto al Paleógeno, presenta series de potencia variable, que son de naturaleza carbonática o mixta y origen marino en la zona más meridional de la región estudiada (Kenter *et al.*, 1990), mientras que en el sector septentrional pueden tener también naturaleza evaporítica y su origen se asocia a medios continentales (Fourcade, 1970).

Dentro de las series neógenas destaca la presencia de calizas y calizas arenosas del Mioceno, que afloran extensamente en muchas sierras, apoyándose discordantemente sobre materiales más antiguos, especialmente del Cretácico superior. Además, son abundantes las formaciones conglomeráticas y terrígenas en general, de más difícil datación y que afloran en numerosos puntos de la región estudiada. Así mismo, conviene mencionar la presencia de pequeños afloramientos de rocas volcánicas denominadas *jumillitas* (Osann, 1906), extruidas durante el Mioceno superior.

Entre las formaciones plio-cuaternarias, las que mayor desarrollo presentan, sin duda, son las generadas por extensos abanicos aluviales que ocupan los grandes valles intermontañosos.

1.3.3. DIVISIONES GEOLÓGICAS

Son muchos los autores que, con criterios dispares y en ocasiones muy subjetivos, han establecido diferentes subdivisiones geológicas para las Zonas Externas de la Cordillera Bética. La profusión de nombres referidos a diferentes dominios, sectores, etc. ha provocado un caos nomenclatorial inmanejable. Por ello, y dado que muchas de estas divisiones afectan a la zona de estudio y han alcanzado cierta profusión en la literatura geológica regional, se ha considerado necesario realizar una revisión sucinta de las mismas, que permita sintetizar los antecedentes regionales y justificar la división que adoptaremos para el área estudiada (fig. 3).

El término Prebético fue inicialmente propuesto por Blumenthal (1927) para designar *las unidades parautóctonas situadas entre el Subbético y el Mesozoico ibérico*, los cuales considera respectivamente como el *frente alóctono* y el *autóctono septentrional* en la provincia de Jaén. Fallot (1928, 1943, 1948), que estudia zonas más extensas y orientales, utiliza el término Prebético con sentido más amplio, incluyendo también en él el *Mesozoico Ibérico* debido a la dificultad de separar este sector del Prebético *s.s.* en muchos puntos. Así, la división original se basa en criterios estrictamente tectónicos, y el límite Prebético - Subbético se marca por la existencia de un frente de cabalgamiento importante.

A partir de los años 60, la realización de distintos trabajos de investigación (Busnardo, 1960; Azéma, 1966a; Foucault, 1971) permite diferenciar, con criterios no sólo tectónicos sino también estratigráficos, unidades tectosedimentarias de características propias, muchas veces difícilmente atribuibles a uno u otro dominio de Blumenthal. Son, fundamentalmente, las unidades intermedias de Foucault (1960-65, 1971), definidas en el Prebético de Andalucía; la serie de los Villares y el Prebético de Jaén de Busnardo (1960); la diferenciación del Prebético de Alicante (Azéma, 1966a); y, por fin, la división del Prebético de Alicante en dos unidades, meridional y septentrional (Azéma, 1971; Foucault, 1971).

Azéma *et al.* (1973) proponen, para las zonas externas de las Béticas en su conjunto, una división en dominios paleogeográficos: la *Plataforma Norcitrabética* constituiría la región caracterizada por el desarrollo dominante de plataformas durante el Cretácico y parte del Terciario; al sureste de la misma se encontraría el

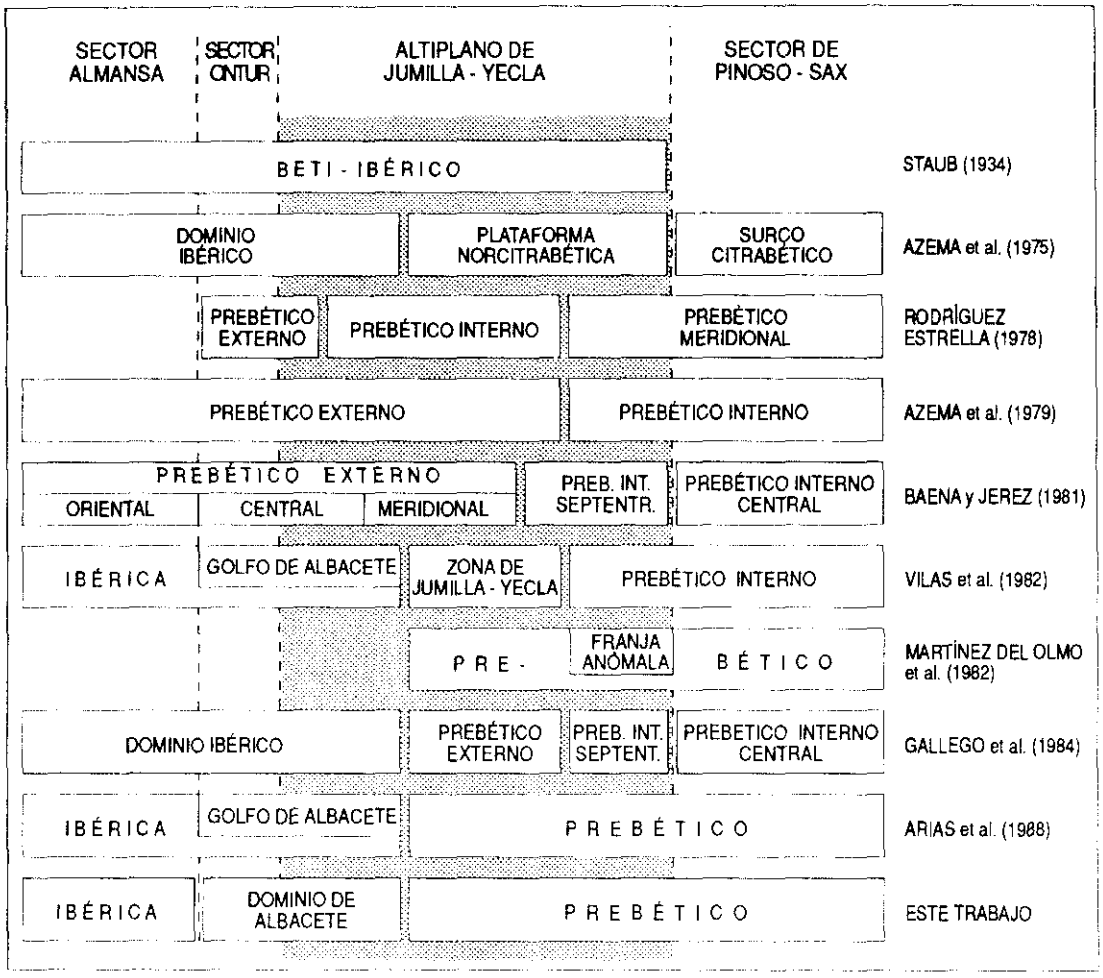


Fig. 3 : Síntesis de las principales divisiones geológicas propuestas para el sector estudiado (trama gris).

Surco Citrabético, con sedimentación esencialmente pelágica, mientras que al noroeste define tres dominios: *Mesetario, Ibérico y Valenciano*, que se suceden desde el suroeste hacia el noreste ocupando una franja muy amplia. Es importante señalar que el límite entre la Plataforma Norcitrabética y el Surco Citrabético no coincide, en muchos puntos, con el límite estructural Prebético-Subbético, por lo que Azéma (1977) separa el Surco citrabético cabalgante, enmarcado en el Subbético, del Surco citrabético englobado en las áreas más meridionales del Prebético, que presenta series con proporciones importantes de materiales generados en plataformas continentales.

Por otro lado, en la transversal de Elche de la Sierra, Jerez (1973) llega a diferenciar, dentro del ámbito del Prebético s.l., cuatro dominios: *Externo, Interno, Meridional y Unidad Intermedia (o Subbético Externo s.l.)*, que retoma Rodríguez Estrella (1979) en su Tesis, con leves modificaciones en cuanto a nomenclatura. Este

autor incluye bajo el nombre de *Prebético meridional* las Unidades Intermedias, el Prebético de Alicante y el Prebético meridional propuestos por Jerez.

Posteriormente, Baena y Jerez (1982), en un ensayo de síntesis para las Zonas Externas de las Béticas, llevan al límite la diferenciación de subunidades reconociendo, sólo para el Prebético, siete dominios generales. Estas subdivisiones, poco prácticas desde el punto de vista integrador del análisis de cuencas, revelan, sin embargo, la diversidad estratigráfica y estructural de estas regiones.

Azéma *et al.* (1979a), García Hernández *et al.* (1980), Vera *et al.* (1982) y Vera (1986) definen la *Zona Prebética* como la región cuyos límites son:

.Límite meridional: Viene dado por el frente de cabalgamiento de las Unidades Intermedias y/o la Zona subbética;

.Límite septentrional: Al oeste del sector de Alcaraz viene dado por el borde meridional de la Meseta (que a su vez se determina como la franja que constituye el límite erosión-depósito durante el Mesozoico), mientras que al este de Alcaraz el límite lo constituye el Sistema Ibérico. Sin embargo, estos autores reconocen, como ya habían hecho con anterioridad Fourcade (1970) y otros, que el límite con el Sistema Ibérico se realiza sin grandes cambios estratigráficos, hasta el punto de que el criterio seguido para delimitar la Zona Prebética y el Sistema ibérico debería ser, en su opinión, esencialmente tectónico.

Por otro lado, el límite occidental se sitúa próximo a Martos (Jaén), donde se pierden los materiales prebéticos al quedar debajo del alóctono del Guadalquivir y de los materiales neógenos de relleno de la depresión del Guadalquivir. Dentro de Prebético, y excluyendo el Prebético de Alicante, que presenta un mayor alcance de las facies pelágicas, Azéma *et al.* (1979a) proponen la diferenciación de un subdominio interno y otro externo, cuyos límites vienen dados por aspectos paleogeográficos reflejados en los siguientes criterios:

.La posición de la línea de costa durante el Portlandiense-Neocomiense.
.Límite de la franja sin depósito del Senoniense inferior.
.Existencia de Paleógeno marino.
.Mayor abundancia de detríticos en los términos litológicos del Cretácico superior del Prebético externo.

Estos aspectos permiten cuanto menos intuir la existencia de un elemento tectónico, longitudinal al borde de la cuenca, que tuvo importancia paleogeográfica en determinados períodos de la historia de la Margen Bética. Este también fue denominado como *zona intermedia* entre Prebético interno y externo por Baena (1981) o como *franja anómala* por Martínez del Olmo *et al.* (1982).

Por otro lado, distintos autores que trabajaron en la Cordillera Ibérica vieron cómo, hacia el sur, el tránsito con las Cadenas Béticas es siempre de variable y de difícil ubicación, dependiendo de los criterios (tectónicos y estratigráficos) utilizados. Así, la región denominada elegantemente por Fourcade (1970) como los "confines de las Cordilleras Bética e Ibérica", ha sido durante años tema de controversia, al no quedar bien establecidos los límites entre ambas. Arias (1978) reconoce, para el Jurásico superior y el Cretácico inferior, que la región del noreste de Albacete presenta, además de características estratigráficas propias, una doble relación paleogeográfica con las Cordilleras Ibérica y Bética, pero especialmente con la primera. Mas (1981) propone, dentro del Sistema Ibérico suroccidental, un "sector manchego limítrofe con las zonas externas de las Cordilleras Béticas". Este mismo sector es considerado después como un accidente paleogeográfico importante durante el Cretácico inferior (Vilas *et al.*, 1982), al que se dio, por sus peculiaridades estratigráficas, el nombre de "Golfo de Albacete". Pero estos autores prolongan aún más la extensión la Cordillera Ibérica hacia el sur, de tal manera que el límite con la Cuenca Bética s.s. es brusco, y se sitúa al sur de la que denominaron "Zona de Jumilla-Yecla", es decir, en la divisoria de lo que Azéma *et al.* (1979a) había considerado como límite entre Prebético interno y externo.

Esta división ha sido retomada en distintos trabajos (Arias *et al.*, 1988; Giménez *et al.*, 1990, 1991a, 1991b), si bien la zona de Jumilla-Yecla se asimila al Prebético y la región de Albacete aparece como un elemento separador de ambas cuencas para el Cretácico, que estaría además caracterizado por su relativamente elevada estabilidad tectónica y por tener el zócalo rígido de la Meseta Ibérica a escasa profundidad.

Por otra parte, Sanz de Galdeano (1983) reconoce en el arco tectónico de Játiva-Alcaraz la separación de las zonas externas de las Béticas y la Meseta o los materiales de la Cordillera Ibérica. Este accidente es interpretado como *un cabalgamiento del Prebético sobre los materiales de la Cordillera Ibérica*, aunque admite que esta megafractura está muy desdibujada en el sector Almansa-Chinchilla, justo al norte del Altiplano de Jumilla - Yecla.

A modo de síntesis, en la figura 2 se detalla la posición del Altiplano de Jumilla - Yecla y sus regiones colindantes en las principales divisiones geológicas propuestas para esta región del sureste de España.

La división que se sigue en este trabajo se basa esencialmente en los trabajos realizados en los últimos años en esta región, así como en una revisión bibliográfica minuciosa. En ella se consideran como elementos paleogeográficos y estructurales básicos de la zona de estudio el Dominio Prebético y el Dominio de Albacete.

Como ya se ha indicado, la mayor parte del Altiplano de Jumilla - Yecla queda enmarcada dentro del Prebético, quedando únicamente su zona más noroccidental englobada en el Dominio de Albacete.

1.3.4. SECTORES DEL ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA

Desde un punto de vista práctico, para la realización de esta tesis, la región del Altiplano se divide en una serie de sectores geográficos. Se ha intentado que los límites entre estos sectores coincidan con los cambios estratigráficos más notables, que se irán describiendo a lo largo de los siguientes capítulos. Estos sectores son (fig. 3):

Dominio de Albacete: Comprende un único sector que abarca la zona más occidental del Altiplano.

Dominio Prebético: Comprende cuatro sectores:

-**Sector Noroccidental** (Abarca la Sierra del Cuchillo, la Sierra de las Moratillas, el Morrón del Puerto, la Sierra de la Magdalena, la Sierra del Escabezado...)

-**Sector Central** (Abarca la Sierra del Príncipe, la Sierra de la Lácera, la Sierra de la Cingla, la Sierra del Buey, la Umbría de la Pava, la Cuerda del Patojo, la Sierra del Molar, los Cerricos del Campo, la Estación del Carche, Jumilla...)

-**Sector Meridional** (Incluye el Macizo de Santa Ana y Sierra Larga)

-**Sector Suroriental** (Comprende la Sierra del Carche, la Sierra de Salinas y la Solana del Sopalmo).

1.4 METODOLOGÍA

De acuerdo con la problemática planteada, expuesta en el apartado 1.1., la investigación realizada conlleva una metodología concreta y ya habitual en los trabajos de índole estratigráfica, sedimentológica y paleogeográfica. En este capítulo se exponen, de manera breve, los aspectos básicos de esta metodología que comprende trabajos de campo, laboratorio y gabinete.

1.4.1. TRABAJO DE CAMPO

El trabajo realizado sobre el terreno constituye el pilar fundamental sobre el que se desarrolla el presente estudio. Dentro de éste hay que resaltar las siguientes labores (fig. 4):

a. Ejecución de una cartografía geológica detallada de los afloramientos del Cretácico superior estudiados y de su entorno, resaltando las unidades litoestratigráficas descritas y la fuerte estructuración tectónica que éstos presentan. Esta cartografía, debido a los objetivos del trabajo, se ciñe casi exclusivamente al Cretácico superior y, en especial, a aquellos puntos en los que la cartografía preexistente no tiene el suficiente detalle para los objetivos perseguidos o plantea problemas, fundamentalmente en cuanto a la atribución y diferenciación de determinados litosomas con características muy afines pero de posiciones estratigráficas dispares. Por otro lado, la delimitación de los accidentes tectónicos mayores tiene especial importancia, por dos aspectos: el acortamiento y/o movimiento transcurrente postsedimentario que representan, y el papel que desempeñaron en el momento de la sedimentación, durante el Cretácico superior (control paleogeográfico, subsidencia diferencial, etc.). Para estos trabajos de cartografía detallada se ha utilizado como base el conjunto de fotografías aéreas de escala aproximada 1:18.000 y 1:33.000. En puntos

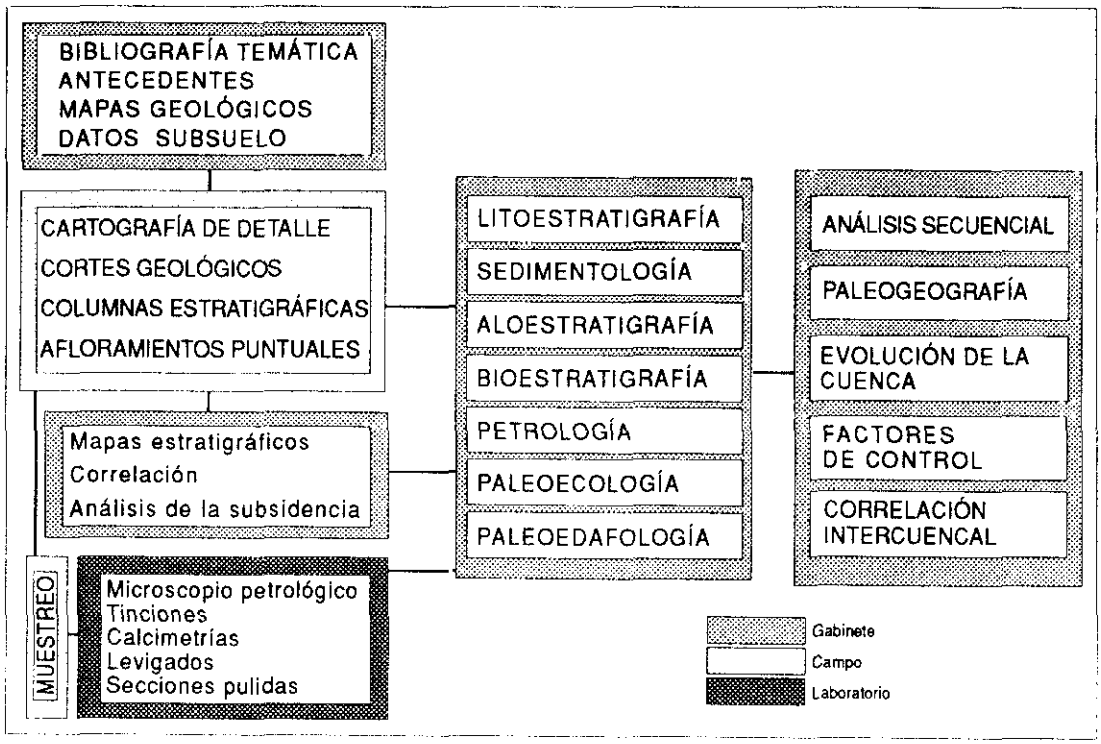


Fig. 4 : Metodología

concretos donde el detalle lo requería, se utilizaron ampliaciones de las anteriores a escala 1:10.000.

b. Realización de columnas estratigráficas detalladas. La singularidad de la zona estudiada, donde los afloramientos son extensos pero están aislados unos de otros por los valles hoy cubiertos por sedimentos más recientes, fundamentalmente abanicos aluviales, y las fuertes diferencias litológicas y de potencia existentes entre unos y otros afloramientos, ha supuesto el imperativo de reconocer todos ellos y obtener toda la información que fuese posible. Por ello, se han realizado un número muy elevado (más de setenta) de columnas y cortes estratigráficos en una región que ocupa un área inferior a los 10.000 Km^2. Algunas de estas series, con espesores inferiores a la centena de metros, aportan sin embargo datos de gran importancia para la correlación entre columnas más distantes y, por tanto, para la reconstrucción paleogeográfica de la región. Además, se han estudiado numerosos afloramientos puntuales de los que no se hace una descripción explícita, pero a los que nos referiremos ocasionalmente en el texto de esta memoria. La posición de las columnas levantadas y afloramientos estudiados se detalla en la figura 5.

El levantamiento de columnas y cortes estratigráficos constituye la principal labor desarrollada sobre el terreno. La diferenciación de tramos en estas columnas se ha hecho fundamentalmente en función de criterios litológicos y sedimentológicos, esto es, se han establecido de acuerdo con las variaciones de las facies y, cuando ha sido posible, según el carácter o disposición secuencial de las mismas y en la existencia de discontinuidades o interrupciones sedimentarias. Por todo ello, las columnas y cortes presentan una fuerte carga sedimentológica.

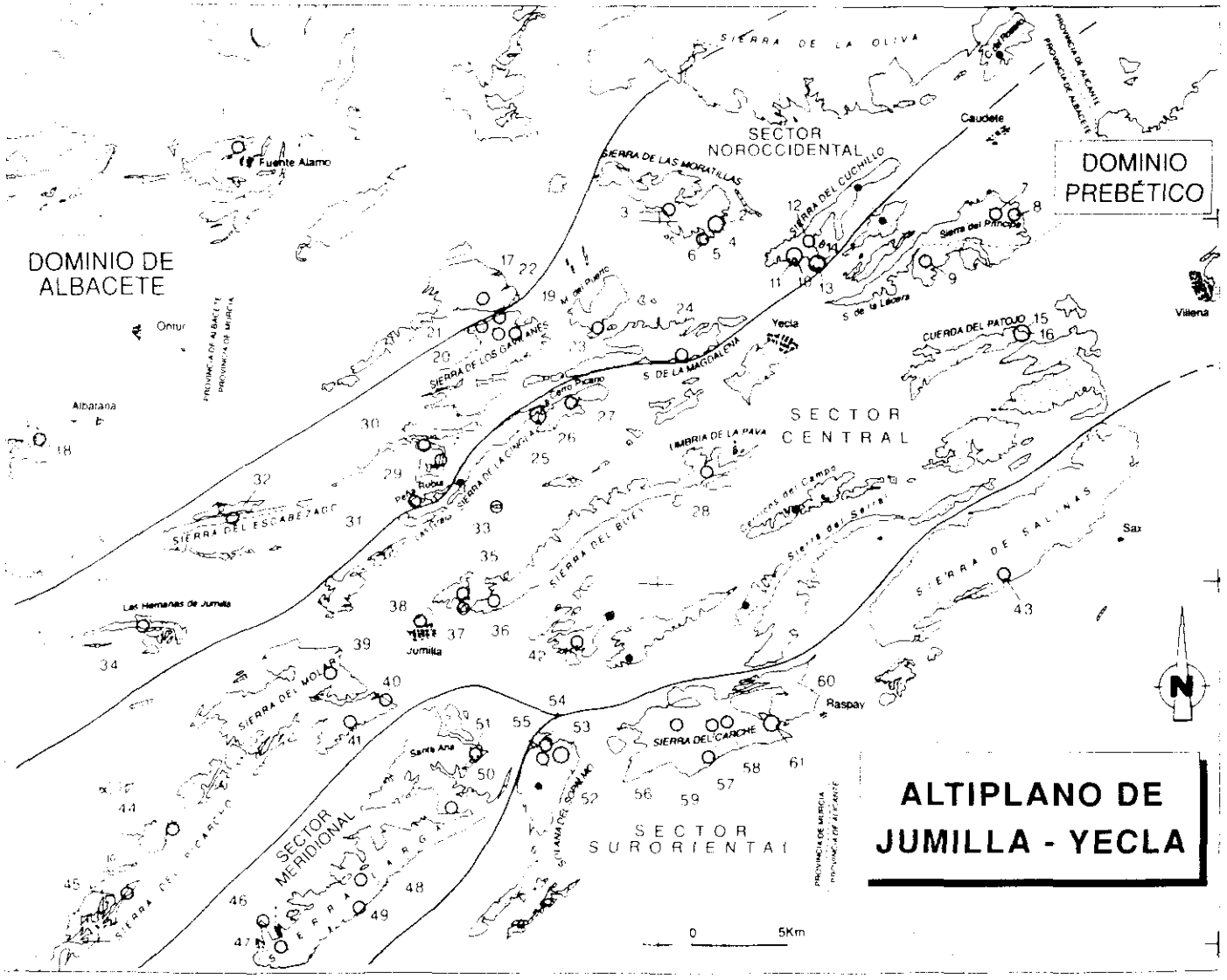
Simultáneamente al levantamiento de los anteriores, se realiza una minuciosa recolección de muestras de roca y, en la medida de lo posible, de macrofósiles para su posterior estudio en el laboratorio.

1.4.2. TRABAJO DE LABORATORIO

Dentro de los trabajos realizados en el laboratorio se incluye el tratamiento y estudio de las muestras recogidas durante las campañas de campo. A grandes rasgos podemos distinguir:

a. Análisis de microfacies: constituye el estudio microscópico de más de mil láminas delgadas y secciones pulidas de otras tantas muestras de naturaleza esencialmente carbonatada, centrado en los aspectos sedimentológicos, paleontológicos y diagenéticos de las mismas. De una manera indirecta, los aspectos paleoecológicos y paleoedafológicos también se contemplan. Para la determinación mineralógica y geoquímica sobre las láminas se ha procedido a la tinción de muchas de ellas con Rojo de alizarina y amarillo de titanio, siguiendo los criterios propuestos por Friedman (1959) y Choquette & Trusell (1978), respectivamente.

En el estudio petrográfico de estas muestras se han seguido las clasificaciones de rocas carbonáticas de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962), que consideramos complementarias, así como la ampliación que de la última realizaron Embry & Klovan (1971). Para las muestras siliciclásticas se han seguido esencialmente los criterios expuestos en Folk (1974a) y Pettijohn *et al.* (1972).


DOMINIO DE ALBACETE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
SECTOR MERIDIONAL
SECTOR SURORIENTAL
SIERRA DE LA OLIVA
SIERRA DE LAS MORATILLAS
SIERRA DEL CUCHILLO
SIERRA DE LOS GAVANES
S. DE LA MAGDALENA
CUERDA DEL PATOJO
LOMBRIA DE LA PAVA
SIERRA DEL ESCABEZADO
SIERRA DEL BUEY
SIERRA DE SALINAS
SIERRA DEL MOLAR
SIERRA DEL CARCHE
SIERRA DEL PEDREGAL
SIERRA DE ARGALLA
Fuente Alamo
Ontur
Albatana
Las Hermanas de Jumilla
Jumilla
Santa Ana
Yecla
Caudete
Villena
Sax
Raspay
0 5Km
ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA

COLUMNAS Y CORTES ESTRATIGRÁFICOS

1. COLUMNA DEL CEMENTERIO DE FUENTE ALAMO
2. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS I
3. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS II
4. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS III
5. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS IV
6. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS V
7. COLUMNA DEL PEÑÓN GRANDE
8. COLUMNA DEL PEÑÓN GRANDE NORTE
9. COLUMNA DE LOS MOJONES (SIERRA DEL PRÍNCIPE)
10. COLUMNA SIERRA DEL CUCHILLO SUR
11. COLUMNA MONTE DE CARADA (S. DEL CUCHILLO)
12. COLUMNA SIERRA DEL CUCHILLO NORTE
13. COLUMNA DE LA HOYA DE LA MANSORRILLA I
14. COLUMNA DE LA HOYA DE LA MANSORRILLA II
15. COLUMNA CUERDA DEL PATOJO I
16. COLUMNA CUERDA DEL PATOJO II
17. CORTE DE "EL MADROÑO"
18. CORTE DE ALBATANA
19. COLUMNA DE LOS GAVILANES I
20. COLUMNA DE LOS GAVILANES II
21. COLUMNA DE LOS GAVILANES III
22. COLUMNA DE LOS GAVILANES IV
23. COLUMNA MORRÓN DEL PUERTO
24. COLUMNA DE LA SIERRA DE LA MAGDALENA
25. COLUMNA SIERRA DE LA CINGLA I
26. COLUMNA SIERRA DE LA CINGLA II
27. COLUMNA DE CERRO PICARIO (PUERTO DE JUMILLA)
28. COLUMNA DE LA UMBRÍA DE LA PAVA
29. COLUMNA DE LAS CASAS DE LA CINGLA I
30. CORTE DE LAS CASAS DE LA CINGLA II
31. COLUMNA DEL ALTO DE PEÑARRUBIA
32. COLUMNA DE LA SIERRA DEL ESCABEZADO
33. COLUMNA DE FUENTE DEL PINO
34. COLUMNA DE LAS HERMANAS DE JUMILLA
35. COLUMNA DE CASAS DE EVARISTO (JUMILLA)
36. COLUMNA DE LA SIERRA DEL BUEY
37. COLUMNA DEL BASURERO DE JUMILLA
38. COLUMNA DEL CASTILLO DE JUMILLA
39. CORTE DE LA SIERRA DEL MOLAR (NORTE)
40. COLUMNA DE LA SIERRA DEL MOLAR ESTE
41. COLUMNA DE LA SIERRA DEL MOLAR SUR
42. COLUMNA DE LA ESTACIÓN DEL CARCHE
43. COLUMNA DE LOS CAPELLANES (S. DE SALINAS)
44. COLUMNA DE LA SIERRA DEL PICARCHO NORTE
45. COLUMNA DE LA SIERRA DEL PICARCHO SUR
46. COLUMNA DE LAS CASAS DEL POCICO (S. LARGA)
47. COLUMNA DE SIERRA LARGA SUR
48. COLUMNA DE SIERRA LARGA CENTRO
49. COLUMNA DE "EL HORNILLO" (SIERRA LARGA)
50. COLUMNA DE SANTA ANA I
51. COLUMNA DE SANTA ANA II
52. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO I
53. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO II
54. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO III
55. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO IV
56. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE I
57. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE II
58. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE III
59. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE IV
60. COLUMNA DE RASPAY I
61. COLUMNA DE RASPAY II

● **OTROS AFLORAMIENTOS CITADOS EN EL TEXTO**

Fig. 5 (esta página y la precedente): Mapa de afloramientos cretácicos de la región estudiada, basado en el Mapa Geológico de España E 1:50.000 (Plan Magna). En él se han representado los diferentes dominios y sectores considerados y se han situado las columnas y los cortes estratigráficos levantados, así como otros afloramientos a los que se hace referencia en esta memoria.

El análisis de las microfacies es primordial en el estudio de las rocas carbonáticas y permite precisar las descripciones de las facies realizadas en el campo.

b. Determinación mineralógica de arcillas: En los tramos fundamentalmente lutíticos se ha procedido al análisis de los minerales arcillosos mediante difracción de rayos X, obteniéndose resultados muy satisfactorios para completar las observaciones sedimentológicas realizadas sobre el terreno, especialmente en formaciones de origen lacustre o fluviolacustre.

c. Análisis geoquímicos sobre rocas carbonáticas: aunque el estudio geoquímico detallado de las rocas aquí analizadas dista mucho de los objetivos perseguidos, en muchos casos ha sido de utilidad conocer el residuo insoluble de las mismas, utilizando para ello técnicas de disolución selectiva en el manocalcímetro. Las proporciones de magnesio y hierro en los carbonatos han sido reconocidas, allí donde fue preciso, a partir de las tinciones de láminas delgadas antes expuestas y de la catodoluminiscencia.

d. Levigados de materiales finos no consolidados. Se ha procedido al levigado de las muestras de naturaleza margosa y lutítica para la separación de microfósiles, habiéndose obtenido resultados muy positivos tanto en series marinas abiertas (foraminíferos planctónicos) como en series continentales (ostrácodos, carofitas). Las muestras arcillosas ricas en materia orgánica se han tratado para la separación de restos de polen y esporas, sin que se hayan obtenido por el momento resultados positivos.

e. Análisis bioestratigráfico: El estudio del contenido fosilífero procedente de distintos métodos ya expuestos (láminas delgadas, levigados, muestras de mano y secciones pulidas) es de esencial importancia en nuestro trabajo, especialmente por cuantos datos cronoestratigráficos nos pueda dar, sin olvidar otros aspectos también importantes como los paleoecológicos, los paleobiogeográficos y los tafonómicos. Para la determinación de los principales grupos taxonómicos encontrados, se ha contado con la colaboración de varios especialistas:

. Los doctores J. Ramírez del Pozo (Consultor, Madrid) y G. Tronchetti (Université de Provence, Marsella) colaboraron en el estudio micropaleontológico (foraminíferos planctónicos, bentónicos y algas) del

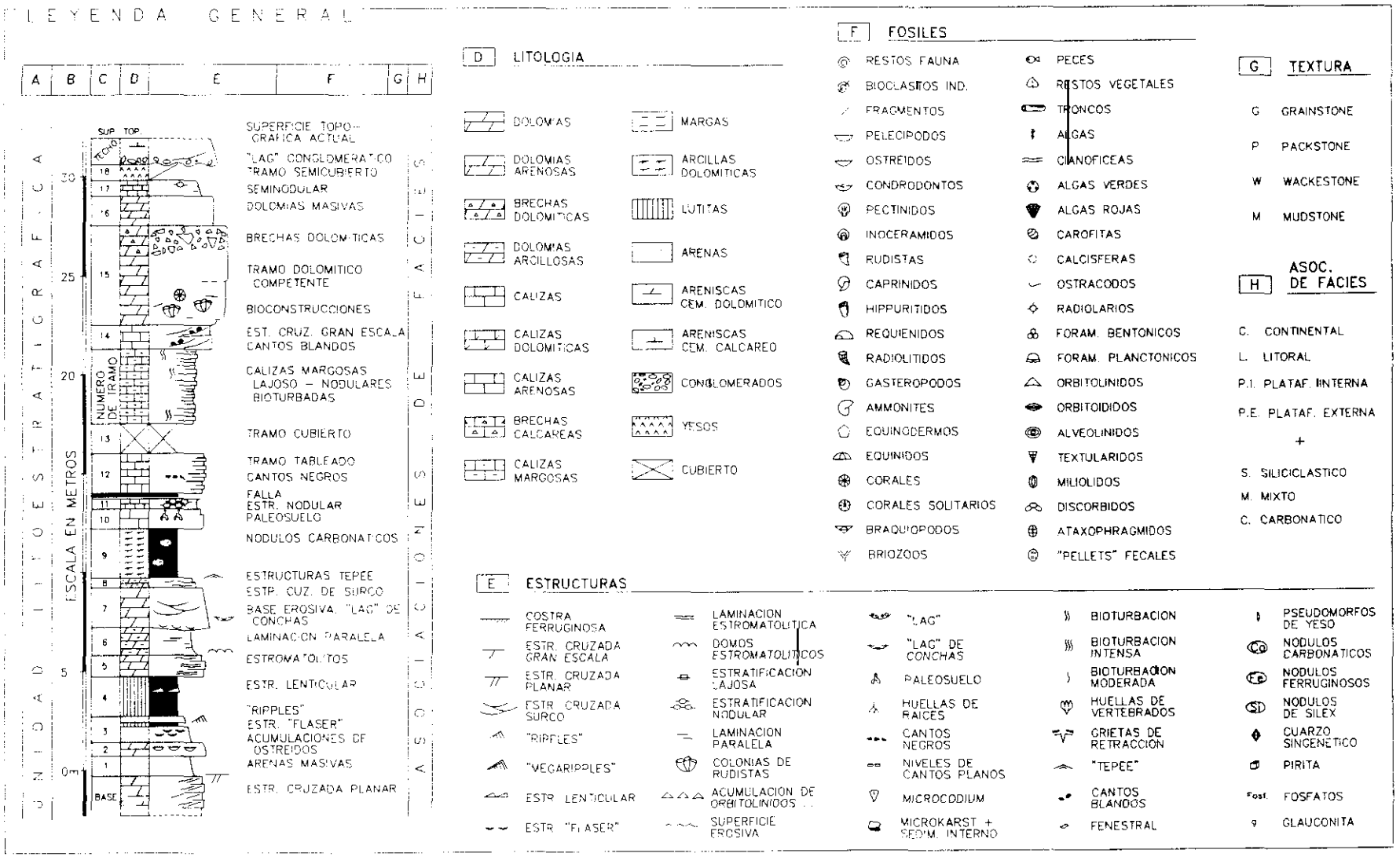

LEYENDA GENERAL
A B C D E F G H
UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA
ESCALA EN METROS
NUMERO DE TRAMO
SUP. TOP.
TECHO
BASE
SUPERFICIE TOPOGRAFICA ACTUAL
"LAG" CONGLOMERATICO
TRAMO SEMICUBIERTO
SEMINODULAR
DOLOMIAS MASIVAS
BRECHAS DOLOMITICAS
TRAMO DOLOMITICO COMPETENTE
BIOCONSTRUCCIONES
EST. CRUZ. GRAN ESCALA CANTOS BLANDOS
CALIZAS MARGOSAS LAJOSO – NODULARES BIOTURBADAS
TRAMO CUBIERTO
TRAMO TABLEADO
CANTOS NEGROS
FALLA
ESTR. NODULAR
PALEOSUELO
NODULOS CARBONATICOS
ESTRUCTURAS TEPEE
ESTR. CUZ. DE SURCO
BASE EROSIVA. "LAG" DE CONCHAS
LAMINACION PARALELA
ESTROMATOLITOS
ESTR. LENTICULAR
"RIPPLES"
ESTR. "FLASER"
ACUMULACIONES DE OSTREIDOS
ARENAS MASIVAS
ESTR. CRUZADA PLANAR
SUCESIONES DE FACIES
D LITOLOGIA
DOLOMIAS
DOLOMIAS ARENOSAS
BRECHAS DOLOMITICAS
DOLOMIAS ARCILLOSAS
CALIZAS
CALIZAS DOLOMITICAS
CALIZAS ARENOSAS
BRECHAS CALCAREAS
CALIZAS MARGOSAS
MARGAS
ARCILLAS DOLOMITICAS
LUTITAS
ARENAS
ARENISCAS CEM. DOLOMITICO
ARENISCAS CEM. CALCAREO
CONGLOMERADOS
YESOS
CUBIERTO
F FOSILES
RESTOS FAUNA
BIOCLASTOS IND.
FRAGMENTOS
PELECIPODOS
OSTREIDOS
CONDRODONTOS
PECTINIDOS
INOCERAMIDOS
RUDISTAS
CAPRINIDOS
HIPPURITIDOS
REQUIENIDOS
RADIOLITIDOS
GASTEROPODOS
AMMONITES
EQUINODERMOS
EQUINIDOS
CORALES
CORALES SOLITARIOS
BRAQUIOPODOS
BRIOZOOS
PECES
RESTOS VEGETALES
TRONCOS
ALGAS
CIANOFICEAS
ALGAS VERDES
ALGAS ROJAS
CAROFITAS
CALCISFERAS
OSTRACODOS
RADIOLARIOS
FORAM. BENTONICOS
FORAM. PLANCTONICOS
ORBITOLINIDOS
ORBITOIDIDOS
ALVEOLINIDOS
TEXTULARIDOS
MILIOLIDOS
DISCORBIDOS
ATAXOPHRAGMIDOS
"PELLETS" FECALES
G TEXTURA
G GRAINSTONE
P PACKSTONE
W WACKESTONE
M MUDSTONE
H ASOC. DE FACIES
C. CONTINENTAL
L. LITORAL
P.I. PLATAF. INTERNA
P.E. PLATAF. EXTERNA
+
S. SILICICLASTICO
M. MIXTO
C. CARBONATICO
E ESTRUCTURAS
COSTRA FERRUGINOSA
ESTR. CRUZADA GRAN ESCALA
ESTR. CRUZADA PLANAR
ESTR. CRUZADA SURCO
"RIPPLES"
"MEGARIPPLES"
ESTR. LENTICULAR
ESTR. "FLASER"
LAMINACION ESTROMATOLITICA
DOMOS ESTROMATOLITICOS
ESTRATIFICACION LAJOSA
ESTRATIFICACION NODULAR
LAMINACION PARALELA
COLONIAS DE RUDISTAS
ACUMULACION DE ORBITOLINIDOS
SUPERFICIE EROSIVA
"LAG"
"LAG" DE CONCHAS
PALEOSUELO
HUELLAS DE RAICES
CANTOS NEGROS
NIVELES DE CANTOS PLANOS
MICROCODIUM
MICROKARST + SEDIM. INTERNO
BIOTURBACION
BIOTURBACION INTENSA
BIOTURBACION MODERADA
HUELLAS DE VERTEBRADOS
GRIETAS DE RETRACCION
"TEPEE"
CANTOS BLANDOS
FENESTRAL
PSEUDOMORFOS DE YESO
NODULOS CARBONATICOS
NODULOS FERRUGINOSOS
NODULOS DE SILEX
CUARZO SINGENETICO
PIRITA
Fosf. FOSFATOS
g GLAUCONITA

Fig 6

Cenomaniense superior y el Senoniense. El doctor Ramírez del Pozo clasificó además las carofitas del Cretácico terminal.

. El Dr. A. García Quintana (Universidad Complutense, Madrid) y la Dra. A. Calonge (Universidad de Alcalá de Henares, Madrid) clasificaron los orbitolínidos y alveolínidos del Cenomaniense.

. El Dr. J.P. Masse (C.N.R.S., Marsella) colaboró en el estudio bioestratigráfico del Albiense superior, basado esencialmente en foraminíferos bentónicos y rudistas.

. Dr. J.F. Babinot (Université de Provence, Marsella) estudió los ostrácodos del Cretácico terminal.

. El Dr. J. Philip (Université de Provence, Marsella) estudió los rudistas del Cenomaniense.

. El Dr. J.M. Pons (Universitat Autónoma, Barcelona) colaboró en el estudio de algunos rudistas del Campaniense - Maastrichtiense.

1.4.3. TRABAJO DE GABINETE

Un tercer pilar fundamental del trabajo lo constituye la labor desarrollada en el gabinete. Dentro de ésta, cabe destacar:

a. Revisión de la bibliografía ya existente sobre la geología regional de la zona estudiada y regiones adyacentes, especialmente centrada en aquellos trabajos que hacen referencia a los materiales del Cretácico, los cuales se detallan en el capítulo de antecedentes. De igual modo se revisa la cartografía geológica existente, en especial los mapas de escala 1:50.000 editados por el IGME dentro del Plan Magna.

b. Así mismo, se realiza una revisión de la bibliografía temática, relacionada con el trabajo que se ha desarrollado. Se trata fundamentalmente de obras monográficas y tratados generales entre los que cabe resaltar, por haber sido de gran utilidad su consulta, los de: Bathurst (1975), Wilson

(1975), Elf Aquitaine (1975, 1977), Payton (ed., 1977), Purser (1980), Tucker (1981, 1988), Leeder (1982), Flügel (1982), Peryt, (ed., 1983), Scholle *et al.*, (eds., 1983), Adams *et al.* (1984), Walker (ed., 1984), Reading (ed., 1986), Reijers y Hsü (1986); Scoffin (1987), Reindhart y Sigleo (1988); Sartorio y Venturini (1988), Moore (1989), Allen y Allen (1990), Tucker y Bathurst (eds., 1990), Tucker y Wright (1990) y Bosellini (1991).

c. Se ha realizado un repaso de los datos disponibles de geología de subsuelo para esta región, fundamentalmente procedentes de informes y fichas de los principales sondeos hidrogeológicos. La información deducible de los mismos es realmente escasa, como ya pone de manifiesto Aracil (1990) que realiza un análisis minucioso de los mismos. Sin embargo han permitido completar o corroborar algunos aspectos deducidos o inducidos del análisis de los afloramientos. Existe así mismo un único sondeo de exploración petrolífera realizado en la región de estudio: *Sierra Larga-1 (n°167)*. Desgraciadamente para nuestra investigación la perforación atraviesa exclusivamente materiales del Jurásico y Cretácico inferior, si bien aporta algunos datos interesantes para comprender la estructuración tectónica de la región. Por último, también se dispone de la interpretación de un perfil sísmico -que no del perfil en sí- realizado según la transversal Tobarra - Cieza. Este corte, que se incluye en I.T.G.E. (1990), revela la existencia de grandes fallas lístricas vergentes hacia el sur, que afectan al Mesozoico y que han sufrido una reactivación como fallas inversas durante la orogenia alpina.

d. El tratamiento de los datos y su representación es una parte importante dentro del trabajo de gabinete como apoyo a la elaboración de las hipótesis que se exponen en esta memoria. Cabe sólo señalar que para la representación de las columnas estratigráficas mediante ordenador se ha desarrollado un programa específico a partir de AUTOCAD 10.0, que ha sido de gran utilidad. Los símbolos utilizados en los gráficos de esta memoria se resumen en la leyenda general de la figura 6.

e. La parte más importante del trabajo de gabinete es, sin embargo, el tratamiento de los datos obtenidos previamente (en campo y laboratorio y en el mismo gabinete), lo que conduce a la elaboración de hipótesis y a la obtención escalonada y progresiva de resultados, entre los que cabe destacar:

.Elaboración de un patrón litoestratigráfico regional.
.Análisis de facies (sedimentología).

.Establecimiento de un patrón bioestratigráfico (biozonación) de carácter regional.

.Datación de los cuerpos litológicos a partir de datos bioestratigráficos y la correlación secuencial.

.Correlación lito y bioestratigráfica. Mapas estratigráficos.

.Análisis secuencial estratigráfico.

.Hipótesis sobre la evolución diagenética.

.Aspectos paleoecológicos, paleoclimatológicos y paleoedafológicos.

.Contrastación con datos de zonas próximas.

.Síntesis paleobiogeográficas.

Todos ellos conducen, en conjunto, a los objetivos primeros de este trabajo: Modelización de la cuenca sedimentaria, paleogeografía, estratigrafía secuencial, factores de control (tectónica, eustatismo y clima) y correlación con otras regiones.

2. ANTECEDENTES

2. ANTECEDENTES

2.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se revisan por orden cronológico los trabajos que, guardando de alguna manera relación con el estudio geológico aquí desarrollado, han sido realizados con anterioridad a éste en el mismo contexto geológico regional en el cual se enmarca. Entre ellos, se hará especial referencia a los que presenten coincidencia territorial y estratigráfica con el Cretácico superior del Altiplano de Jumilla-Yecla y sus regiones colindantes; sin olvidar los no coincidentes que aporten datos relevantes sobre aspectos geológicos regionales como la evolución paleogeográfica de la cuenca, su estructuración tectónica sin y post-sedimentaria, etc.

Por otro lado, se ha incluido una revisión más sucinta de los principales trabajos realizados en áreas próximas no enmarcadas dentro del contexto geológico del Prebético, como son el Subbético y especialmente la Cordillera Ibérica meridional, por la estrecha relación que guardan con la región estudiada.

En otro apartado, descrito en primer lugar, se exponen por orden cronológico los antecedentes "históricos", considerando como tales aquellos de carácter regional que fueron realizados con anterioridad a los años 60. A partir de ese momento se produce un rápido avance en los conocimientos al mismo tiempo que una gran proliferación de trabajos con carácter más específico.

2.2. RESEÑAS HISTÓRICAS

Los primeros trabajos interesantes en los que se menciona la existencia de Cretácico en la zona del Prebético y se resalta su importancia corresponden a Verneuil y Collomb (1852, 1856).

Esos autores indicaron por primera vez la presencia de "Neocomiense" en la Sierra Mariola y en la Punta de Albir (provincia de Alicante) sin que, sin embargo, reconocieran niveles cretácicos posteriores al Aptiense. Los primeros datos sobre el Cretácico superior los debemos a Vilanova (1867) que menciona su existencia en Quatretonda (Valencia), donde encuentra *Ostrea matheroniana* y *Ostrea versicularis*. Este mismo autor hace notar la existencia de Cretácico superior en la Sierra de Mariola, donde cita el hallazgo de *Inoceramus cripsii*. Algunos años después, Nicklès (1888, 1891), también en la región de Alicante y sur de Valencia, realiza un gran trabajo estratigráfico del que cabe destacar, en lo que a nosotros se refiere, la atribución del complejo dolomítico de Sierra de Mariola al intervalo Cenomaniense-Senoniense inferior, así como la atribución de los complejos de *"facies costeras con pudingas"* de Quatretonda y de *"margas con inocerámidos"* de Sierra de Mariola y otros puntos al Senoniense superior. Por encima de estos describe la presencia de "Garumniense".

Durante estos años los mayores avances dentro del Prebético se lograron en la zona de Alicante, fuera de nuestra área de estudio pero estrechamente relacionada con ella. También hubo trabajos referidos a la región de Jaén (Mallada, 1884) y otros que abarcaron zonas más amplias (Nicklès, 1896). Este último autor, estudiando distintos puntos de las provincias de Murcia, Almería, Granada y Alicante, pone de manifiesto el escaso desarrollo del Cretácico superior *fosilífero*. Los materiales de ese período aparecen *"bajo la forma de macizos, con frecuencia dolomíticos en los tramos más antiguos"*. Así mismo, menciona la posibilidad de que exista *"una discordancia transgresiva en el Cenomaniense"*.

Sin embargo, en esta época los conocimientos sobre la geología del Altiplano de Jumilla-Yecla son mucho más escasos, se restringen al trabajo cartográfico de Verneuil (1863), que considera como cretácicos muchos afloramientos de las sierras

que surcan esa región. Aún a finales de siglo pasado hay una ausencia casi total de datos geológicos sobre el Altiplano y existe un gran confusionismo respecto al mismo. Por ejemplo, Vilanova (1891) atribuye el cerro de Jumilla al "Nummulítico" (realmente es Cretácico medio), debido "*a la presencia de Nummulites, llamados lentejas por los naturales de Jumilla*" (son orbitolínidos).

Ya en el siglo veinte, cabe destacar la *descripción física* de la provincia de Murcia que realiza Pato y Quintana (1908), quien resalta que las sierras del norte de la provincia están en su mayor parte formadas por "*calizas cretáceas duras, consistentes y, a veces, cristalinas, que yacen en bancos llenos de pliegues y roturas*". Entre estas elevaciones cita: el Carche, la Solana del Sopalmo, los Cerros de Santa Ana, el Cenajo de la Buitrera, Sierra Larga, la Umbría de la Pava, la Sierra del Buey, la Sierra de Enmedio, la Solana de Fuente del Pino, la Sierra de los Gavilanes, Cerro Picario y la Sierra de la Magdalena.

Tras los trabajos de principios de siglo existe un período en el que no se producen progresos notables, que dura casi hasta los años 30, momento en el que se produce un nuevo avance en las investigaciones geológicas del Prebético. De esta época son los trabajos regionales de Fallot (1930), Brinkmann (1931) y Brinkmann y Gallwitz (1933). Estos últimos introducen una cartografía geológica a escala 1:600.000 que incluye el sector septentrional del Altiplano. La cartografía, realizada con desigual fortuna, muestra tres términos bien diferenciados para el Cretácico superior: el "Utrillense" (Albiense superior), el Cenomaniense y el Senoniense. En la memoria se recoge que "*el Cretácico superior comienza con un hundimiento regional y la transgresión marina correlativa; en el ámbito marino así considerablemente ensanchado se deposita una serie de unos 400 metros, formada por gruesos bancos de calizas de color blanco rojizo y gris claro, no diferenciadas en sus facies y que a menudo contienen restos de Rudistas... Al final del Senoniense se inicia un largo período de tierra firme*".

De carácter más local, encontramos los trabajos de Blumenthal (1927), en la provincia de Jaén y de Fallot (1928) para la zona de Elche de la Sierra. Este último encuentra "*bajo el Mioceno transgresivo, formaciones arenosas rojas, blancas y rutilantes, netamente diferentes del Keuper típico y recordando, por tanto, a las facies Utrillas del Cretácico. Sobre ellas se encuentran las dolomías pertenecientes al Cretácico superior*".

Pocos años después, aparecen otras tres grandes obras convertidas hoy en clásicas. La primera de ellas corresponde al minucioso estudio que Darder Pericás

(1945) llevó a cabo en la zona norte de Alicante y sur de Valencia; las otras dos, publicadas por Fallot (1943, 1948), resumen el vasto trabajo realizado por este autor en el sureste español y en Mallorca. De ellas, la segunda es más general y se refiere fundamentalmente a los grandes problemas tectónicos de la Cordillera Bética, mientras que la primera agrupa los conocimientos que se tenían en aquellos años sobre el Cretácico de esa cadena. En ninguno de ellos se hace, sin embargo, referencia explícita a la región del Altiplano de Jumilla-Yecla.

Una década después, Fallot *et al.* (1958) presentan un estudio bioestratigráfico del Cretácico superior de la zona de Caravaca (Murcia). En una serie continua de naturaleza pelágica y edad Cenomaniense a Maastrichtiense, precisan la ausencia de depósitos característicos del Turoniense. Este hecho es atribuido a *"una omisión, con más seguridad que a una emersión, puesto que ninguna sedimentación nos lo evoca".*

La edición de los primeros mapas geológicos a escala 1:50.000 de la zona estudiada no se produce hasta los años cincuenta. Las hojas de Caudete (819), Yecla (845) y Ontur (844) fueron realizadas por Dupuy de Lôme (1958, 1959, 1961), la de Montealegre del Castillo (816) por Dupuy de Lôme y Martín de la Bárcena (1961), y la de Jumilla (869) por Trigueros y Navarro (1961). Esta cartografía, de gran mérito por ser la primera de cierto detalle que se realiza en la mayor parte del Altiplano, presenta sin embargo serios problemas de atribución para los materiales del Cretácico superior, que frecuentemente fueron considerados erróneamente como Cretácico inferior (Aptiense fundamentalmente) ó como Jurásico.

Como conclusión a los antecedentes "históricos", puede decirse que el grado de conocimiento alcanzado sobre la geología del Altiplano de Jumilla-Yecla era, aún a principios de los años sesenta, muy escaso sobre todo en comparación con el existente para zonas adyacentes, tanto orientales (provincias de Alicante y Valencia) como occidentales (Provincias de Jaén, Albacete y sector de Caravaca de la provincia de Murcia), donde abundantes trabajos regionales, con interesantes datos estratigráficos, tectónicos y paleontológicos ya se habían realizado.

2.3. ANTECEDENTES MODERNOS

Desde mediados de los años sesenta se produce un rápido crecimiento en cuanto al número de investigaciones geológicas realizadas en el Prebético y en particular sobre el Altiplano de Jumilla-Yecla. Estos trabajos tienen, además, un carácter más específico y aportan los primeros datos estratigráficos precisos para este sector. Muchas de estas investigaciones estaban encaminadas a la realización de tesis doctorales.

En 1965, Fourcade publica un estudio sobre el Cretácico del norte de Jumilla, en el cual señala que muchos de los litosomas dolomíticos tradicionalmente atribuidos al Kimmeridgiense, deben ser considerados como Cretácico superior. En estas series diferencia tres tramos: el basal, masivo; el intermedio, constituido por una alternancia de dolomías y margas dolomíticas; y el superior, también masivo, azoico y de color más oscuro. A este primer estudio le sigue el realizado por el mismo autor en 1966, donde estudia por primera vez el Cretácico terminal del Altiplano de Jumilla-Yecla y define el nuevo taxón *Murciella cuvillieri*. Sin embargo, la obra más importante de este autor es su Tesis Doctoral (Fourcade, 1970), la cual constituye un importante compendio de sus investigaciones en el sureste de España, iniciadas en 1963, centradas en los materiales del Jurásico y del Cretácico de las regiones limítrofes entre las cadenas Bética e Ibérica, en las provincias de Murcia, Albacete y Valencia. En ella se recoge un primer y valioso estudio bioestratigráfico del Cretácico superior del Altiplano, así como la descripción de diversos cortes estratigráficos entre los que destacan los de las Sierra del Cuchillo, del Molar, del Picarcho, del Buey, de la Cingla, de los Gavilanes y del Escabezado. Para el Cretácico superior reconoce, por encima de las "*arenas de Utrillas*", la existencia de un complejo dolomítico divisible en los tres términos litológicos antes señalados. La edad propuesta para este complejo comprendería el Cenomaniense, el Turoniense e incluso la base del Senoniense. Sobre éste, se apoya un segundo complejo litológico, de composición calcárea, características muy uniformes y que presenta en su techo Lacazinas. Por encima, se sitúa un tercer término, de edad Campaniense-Maastrichtiense formado, dependiendo del sector considerado, por facies marinas someras y margas con carofitas o por calizas arenosas con Orbitoides. Este autor propone la existencia, para el Cretácico

superior, de un gran ciclo sedimentario que *"comienza con la transgresión Cenomaniense y termina con la regresión Campaniense-Maastrichtiense"*. En su conjunto, la tesis de Fourcade puede considerarse, sin lugar a dudas, como uno de los antecedentes fundamentales del Cretácico del Altiplano.

Casi paralelamente a estos trabajos se realizan, en zonas próximas, otras tesis de carácter geológico-regional cuya consulta ha sido de gran utilidad. Estas son la de Paquet (1969), centrada en el sector murciano de Calasparra - Mula - Alhama; la de van Veen (1969), en la región al oeste de Caravaca; la de López Garrido (1971), en el Prebético del NE de la provincia de Jaén, la de Foucault (1971), en la zona entre Cazorla y Huéscar (Jaén); la de Champetier (1972), en la región meridional de Valencia y septentrional de Alicante; la de Hoedemaeker (1973) en el sector de Moratalla (Murcia); la de Dabrio (1973), en el Jurásico y Cretácico inferior del sector del Alto Segura; y la de Jerez (1973), en la transversal de Elche de la Sierra (provincias de Albacete y Murcia).

En esta época, el entonces Instituto Geológico y Minero de España realiza, en colaboración con el Instituto Nacional de Colonización (I.N.C.), un estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla. Como fruto de esta investigación se publican varios trabajos, algunos de los cuales aportan datos relevantes para el conocimiento geológico de la región. Con fines hidrogeológicos se acuñan en los informes de SEPE y ENPASA los nombres de las formaciones Quesada, Franco y Benejama para tres litosomas del Cretácico superior. Estos designaban, respectivamente, el complejo dolomítico que se apoya sobre las arenas de Utrillas, el complejo dolomítico-margoso que se apoya sobre éste y, finalmente, el complejo dolomítico-calcáreo superior. Estas unidades fueron descritas, desde un punto de vista casi puramente hidrogeológico, por Rodríguez Estrella y Martínez Laínez (1971) y sus equivalencias con las unidades aquí utilizadas y con otras de diversos autores se describen detalladamente en el capítulo 3. En relación con el mismo proyecto, Pendás (1971) propone una estructuración de tipo diapírico, con grandes pliegues en champiñón, para el arco Cazorla-Hellín-Yecla. De este modo la mayor parte de las sierras del Altiplano (como las del Cuchillo, Príncipe, Salinas,...) son interpretadas como parte de grandes antiformas ocasionadas por la actividad diapírica del Trías. Por último, en relación con el mismo estudio hidrogeológico, Perconig y Martín (1971) presentan un trabajo bioestratigráfico del Cretácico de la zona Ontur-Yecla que, sin embargo, no aporta datos nuevos a las precisiones alcanzadas por Fourcade (1970).

Hay que señalar los trabajos de Azéma (1965, 1966a, 1966b, 1972) referentes al Cretácico de la región limítrofe entre las provincias de Alicante y Murcia. En el último de ellos se presentan los primeros cortes estratigráficos del sector de Cieza-Salinas. Para el Cretácico superior, reconoce la existencia de "*dos episodios francamente marinos (Cenomaniense inferior-medio y Senoniense superior), separados por una discontinuidad que abarca del Cenomaniense superior al Senoniense inferior*". Esta importante laguna estratigráfica se interpretó como el reflejo de una parada de la sedimentación en una zona que debió corresponder con un alto fondo. Jerez (1971) ya había reconocido esta misma discontinuidad en la región de Elche de la Sierra.

En 1973, tiene lugar el "Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España" y dos años después se publican las comunicaciones del mismo. Entre ellas se encuentran las de Dabrio y García Hernández (1975), González Donoso y López Garrido (1975) y Rodríguez Estrella y Granados (1975), con interesantes apuntes paleogeográficos y bioestratigráficos para el Cretácico terminal de los sectores occidentales del Prebético. También son especialmente interesantes los trabajos de Azéma (1975), Fourcade (1975) y Foucault (1975), que resumen sus respectivas tesis; así como el *ensayo de coordinación* que estos autores, junto a Champetier (Azéma *et al.*, 1975), proponen para el Cretácico de la parte oriental de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. En este trabajo se reúnen 33 cortes estratigráficos para el Cretácico y las primeras reconstrucciones paleogeográficas para el Cenomaniense, Senoniense inferior y Maastrichtiense. Estas reconstrucciones se recogen también en Azéma *et al.* (1974) y en la tesis de este autor.

Dicha Tesis Doctoral (Azéma, 1977) constituye un gran estudio regional del Prebético y Subbético de la transversal de Fortuna, esto es, desde Cieza (Murcia) hasta Alicante englobando, por tanto, la parte más meridional de nuestro trabajo. Dentro de la misma se presentan cortes estratigráficos de las sierras del Carche, Salinas, Sierra Larga y el Sopalmo.

Linares Girela (1976) estudia el Jurásico y Cretácico del sector Peñas de San Pedro-Chinchilla, en la Provincia de Albacete, describiendo únicamente dos series en el Cretácico superior para el cual diferencia dos unidades litológicas, una inferior básicamente dolomítica con intercalaciones margosas y otra superior calcárea con cantos negros y Lacazinas.

Rodríguez Estrella (1977a, 1977b) presenta una *síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante* , que resulta ser un compendio importante de datos estratigráficos y tectónicos, pero que aporta escasas novedades para la región del Altiplano. Dos años después, el mismo autor publica su Tesis Doctoral. En ella, se proponen una serie de modelos paleogeográficos para una transversal hipotética del Prebético y en función de éstos diferencia tres sectores: Prebético Externo, Prebético Interno y Prebético Meridional, entre los que se produce un tránsito gradual de las facies de plataforma (dominantes en el primero) a las pelágicas (dominantes en el último). Por otro lado, cabe resaltar la descripción, en este trabajo, de dos grandes fracturas que afectan a la región del Altiplano: la falla Venta del Olivo - Villena - Gandía y la falla del Cenajo - Jumilla - Yecla, ambas con dirección SW-NE.

En la "*Iberian Field Conference 77*" del Programa Internacional de Correlación Geológica, Azéma, Foucault y Fourcade muestran el corte del Cretácico superior de la Sierra del Carche, comparándolo con otros cortes levantados en sierras situadas al norte y al sur de la primera, los cuales están caracterizados respectivamente por presentar materiales de ambientes más internos y más externos. La correlación entre esas series difiere notablemente de la que se propone en la presente tesis. Así mismo, dentro de esta excursión geológica resultan de interés para nuestro trabajo otros cortes descritos por diferentes autores tanto en el Prebético como en la Cordillera Ibérica. Todos ellos se recogen en la guía de la excursión, que fue publicada en 1979 (Meléndez *et al.*, 1979; García *et al.* 1979a; y Azéma *et al.*, 1979).

En 1978 García Hernández presenta su Tesis Doctoral, que supone un importante estudio del Jurásico terminal y el Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y del Segura, centrado fundamentalmente en el análisis bioestratigráfico. Para nuestro trabajo resulta de gran interés el estudio que realiza de los materiales del Albiense superior (que constituyen la base de nuestras series), donde define dos biozonas: la Biozona de extensión de *Neorbitolinopsis conulus* (Albiense superior) y la Biozona de *Neoiraquia* sp. y *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* ("Vraconiense").

Durante estos años (finales de los sesenta y década de los setenta), paralelamente a la investigación desarrollada en el Prebético, se realizan numerosos trabajos en la vecina Cordillera Ibérica Meridional (provincias de Albacete y Valencia) que suponen un fuerte avance en los conocimientos regionales del Cretácico. Para el Cretácico superior destacamos los de Quesada *et al.* (1967) en la provincia de Albacete, Martel San Gil (1970, 1975) en el sector de Bicuerca-Los

Cuchillos, Mas *et al.* (1975) en Villa de Ves-Cortes de Pallás, Gutiérrez *et al.* (1975a, 1975b) en Sierra Perenchiza y Besori, Meléndez (1979) en El Caroch y García *et al.* (1978, 1979b) sobre áreas más extensas (provincias de Cuenca, Albacete y Valencia).

Así mismo, cabe mencionar la Tesis Doctoral de García (1977), centrada en el Cretácico inferior y medio de la región central de la Provincia de Valencia y nororiental de la de Albacete. Define en la parte superior de sus series, un *"ciclo superior Cretácico"*, en el que engloba cuatro unidades de edad Albiense-Cenomaniense.

En 1978, Arias publica su Tesis Doctoral, un minucioso trabajo en el área oriental de Albacete (enmarcado dentro del Dominio de Albacete) que, aunque se restringe al Jurásico superior y Cretácico inferior, es de gran interés para nuestro trabajo, debido fundamentalmente a las connotaciones paleogeográficas de esta región para ese período y su comparación con las que se obtengan para el Cretácico superior. Por el mismo motivo, cabe mencionar los trabajos de Arias *et al.* (1979), Arias *et al.* (1979) y Elízaga (1980), en los que se sintetiza la distribución de las facies del Cretácico inferior en el sureste de la provincia de Albacete.

Poco después Azéma *et al.* (1979a) editan un libro monográfico sobre las microfacies del Mesozoico en las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Este incluye una hipótesis de evolución paleogeográfica general de esa región y un ensayo de reconstrucción palimpástica, que también se recoge en García Hernández *et al.* (1980). Estos autores proponen unos acortamientos tectónicos, producidos en esa región durante la orogenia alpina, que oscilan entre el 50 y el 66%, lo que implicaría una anchura prealpina de la Margen Bética entre 200 y 250 km.

Poco después, Rodríguez Estrella *et al.* (1980) realizan un estudio del sector Carche-Salinas basado esencialmente en datos procedentes de sondeos mecánicos y de trabajos estratigráficos previos. Basándose en los grandes cambios estratigráficos observados al norte y al sur del mismo y en su comparación con regiones menos plegadas en la zona de Alicante, intuyen la existencia de un cabalgamiento frontal de la alineación que constituyen las sierras del Carche-Serral-Salinas y de un segundo, inmediatamente al sur de éstas. El primero supondría un acortamiento superior a 25 km mientras que el segundo, que pone en contacto las series de plataforma del Carche y las series pelágicas de la zona de Sax-Pinoso, superaría los 20 km. En este mismo trabajo se discute la importancia de otros conjuntos de fallas

(de desgarre) y del papel del Trías diapírico en la estructuración alpina de este sector.

Al trabajo de síntesis de Rodríguez Estrella (1977a y 1977b) ya mencionado hay que añadir otros casi contemporáneos de Jerez (1979) y Baena y Jerez (1982). El primero incide fundamentalmente en la problemática orogénica y en la evolución de la Cordillera Bética en su conjunto, con especial énfasis en las relaciones entre zonas internas y externas. En este trabajo no se hace ninguna referencia explícita al Altiplano de Jumilla-Yecla. La segunda síntesis es aún más extensa y reúne más de 100 cortes estratigráficos procedentes de distintos trabajos y autores. En ella se propone una subdivisión del Prebético y el Subbético en más de dieciséis subdominios con entidad tectono-estratigráfica propia. Estos surgen de las múltiples combinaciones que se obtienen al superponer los dominios paleogeográficos, para todo el Mesozoico y parte del Terciario, a los grandes accidentes tectónicos. Esta propuesta de subdivisión resulta exagerada y poco útil, al menos para el Altiplano de Jumilla-Yecla, donde los dominios diferenciados por estos autores no reflejan cambios mayores en la paleogeografía, tectónica o estratigrafía.

Martín (1980), en su Tesis Doctoral, realiza un estudio esencialmente petrológico sobre dolomitización en las Cordilleras Béticas. En lo que al Cretácico del Prebético se refiere, afirma que la principal fase de dolomitización para el Cretácico de la Zona Prebética acontece dentro del Turoniense. Los modelos genéricos de dolomitización propuestos por este autor difieren notablemente de los deducidos en este trabajo. Por otro lado, Fernández Calvo (1980, 1981) y Fernández Calvo *et al.* (1979) estudian cuatro litosomas del Cretácico superior de la Mancha desde un punto de vista esencialmente petrológico y diagenético, cuya revisión ha sido muy útil en los estudios petrológicos realizados.

Durante los años setenta y el principio de los ochenta, el I.G.M.E. publica los mapas geológicos de escala 1:50.000 del Plan Magna en esta región, que cubren la práctica totalidad de la región estudiada y gran parte de su entorno: Onteniente (Martínez del Olmo y Benzaquen, 1975); Castalla (Martínez del Olmo *et al.*, 1977), Caudete (Lendínez y Tena-Dávila, 1977), Hellín (Elízaga *et al.*, 1980), Jumilla (Baena, 1979), Pinoso (Gallego *et al.*, 1981a), Yecla (Gallego *et al.*, 1981b), Ontur (García de Domingo *et al.*, 1981) y Montealegre del Castillo (Gallego *et al.*, 1980). Con la realización de una cartografía moderna (aunque dispar en cuanto a detalle y precisiones alcanzadas, según las zonas y los autores), el estado de conocimientos geológicos básicos de toda la región se incrementa notablemente. Estos mapas han

sido utilizados como base cartográfica durante la realización de los trabajos de campo correspondientes a esta memoria.

Volviendo otra vez a las investigaciones realizadas en el sector meridional de la Cordillera Ibérica, los trabajos de Mas y Wiedmann (1980), Mas (1981) y Alonso y Mas (1981) constituyen un avance esencial en el conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Cretácico de esa región. En el primero de ellos se reconoce la existencia de tres ciclos para el Cretácico medio de Chera (Valencia) cuyas edades respectivas son Albiense superior, Cenomaniense inferior y Cenomaniense medio-superior. El segundo trabajo citado constituye una Tesis Doctoral centrada en el Cretácico inferior y medio, que son estudiados por vez primera desde un punto de vista sedimentológico. Por ultimo, el tercer trabajo constituye un completo análisis estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico de la provincia de Valencia.

Con posterioridad, Mas *et al.* (1982) describen las etapas evolutivas mayores del Cretácico en la Cordillera Ibérica meridional. Diferencian ocho ciclos sedimentarios enmarcados en cinco episodios tectosedimentarios de los cuales dos corresponden al Cretácico inferior (Valanginiense-Barremiense inferior, y Barremiense superior-Albiense inferior) y los tres restantes al Cretácico superior. De éstos, el primero, de edad Albiense superior-Cenomaniense, viene controlado por una elevación inicial y general de la Meseta a la que se superpone la transgresión del Cenomaniense; el segundo, para el cual en aquel momento se propuso una edad Turoniense, refleja la instalación de una plataforma epicontinental en la que inicialmente se alcanzan las condiciones de mayor marinidad durante el Cretácico superior dentro del sector meridional de la Cuenca Ibérica; y finalmente, el tercero, de edad Senoniense, representa una nueva compartimentación de la cuenca. Estas etapas evolutivas se recogen también en Vilas *et al.* (1983).

En el año 1982, se produce un avance sin precedentes en cuanto a conocimiento sobre el Cretácico de España, debido fundamentalmente a la celebración del "II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España", organizado por el grupo español de Mesozoico y cuyas comunicaciones se recogen en un libro monográfico. Entre los trabajos más relacionados con el tema de estudio, cabe destacar los de García Hernández *et al.* (1982a), Rodríguez Estrella (1982), Company *et al.* (1982), Cremades y Linares (1982) y Leret *et al.* (1982), referentes a materiales cretácicos de las áreas más abiertas dentro del Prebético, fundamentalmente de tipo turbidítico. Así mismo, Martínez del Olmo *et al.* (1982) estudian la que ellos denominan *Franja Anómala* dentro del Prebético, caracterizada

por la ausencia de registro sedimentario entre el Cenomaniense y el Senoniense superior, que constituye el límite de la plataforma carbonatada prebética durante el Cretácico superior. Es interpretada como un paleotalud con procesos de *bypassing*. Por otro lado, García Hernández *et al.* (1982b) comparan la evolución sedimentaria del dominio de plataforma (Prebético) y del umbral pelágico (Penibético), destacando las implicaciones eustáticas en estas evoluciones. Este trabajo presenta problemas de interpretación sedimentaria y datación para el Cretácico superior del Prebético, lo que induce a correlaciones imprecisas tanto con el dominio Penibético como con las curvas eustáticas. Vilas *et al.* (1982a) estudian el Cretácico inferior de la "Zona de Jumilla-Yecla", que ocupa la parte central del Altiplano. Este trabajo es de gran interés por las implicaciones paleogeográficas que en él se deducen. Además, cabe citar los estudios de Fourcade y García (1982), Fernández Calvo (1982), Segura (1982), Floquet y Meléndez (1982) y Giménez y Rey (1982), centrados en el Cretácico superior de diferentes sectores de la Cordillera Ibérica. También cabe reseñar las guías de las excursiones de campo que se realizaron durante el congreso, en especial la que se efectuó en el norte de la región del Altiplano (Vilas *et al.*, 1982b).

Con motivo del citado congreso, se publica además un volumen monográfico sobre el Cretácico de España, primer compendio general de este sistema en la Península y Baleares. En él se definen, por distintos autores y por sectores (Béticas, Pirineos, Ibérica suroccidental, Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro, Asturias-León, Catalánides, Ibérica Central, Cameros-Castilla, Baleares,...), las unidades litoestratigráficas del Cretácico. Este libro presenta gran interés, pues permite comparar distintas regiones. Dentro del capítulo referente a las Cadenas Béticas, Vera *et al.* (1982) definen, para el Prebético y el Cretácico superior, 6 unidades con rango de formación. Sus denominaciones y edades respectivas son:

-**Fm. Utrillas**. Albiense.
-**Fm. Dolomítica**. Cenomaniense-Turoniense (aunque sin criterios fiables para el Turoniense).
-**Fm. Caliza de Jaén**. Se considera un cambio lateral de facies de la anterior, para el sector de Jaén.
-**Fm. Sierra de la Solana**. Coniaciense-Santoniense.
-**Fm. Mariasnal**. Santoniense-Maastrichtiense.
-**Fm. Quipar Jorquera**. Campaniense-Paleoceno, en la región de Aixorta, más al sur Cenomaniense-Eoceno.

Así mismo, estos autores presentan un ensayo de biozonación para el Prebético de gran valor, aunque muy limitado para el Cretácico superior debido a los escasos datos de que se disponía. Las biozonas, basadas en gran medida en la Tesis de Fourcade (1970), son las siguientes:

-Biozona de *Neoiraquia* y *Mesorbitolina aperta*. Vraconiense-Cenomaniense inferior.
-*"Interval zone"*. Cenomaniense-Coniaciense.
-Biozona de *Lacazina elongata* (*"Taxon range zone"*). Santoniense.
-Biozona de *Murciella cuvillieri* (*"Interval zone"*). Campaniense.
-Biozona de *Orbitoides media* y *Omphalocyclus macroporus*. Maastrichtiense.

Dentro del mismo libro de Cretácico de España, Vilas *et al.* (1982) proponen igualmente un patrón litoestratigráfico para la Cordillera Ibérica suroccidental. Este consta de diecinueve unidades con rango de formación, de las cuales diecisiete son de nueva creación. Para el Cretácico superior del sector más meridional de la Cordillera Ibérica, las unidades descritas y las edades propuestas para cada una de ellas son:

-**Fm. Arenas de Utrillas**. Albiense - Cenomaniense. Comprende el **Miembro Conglomerados y arenas de Peñas de San Pedro**.
-**Fm. Calizas de Aras de Alpuente**. Albiense superior - Cenomaniense inferior *p.p.* Comprende tres miembros: **Mb. Calizas de Estenas, Mb. Margas de Losilla y Mb. Calizas de la Bicuerca**.
-**Fm. Margas de Chera**. Cenomaniense inferior - medio?.
-**Fm. Dolomías de Alatoz**. Cenomaniense inferior - medio.
-**Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves**. Cenomaniense medio y superior.
-**Fm. Calizas y Margas de Casa Medina**. Turoniense inferior.
-**Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada**. Turoniense inferior - superior?.
-**Fm. Margas de Alarcón**. Turoniense inferior - Santoniense.
-**Fm. Calizas y brechas calcáreas de Sierra de Utiel**. Coniaciense - Santoniense. Incluye el Mb. Dolomías de Forata.
-**Fm. Calizas y Margas de Sierra Perenchiza**. Campaniense - Maastrichtiense.

Después del congreso del Cretácico y hasta finales de los 80, existe un ligero receso en cuanto al número de trabajos publicados sobre el Cretácico superior del Prebético.

En 1983, Philip estudia el Cretácico terminal de Quatretonda (Sur de la provincia de Valencia), centrándose en los aspectos lito y bioestratigráficos de estas series en su mayor parte de carácter arrecifal. Describe tres unidades litoestratigráficas informales con rango de formación para el intervalo Campaniense-Maastrichtiense: *fm. Chaume* (Campaniense *p.p.*), *fm. Bastida* (Campaniense terminal-Maastrichtiense superior "basal") y *fm. Torrella* (Maastrichtiense superior).

En 1985, Mancheño Jiménez y Rodríguez Estrella, estudian los diapiros triásicos de Yecla, Jumilla, La Celia y La Rosa, desde un punto de vista estratigráfico y tectónico, todos ellos enmarcados en la zona de trabajo. Poco después, Martínez del Olmo *et al.* (1985a, 1985b, 1986) proponen un modelo estructural del Prebético fuertemente controlado por el diapirismo, de tal manera que la compresión Miocena supone únicamente el retoque de una morfología diapírica previa. Por ello, suponen acortamientos alpinos muy moderados para el Prebético. Trabajos más recientes sobre los diapiros triásicos del Altiplano de Jumilla-Yecla han sido realizados por Torres y Sánchez (1990) y Ortí *et al.* (1990).

En estos últimos años se han realizado algunos trabajos estratigráficos sobre el Cretácico de la zona de estudio. Cabe destacar la tesis de licenciatura de Jiménez Pinillos (1986), quien estudia el Cretácico de las sierras del Príncipe y de la Lácera, entre Yecla y Caudete. Este autor reconoce trece unidades litoestratigráficas, de las cuales cinco son atribuidas al Cretácico superior. Por otro lado, Mendoza (1986) realiza su tesis de licenciatura sobre el Cretácico del sector del Arabí - Lácera, al noroeste de la región del Altiplano de Jumilla-Yecla. En esta zona encuentra una *discordancia erosiva* entre los materiales continentales del Senoniense superior (?) y las dolomías del Cenomaniense, si bien la datación de los primeros puede considerarse problemática si tenemos en cuenta la ausencia de datos paleontológicos que la verifiquen y la fuerte similitud de esta unidad con las margas y calizas con sílex de edad paleógena que afloran extensamente en el sector oeste del Altiplano.

Con motivo del XI Congreso de Sedimentología se presentan algunos trabajos sobre el Cretácico medio y superior del Prebético de la región de Alicante (López-Garrido *et al.*, 1986; Pina *et al.*, 1986) de gran utilidad en la correlación intersectorial dentro del Prebético.

Vera (1986, 1988) publica dos trabajos de síntesis de las zonas externas de las Cordilleras béticas, en los que se recogen los aspectos más relevantes de una formidable revisión bibliográfica. Mientras que el primero constituye un minucioso compendio geológico (incidiendo especialmente en los problemas estratigráficos y

paleogeográficos del Mesozoico), el segundo se centra especialmente en la evolución geodinámica de la Margen Bética desde su origen (Triásico) hasta su deformación (Mioceno). Muchas de las conclusiones expuestas tienen su origen en las investigaciones de Martín Algarra (1987). Este autor presenta en su Tesis Doctoral un vasto trabajo de síntesis del que se obtiene un modelo evolutivo para las Béticas, centrado en el estudio del contacto entre las zonas externas e internas de esta Cordillera.

Volviendo al Cretácico superior de la Cordillera Ibérica meridional, de estos últimos años hay que resaltar los trabajos de Giménez (1988 y 1989), Giménez *et al.* (1988), Giménez y Martín Chivelet (1991) y, en especial, la Tesis Doctoral de esta autora (Giménez, 1987), que constituye un exhaustivo estudio estratigráfico del Cretácico superior en el sector de Almansa-Requena (Prov. de Albacete y Valencia) que permite modificar sustancialmente el esquema de evolución tectosedimentaria del Cretácico superior en este sector de la Cordillera Ibérica, por la aportación de nuevos datos cronoestratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos obtenidos en unidades que, por su carácter dolomítico, son especialmente problemáticas. Entre estos datos cabe destacar la atribución de las Formaciones Dolomías de la Ciudad Encantada y Calizas y Margas de Casa Medina al Cenomaniense superior (consideradas hasta el momento como Turoniense) y la posible inexistencia de Turoniense en este sector de la Cordillera Ibérica. Este piso, si existe, estaría representado de forma muy reducida en la Fm. Margas de Alarcón.

Dentro también de la Cordillera Ibérica, pero en sectores más septentrionales, se desarrollan en estos últimos años numerosos trabajos estratigráficos y secuenciales centrados en el Cretácico superior, entre los que cabe mencionar los de Alonso (1981), Alonso *et al.* (1983, 1987a, 1987b, 1989), García y Segura (1984), García *et al.* (1985, 1987, 1989a, 1989b, 1989c), Carenas *et al.* (1986), entre otros. Mención especial precisan las Tesis Doctorales de Calonge (1989) y Floquet (1991). La primera de ellas es una revisión minuciosa de los Alveolínidos del Cenomaniense de la Cordillera Ibérica y sus implicaciones cronoestratigráficas y la segunda constituye un extenso estudio estratigráfico y secuencial del Cretácico superior del sector septentrional de esa cordillera (plataformas castellanas).

Por otro lado, Arias *et al.* (1987, 1988, 1989), estudian distintos aspectos sedimentológicos, secuenciales y paleogeográficos de las plataformas del Cretácico inferior tanto de la Cordillera Ibérica meridional como del Altiplano de Jumilla-Yecla, perfilando para ese intervalo la correlación entre la Ibérica y el Prebético. De especial interés es la biozonación realizada por Masse *et al.* (*in litt.*) en el Cretácico

inferior de la Sierra del Carche, en la que las dos biozonas superiores (correspondientes al Albiense superior) se encuentran definidas en materiales incluidos en este trabajo.

Kenter *et al.* (1990), presentan un modelo de evolución paleogeográfica para el intervalo Paleoceno-Mioceno y la región Jumilla-Cieza, la cual intersecta con la zona más meridional del Altiplano.

Para el Cretácico superior del Altiplano, en los últimos años se han presentado diferentes trabajos correspondientes a aspectos parciales del conjunto de la presente Tesis Doctoral (Martín Chivelet *et al.*, 1988; Martín Chivelet *et al.*, 1989; Martín Chivelet y Giménez, 1989; Philip y Martín Chivelet, 1990; Martín Chivelet, 1990a, 1990b y 1990c; Martín Chivelet, 1991, Martín Chivelet *et al.*, 1990; Ramírez del Pozo y Martín Chivelet, *in litt.*). Así, cabe citar mi Tesis de Licenciatura, defendida en 1988, que se centra en el Cretácico superior de las Sierras del Cuchillo y de las Moratillas, al norte de la localidad de Yecla.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

Para el Cretácico superior, dentro del Prebético, y por ello también del Altiplano de Jumilla - Yecla, raramente se han utilizado unidades litoestratigráficas formales, y los distintos cuerpos litológicos han sido cartografiados y descritos bajo diferentes nombres que usualmente hacen referencia a una litología dominante y/o a una edad (Rodríguez Estrella, 1977a, 1979; Martínez del Olmo *et al.*, 1977; Lendínez y Tena-Dávila, 1977; Baena, 1979, Gallego *et al.*, 1980; 1981a; 1981b; García de Domingo *et al.*, 1981; Martín Chivelet, 1990a; Martín Chivelet *et al.*, 1988; 1990; entre otros).

Fourcade (1965, 1970) reconoce la existencia, en el conjunto del Prebético, de dos "complejos" litológicos sobre las *arenas albienses de Utrillas*, uno inferior dolomítico y otro superior calcáreo. Estos dos grandes litosomas han estado en la mente de los autores posteriores, que acuñaron términos referidos fundamentalmente a esos cuerpos litológicos, tales como *Facies Utrillas*, *Weald-Utrillas*, *Trilogía Dolomítica* o *Complejo calcáreo senoniense*, muchos de los cuales alcanzaron gran arraigo entre los geólogos que han trabajado en el Prebético y han sido utilizados durante muchos años.

Así mismo, diversos autores han propuesto, con criterios dispares, diferentes unidades litoestratigráficas de carácter informal, muchas de las cuales incluso tienen denominaciones específicas con componente geográfico. Algunas de ellas se definieron con fines esencialmente económicos, como las utilizadas por los geólogos de SEPE - ENPASA en las campañas hidrogeológicas (Rodríguez Estrella y Martínez Laínez, 1970). Otras, como las de Philip (1983) y Martín Chivelet (1991), se describieron con un carácter local, con la finalidad de facilitar los trabajos

estratigráficos detallados y fijar patrones de correlación en series de carácter excepcional.

Mención aparte merece la propuesta de Vera *et al.* (1982), que constituye un primer intento globalizador de la litoestratigrafía del Cretácico de las Cordilleras Béticas. Para el Prebético y para el Cretácico medio y superior, proponen cinco unidades con rango de formación: Formación Utrillas, Formación Dolomítica, Formación Caliza de Jaén, *formación Sierra de la Solana* y Formación Mariasnal. Estas fueron definidas con la condición previa de agrupar todos los litosomas reconocidos hasta ese momento en un número mínimo de unidades.

Las formaciones de Vera *et al.* han sido de gran utilidad en cartografías de pequeña escala y en el análisis de grandes regiones. Sin embargo, reflejan fuertes variaciones regionales y engloban litosomas de litologías y/o edades muy diferentes como para ser útiles en los trabajos estratigráficos de detalle que aquí se persiguen. Incluso en la cartografía geológica regional (Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Plan Magna) se utilizaron unidades más pequeñas que las de los citados autores.

Las unidades cartografiadas en las hojas del Mapa Geológico Nacional (Gallego *et al.*, 1980, 1981a, 1981b; Baena, 1979; Lendínez y Tena-Dávila, 1977; García de Domingo *et al*, 1981) tampoco resultan útiles debido fundamentalmente a su gran profusión: cada mapa presenta una división estratigráfica diferente e incluso muchos presentan varios patrones litológicos para el Cretácico superior en función de los dominios tectono-estratigráficos (Prebético Externo, Prebético Interno, Dominio Ibérico...). Estas nomenclaturas reflejan, por un lado, la complejidad estratigráfica de la región y, por otro, la necesidad de crear un patrón litoestratigráfico global para el Altiplano.

Por otro lado, Vilas *et al.* (1982) proponen un conjunto de unidades litoestratigráficas para el Cretácico de la Ibérica Meridional, región situada inmediatamente al norte del Altiplano de Jumilla-Yecla (Prebético) que, aunque enmarcada en un ámbito paleogeográfico diferente (Cuenca Ibérica), presenta fuertes afinidades litológicas con aquél. Este hecho permite considerar algunos de los litosomas prebéticos como equivalentes a determinadas formaciones ibéricas, existiendo en muchos casos continuidad litológica entre ambos dominios a través de la región de Albacete que las separa. Por ello, y de acuerdo con la *Guía Estratigráfica Internacional* (que predica que una unidad litoestratigráfica y sus límites deben extenderse espacialmente desde la localidad tipo mientras se mantengan

los caracteres que la definen y exista continuidad litológica) cuando la equivalencia entre unidades sea patente se utilizarán los nombres propuestos originalmente en la Cordillera Ibérica para denominar litosomas del Prebético.

Sin embargo, la aparición de cuerpos litológicos de difícil atribución a cualquiera de las Formaciones previamente descritas, tanto en el Prebético como en sectores adyacentes, planteaba la necesidad de definir unidades nuevas.

Por todo lo expuesto, y con el fin de contar con una base litoestratigráfica para afrontar el análisis secuencial y paleogeográfico, se presenta un patrón litoestratigráfico global para el Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla que en su mayor parte, es nuevo.

3.2. BASES PARA UN PATRÓN LITOESTRATIGRÁFICO

La correlación litológica de las distintas columnas y cortes levantados, así como los datos aportados por diversos autores en regiones próximas, han permitido revisar la litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla (Zona Prebética) y establecer un nuevo patrón litoestratigráfico constituido por quince unidades con rango de Formación y tres más con rango de Miembro (fig. 7). De ellas, nueve Formaciones y un Miembro son de nueva creación y las ocho restantes (seis Formaciones y dos Miembros) corresponden a unidades previamente definidas en la Cordillera Ibérica. La mayor parte de estas últimas son identificadas por vez primera en el Prebético.

El patrón litoestratigráfico que se presenta, se ha elaborado de acuerdo con las *reglas de la Nomenclatura Estratigráfica* (Harland *et al.*, 1972; Hedberg, ed., 1976; North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983; International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1989-90), considerando prioritarios para la definición de unidades litoestratigráficas, además de los criterios básicos de cartografiabilidad, homogeneidad litológica y dimensiones acordes con los objetivos perseguidos, los siguientes aspectos:

. Máxima utilidad en el análisis de la cuenca.
. Mínima complejidad nomenclatorial.

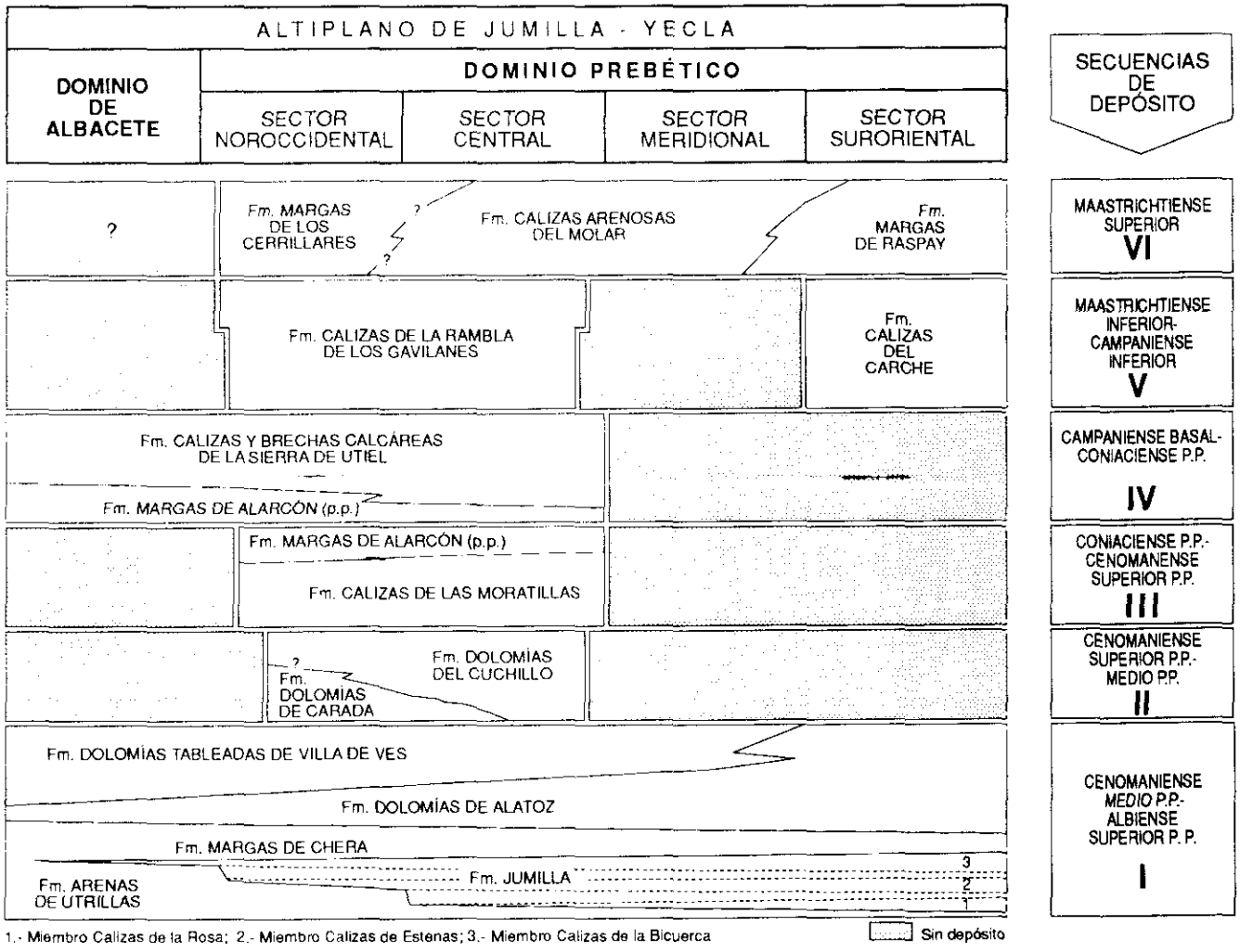


Fig. 7 : Cuadro sintético de la litoestratigrafía del Altiplano de Jumilla - Yecla en relación con las secuencias de depósito (capítulo 5). Se muestra la distribución de las diferentes unidades en cada uno de los dominios y sectores diferenciados y las relaciones (cambios laterales, yacencia...) que existen entre ellas.

Durante el desarrollo de la investigación se ha reconocido y utilizado una serie de unidades, que son las que a continuación se exponen. A algunas de ellas ya se hace referencia en diferentes publicaciones sobre series locales (Martín Chivelet 1990a, 1991), si bien se realiza una revisión de todas ellas con el fin de simplificar la nomenclatura y adaptarla a los criterios fundamentales de la *Guía Estratigráfica Internacional* (Hedberg, ed., 1976) para la definición de unidades.

Por ello, las unidades litoestratigráficas se describen detalladamente siguiendo esos criterios básicos, representados en los siguientes apartados:

1. Nombre.

.En las unidades previamente definidas se conserva, siguiendo las premisas de prioridad en la nomenclatura.

.Para las unidades de nueva creación se proponen nombres constituidos por el rango de la unidad y el nombre geográfico donde (o próximo al cual) se encuentra definida la unidad. En aquellas unidades en las que la litología dominante sea el rasgo definitorio y se preserve sin grandes variaciones en grandes extensiones, se incluye igualmente un *componente litológico.*

.Se tratará de evitar homonimias y sinonimias.

2. Tipo y Rango de la unidad.

3. Marco histórico.

4. Estratotipo y otras secciones de referencia.

.Se propone un estratotipo para las unidades de nueva creación, que puede ir acompañado de una o varias secciones de referencia (hipoestratotipos), si presenta fuertes variaciones dentro del Altiplano. Para las unidades previamente definidas en sectores adyacentes se proponen igualmente uno o más hipoestratotipos.

.La posición de las secciones descritas se da en coordenadas Lambert, y con referencia al Mapa Topográfico Nacional, escala 1:50.000.

5. Descripción en la Localidad Tipo (y/o en la sección de referencia).

6. Aspectos regionales (referidos al Altiplano de Jumilla - Yecla).

.Descripción
. Variaciones de espesor
.Límites
. Cambios laterales

7. Edad.

8. Medio sedimentario.

9. Correlación con otras unidades.

Fundamentalmente de otros sectores del Prebético y de los dominios adyacentes (Subbético, Cordillera Ibérica Meridional).

10. Referencias previas y antecedentes.

Limitadas al sector del Altiplano de Jumilla - Yecla.

3.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.3.1. FORMACIÓN ARENAS DE UTRILLAS
(Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense? basal)

1. Nombre.

Procede de la localidad turolense de Utrillas, donde fue inicialmente definida.

2. Tipo y rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Fallot y Bataller (1927), Primera vez que aparecen publicados datos de esta unidad bajo el nombre de *Capas de Utrillas*, pero no válidos como definición.
(2) Fallot (1928). Primera cita de las *facies Utrillas* en el marco del Prebético, concretamente en el sector de Elche de la Sierra (Albacete).
(3) Brinkmann y Gallwitz (1933). Primera descripción de estos materiales en el Altiplano de Jumilla - Yecla, bajo la denominación de *Utrillense*.
(4) Aguilar *et al.* (1971). Primera definición válida, en la zona de Utrillas - Villarroya de los Pinares (Teruel).
(5) Vera *et al.* (1982). Definición de la Formación Utrillas para el Prebético, pero no equivalente a la Fm. Arenas de Utrillas en su localidad tipo.
(6) Este trabajo: Extensión de la Formación Arenas de Utrillas (con su significado original) al Prebético (Altiplano de Jumilla - Yecla).

Se trata de la unidad con más arraigo dentro del Cretácico de España, habiéndose descrito, con la misma denominación y por numerosos autores desde el País Vasco hasta el Prebético. Bajo el término genérico de *Utrillas* se ha englobado, a partir del trabajo de Fallot y Bataller (1927) el conjunto de materiales terrígenos

correspondientes al Cretácico medio, de características litológicas bastante homogéneas y que afloran extensamente en distintos puntos de España.

Una unidad de tales dimensiones, que presenta además un contenido fosilífero escaso, y cuya datación y correlación se realiza en la mayor parte de los puntos por su posición estratigráfica relativa, es lógico que adolezca de serios problemas a la hora de englobarla en un análisis secuencial y paleogeográfico preciso.

Aguilar *et al.* (1971) definen formalmente esta unidad en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, englobando los materiales de edad Albiense superior que se sitúan sobre la Formación Lignitos de Escucha (también definida por estos autores) y bajo los materiales carbonáticos de edad Cenomaniense.

En el sector Prebético, los materiales englobados por Vera *et al.* (1982) bajo el nombre de Formación Utrillas (recogidos también en muchos mapas geológicos y trabajos regionales como *facies Utrillas* o *Weald-Utrillas*), han sido desglosados por Arias *et al.* (1989) en dos litosomas diferentes generados en dos secuencias de depósito sucesivas, cuyas edades son Aptiense superior - Albiense superior *p.p.* y Albiense superior - Cenomaniense medio. De los dos litosomas diferenciados, la denominación de Formación Arenas de Utrillas debe restringirse únicamente al segundo de ellos, que corresponde con el originalmente definido por Aguilar *et al.* (1971) en la Cordillera Ibérica, y que es la que se estudia en este trabajo. De este modo el litosoma inferior sería correlacionable y equivalente, según los puntos geográficos, a la Formación Lignitos de Escucha (Aguilar *et al.*, 1971) o a la Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sácaras (Vilas *et al.*, 1982) definidas respectivamente en la Rama Aragonesa y el sector meridional de la Cordillera Ibérica.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, se describe la Formación Arenas de Utrillas en el Altiplano de Jumilla - Yecla.

Los materiales correspondientes a la Formación Arenas de Utrillas han sido diferenciados bajo diversos nombres en el sector del Altiplano. Esta formación equivale a la *unidad C-8* de Jiménez Pinillos (1986) y a la *fm C-0: Arenas de Utrillas* de Martín Chivelet (1990a).

4. Sección de referencia (Hipoestratotipo). (fig. 8)

Por su posición estratigráfica (casi siempre situada bajo unidades carbonáticas competentes) y su fácil erosionabilidad, esta unidad aflora casi siempre en malas condiciones y rara vez se pueden estudiar cortes completos de la misma. Como sección de referencia en el Altiplano se escoge, por sus relativamente buenas condiciones de afloramiento, la columna de Santa Ana, levantada en la falda meridional de este monte próximo a la localidad de Jumilla (Murcia). Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 869 Jumilla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x= 806,9, y= 424,9; Techo: x= 807,3, y=425,3.

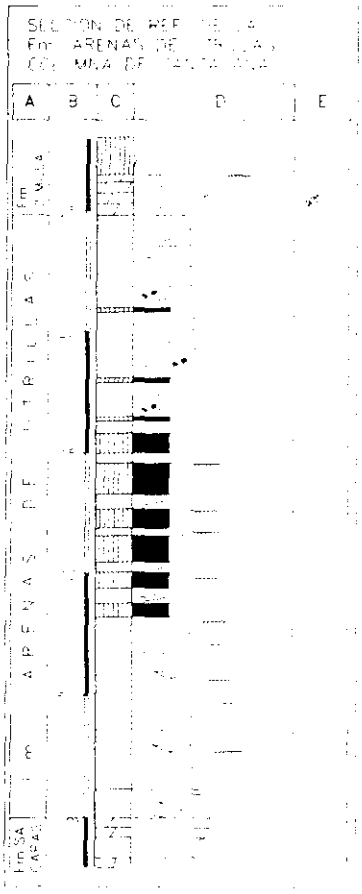


Fig. 8: Sección de referencia de la Formación Arenas de Utrillas. Coordenadas: en el texto.

5. Descripción de la sección de referencia.

Constituye un tramo de composición esencialmente siliciclástica y que tiene una potencia de 25m. De base a techo se reconocen los siguientes tramos: 1,2m de areniscas dolomíticas de grano medio, con estratificación cruzada de surco de gran

escala; 7m de arenas de tonos claros a blancos, poco cementadas de estratificación cruzada planar o de surco, que presentan intercalados finos niveles lutíticos y costras ferruginosas; 7,6m de alternancia de niveles decimétricos lutíticos a menudo ferruginizados y niveles arenosos de grano fino, en general masivos o con estratificación cruzada en *sets* decimétricos; y 9m de arenas con estratificación cruzada planar en *sets* métricos, intercalaciones lutíticas y *mud drapes* situados a favor de los *fore-sets*.

La unidad se apoya sobre el techo de la Fm. Calizas, Margas y Arenas de Sácaras en un cambio neto. El tránsito con la unidad suprayacente viene marcado por el cambio litológico que representa la base de la Formación Jumilla (Mb. Calizas de la Rosa). Conviene señalar que dentro de ésta volvemos a encontrar litofacies muy similares a las de la Formación Arenas de Utrillas, debido al paso lateral existente entre esas dos formaciones.

6. Aspectos regionales.

Descripción

Los materiales de la Formación Arenas de Utrillas tienen unas características litológicas singulares que hacen que la unidad sea fácilmente reconocible. Está formada esencialmente por arenas con alta proporción de granos de cuarzo, de colores claros (blancos, beiges...) que presentan estratificación cruzada de gran escala y, en menor proporción, por niveles lutíticos, margosos o arcilloso-dolomíticos de colores verdes o rojos y en ocasiones muy micáceos.

En el conjunto de estos materiales se encuentran intercaladas abundantes costras ferruginosas, algunas de ellas de gran desarrollo, así como restos de plantas superiores. De manera subordinada aparecen, especialmente hacia el techo de la unidad, algunas intercalaciones decimétricas de dolomías muy arenosas con ostreidos y pectínidos que, en ocasiones, están muy bioturbadas.

Variaciones de espesor

Dentro del Altiplano el espesor medio de esta unidad se sitúa en torno a los 35m, presentando leves variaciones de unos puntos a otros. En especial se aprecia una disminución de espesores desde el Dominio de Albacete hacia los sectores Meridional y Suroriental, donde la unidad cambia lateralmente a la Fm. Jumilla. Las potencias mínimas, que se alcanzan precisamente en el Sector Suroriental (Carche

y Solana del Sopalmo), no sobrepasan los 10m. Una excepción a la tendencia general se encuentra en Sierra Larga que, a pesar de situarse en el Sector Meridional, presenta, por condicionantes paleogeográficos, espesores anómalos que superan los 70m.

Límites

La Formación Arenas de Utrillas está separada de la precedente por una discontinuidad sedimentaria que marca el final de la Secuencia Deposicional Aptiense terminal - Albiense superior *p.p.* de Arias *et al.* (1989). Los materiales sobre los que se apoya corresponden, según los mencionados autores, a unidades equivalentes a la Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sácaras o a la Formación Lignitos de Escucha, definidas ambas en el marco de la Cordillera Ibérica. En el sector más occidental del Altiplano (Dominio de Albacete) esta unidad puede apoyarse discordantemente sobre materiales más antiguos, incluso jurásicos (corte de Albatana).

El límite superior viene marcado por el tránsito (gradual y rápido) a la Formación Jumilla. En los mencionados sectores occidentales del Altiplano la Formación Jumilla llega a desaparecer, encontrándose directamente sobre la Formación Arenas de Utrillas los materiales correspondientes a la Formación Margas de Chera.

Cambios laterales

Dentro del Altiplano, presenta cambios laterales de facies con la Formación Jumilla, la cual está formada por una alternancia de niveles carbonáticos y terrígenos. La potencia global de la Formación Arenas de Utrillas aumenta hacia el Noroeste, al mismo tiempo que se produce una disminución en los espesores de la Formación Jumilla. Por el contrario, en la Sierra del Carche (Sector Suroriental) la Formación Arenas de Utrillas prácticamente desaparece, siendo la Formación Jumilla la que alcanza en cambio gran espesor.

7. Edad.

Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense (?) basal

Debido a la falta de datos bioestratigráficos, la edad de la formación se obtiene a partir de la de los litosomas infra y suprayacentes. La unidad descansa

sobre una discontinuidad intra-albiense superior (Arias *et al.*, 1989) que representa el límite entre dos secuencias deposicionales. La edad del techo varía según la región considerada, debido al paso lateral que presenta con la unidad suprayacente (Formación Jumilla). Por ello, dentro del Altiplano, la edad del límite superior de la Formación Arenas de Utrillas varía desde el Albiense superior (no terminal) en el conjunto del Dominio Prebético, hasta posiblemente el Cenomaniense basal, en los puntos más occidentales del Dominio de Albacete, donde la Formación Jumilla llega a desaparecer.

8. Correlación con otras unidades.

Como ya se ha puesto de manifiesto, presenta un cambio lateral, desde el noroeste (Dominio de Albacete) hacia el sureste (Sector Suroriental) con la Formación Jumilla, de naturaleza mixta carbonático - terrígena.

9. Medio de sedimentación.

Los materiales correspondientes a la Formación Arenas de Utrillas se generaron en ambientes que van desde dominantemente continentales a costeros, todos ellos con sedimentación casi exclusivamente siliciclástica. Las facies continentales están especialmente desarrolladas en la mitad inferior de la unidad. En el resto es frecuente encontrar facies con influencia costera. Cabe destacar el desarrollo de pequeños bancos carbonáticos hacia techo de la unidad, que suelen presentar grandes bivalvos (ostreidos, pectínidos) y señales de bioturbación de tipo *callyanasa*.

10. Referencias previas y antecedentes.

Brinkmann y Gallwitz (1933), Fourcade (1970), Arias *et al.* (1979, 1982, 1989), Elízaga (1980), Vera *et al.* (1982), Baena y Jerez (1982), Jiménez Pinillos (1986), Martín Chivelet (1990a). *Mapas Geológicos:* Gallego *et al.* (1980, 1981a, 1981b), Baena (1979), Lendínez y Tena-Dávila (1977), García de Domingo *et al.* (1981).

3.3.2. FORMACIÓN JUMILLA
(Albiense sup. *p.p.* - "Vraconiense" - Cenomaniense basal?)

1. Nombre.

Procede de la ciudad de Jumilla, donde se sitúa el corte tipo.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

Dentro del Prebético y desde los años sesenta, distintos autores han reconocido la existencia de unos litosomas calcáreos (a veces dolomitizados) que se situaban entre los terrígenos de la Formación Arenas de Utrillas y las masas dolomíticas suprayacentes. En 1966, M. Benzaquen (según Martínez del Olmo y Benzaquen, 1975) consideró estos tramos como un nivel guía de gran valor en la cartografía geológica, y los agrupó bajo el nombre de "nivel Buixcarró", que ha sido utilizado en la cartografía geológica regional de distintos puntos del Prebético.

Por su importancia bioestratigráfica, estos materiales fueron posteriormente estudiados en detalle por distintos autores, entre los que cabe destacar a Fourcade (1970) y a García Hernández (1978).

Esos litosomas forman parte de la Formación Jumilla que ahora se describe. Centrándonos en el sector del Altiplano, hay que señalar que el conjunto litológico que constituye esta formación ha sido recientemente individualizado como una unidad litoestratigráfica informal (Martín Chivelet *et al.*, 1988, 1989; Martín Chivelet, 1988, 1990a; Arias *et al.*, 1989).

4. Estratotipo y otras secciones de referencia (figs. 9 y 10):

La sección tipo (fig. 9) se sitúa en la localidad de Jumilla (Murcia), en la ladera occidental del cerro coronado por el castillo. Se escoge este corte por sus

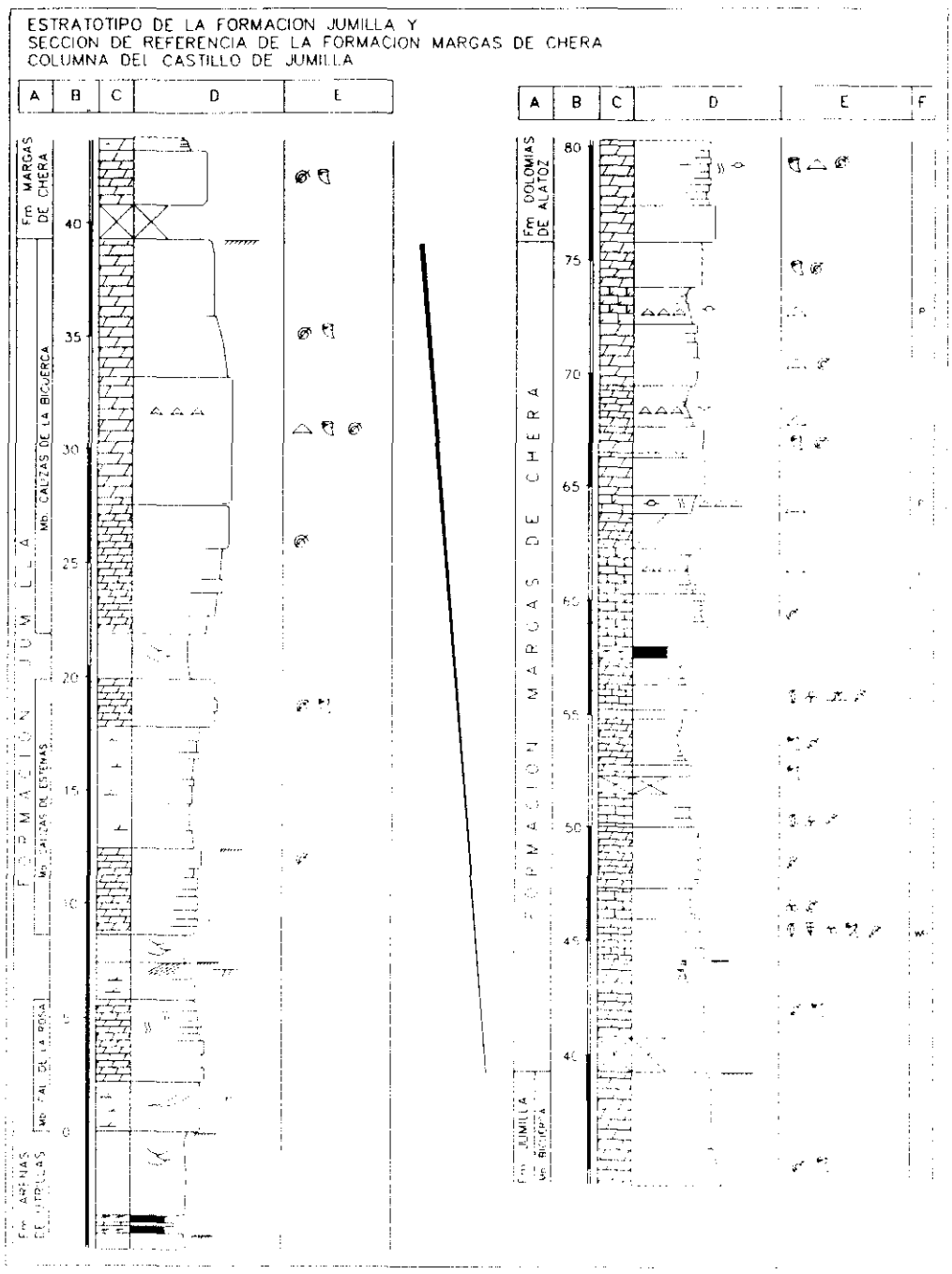


Fig. 9: Estratotipo de la Formación Jumilla y sección de referencia I de la Formación Margas de Chera. Coordenadas: en el texto.

características litológicas representativas y por su fácil acceso por la carretera del Cementerio, que bordea dicho cerro. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 869 Jumilla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x= 804,9, y= 434,4; Techo: x= 804,9, y=434,2.

Para una definición más precisa, y debido a las fuertes variaciones que presenta esta unidad tanto en sus facies como en espesores, incluimos un corte auxiliar de referencia (Hipoestratotipo) levantado en la Sierra del Carche (fig. 10), punto donde la formación aparece sin dolomitizar, intensamente tectonizada y con espesores anormalmente altos para el sector del Altiplano. La columna que se presenta se basa en gran parte en datos no publicados de Arias, Vilas y Masse, y se levanta, dentro de la Sierra del Carche, a lo largo de la pista forestal que baja desde la cima de la sierra hacia el Salero de la Rosa. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 869 Jumilla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=820,2, y=430,0; Techo: x=820,4, y=430,5.

5.a. Descripción en la Localidad Tipo:

La Formación Jumilla tiene en su sección tipo una potencia de 40m. Está básicamente constituida por tres cuerpos carbonáticos y otros dos terrígenos que se intercalan entre los primeros.

Los tres paquetes carbonáticos tienen naturaleza esencialmente dolomítica, si bien presentan proporciones variables de material siliciclástico. Son generalmente competentes y masivos, su potencia es métrica a decamétrica y presentan en ocasiones acumulaciones de fantasmas de rudistas, otras veces señales de bioturbación y más frecuentemente un carácter calcarenítico y bioclástico, con abundantes fantasmas de orbitolínidos. Estos cuerpos carbonáticos son cartografiables y presentan en todos sus puntos unas características litológicas muy similares que los hacen fácilmente reconocibles, por lo que se han definido, de base a techo, como los Miembros Calizas de la Rosa (5,8m), Calizas de Estenas (11,3m) y Calizas de la Bicuerca (17,4m).

Los dos paquetes litológicos restantes de la Formación Jumilla tienen, como se ha indicado, naturaleza esencialmente siliciclástica. Se intercalan entre los paquetes carbonáticos y están formados, en la localidad tipo, por arenas cuarzosas de color blanco a beige, poco cementadas, de grano medio a fino, y que presentan estratificación cruzada de surco. En este caso, su potencia (1-2m) es inferior a la de los paquetes carbonáticos y su litofacies se asemeja a la que es dominante en la Formación Arenas de Utrillas.

Debido a las fuertes variaciones que presentan regionalmente estos dos tramos terrígenos, tanto en lo referente a composición litológica, como a su potencia y a su aspecto general sobre el terreno, se ha preferido no diferenciarlos como miembros

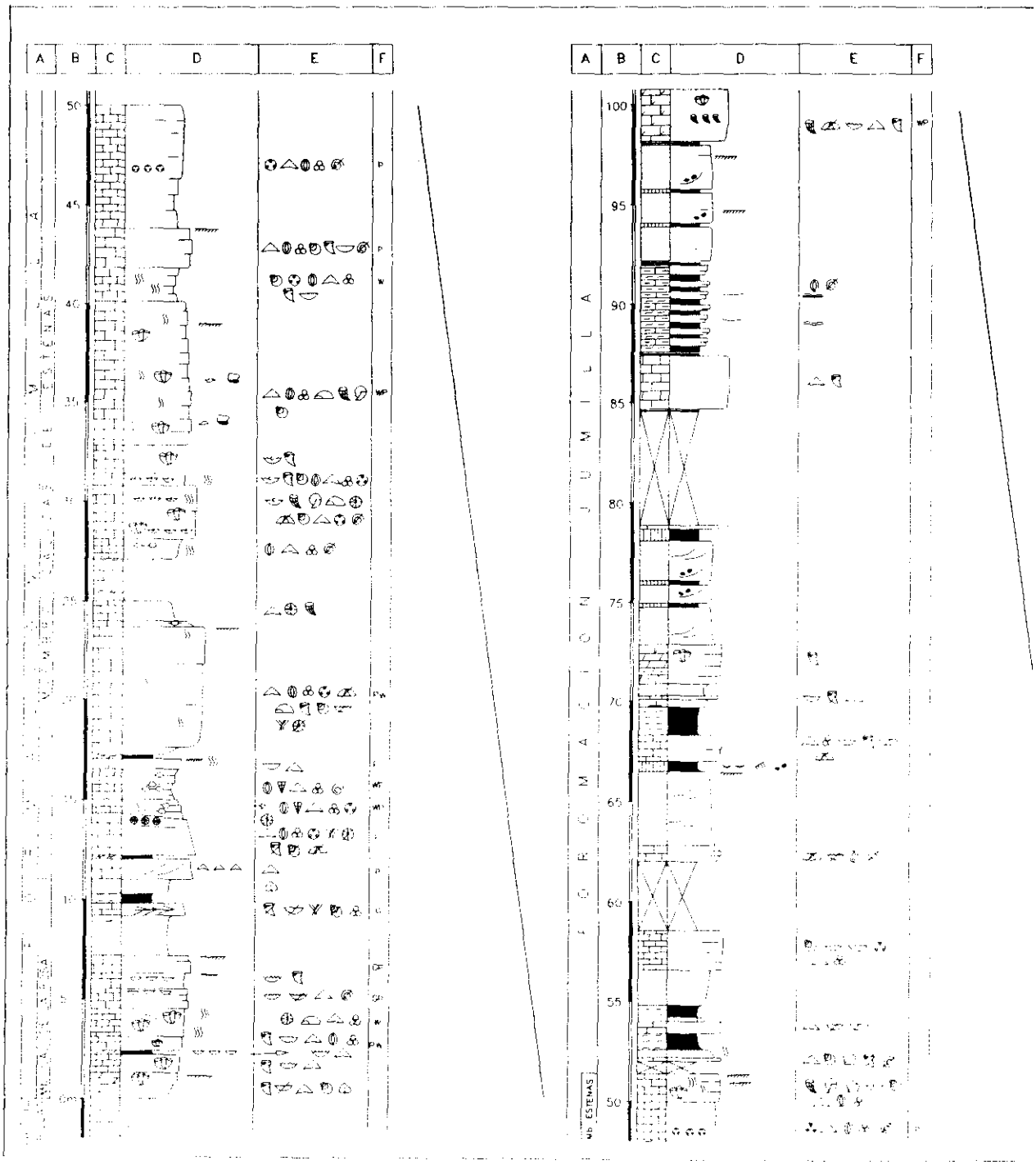


Fig. 10: Sección de referencia de la Formación Jumilla en la Sierra del Carche. Incluye el Estratotipo del Miembro Calizas de la Rosa y la sección de referencia del Miembro Calizas de Estenas. Coordenadas en el texto.

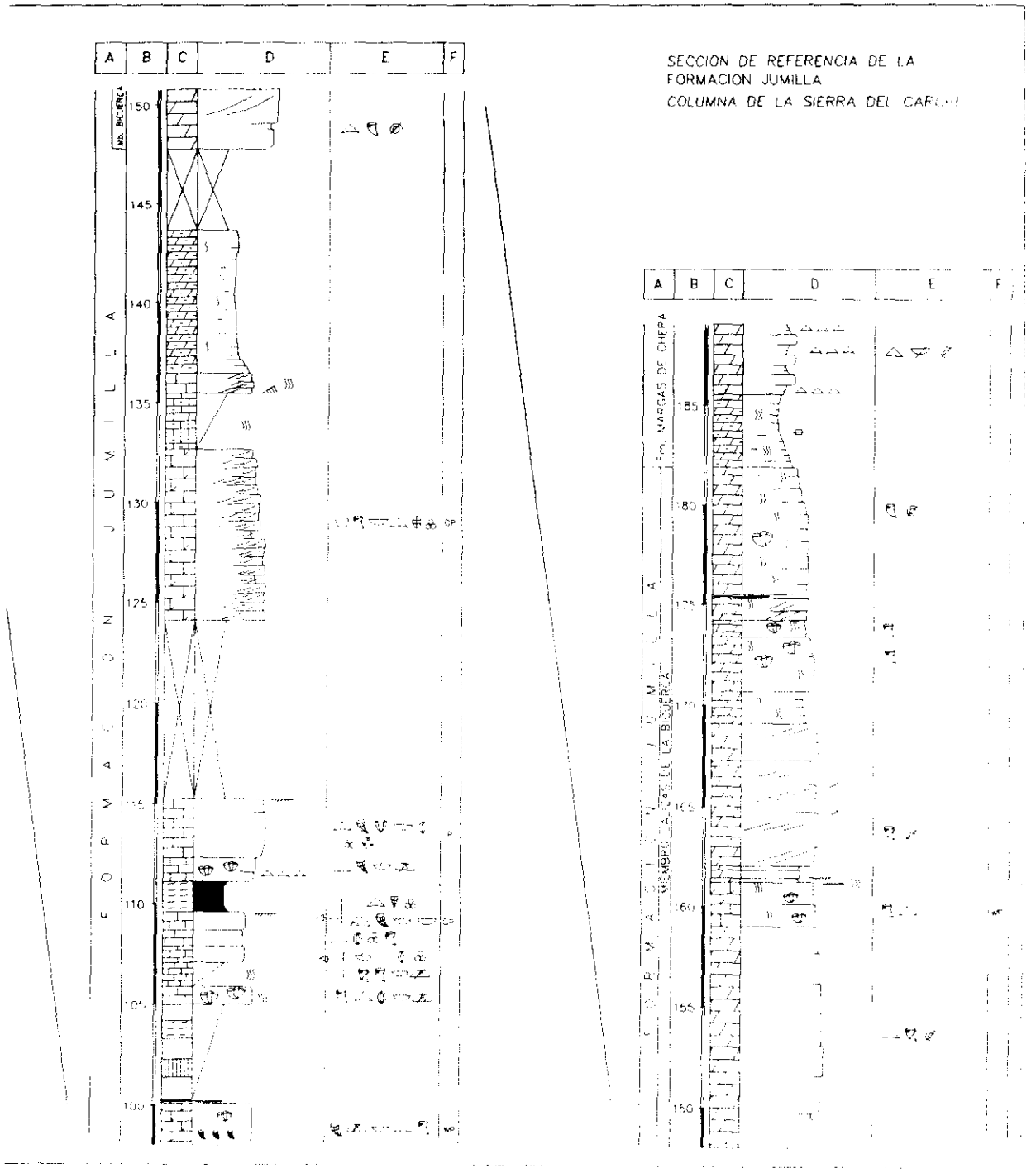

SECCION DE REFERENCIA DE LA FORMACION JUMILLA
COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCH
A
B
C
D
E
F
FORMACION JUMILLA
Mb. BICUERCA
Fm. MARGAS DE CHERA
Mb. DE LA BOQUERA
150
145
140
135
130
125
120
115
110
105
100
185
180
175
170
165
160
155
150

Fig. 10 (cont.)

formales, si bien conviene señalar que el más moderno de los dos paquetes resulta equivalente, en cuanto a su posición estratigráfica, al Miembro Margas de Losilla definido por Vilas *et al.* (1982) en la Cordillera Ibérica Meridional (fig. 11).

La Formación Jumilla presenta en su base un tránsito rápido y gradual sobre la unidad subyacente, la Formación Arenas de Utrillas. Con la unidad suprayacente el tránsito es mucho más neto, existiendo una costra ferruginosa a techo de la Formación.

En el conjunto de la Formación queda plasmada una disminución global (aunque en varios episodios) en los porcentajes de material siliciclástico.

5.b. Descripción de la sección de referencia:

En el hipoestratotipo de la Sierra del Carche, la Formación Jumilla tiene una potencia de 182m, valor que representa el máximo alcanzado por la unidad dentro del Altiplano, y aparece relativamente poco dolomitizada. Presenta sin embargo una fuerte estructuración tectónica, que hace especialmente compleja la medición y descripción de muchos tramos, especialmente los de composición terrígena.

En esta sección igualmente se reconocen los Miembros Calizas de la Rosa (7,5m), Calizas de Estenas (40m) y Calizas de la Bicuerca (34m). El primero de ellos tiene una composición calcáreo - arenosa, el segundo es dominantemente calcáreo y el tercero, que no presenta prácticamente terrígenos, está intensamente dolomitizado. Los tramos terrígenos que separan estas unidades presentan un carácter esencialmente litoral y en ellos alternan niveles de distinta naturaleza: arenosos, masivos o con estratificación cruzada; lutíticos y lutítico - arenosos, con estratificación de tipo lenticular; margosos y calcáreo limosos, con abundantes orbitolínidos y en ocasiones con laminaciones algares; y, en menor medida, calcáreos, con abundantes orbitolínidos y pequeños rudistas.

La unidad se apoya sobre la Formación Arenas de Utrillas, que presenta pequeño espesor en este sector. Sobre ella descansa a su vez la Formación Margas de Chera, existiendo entre ambas un paso neto, marcado por el cambio litológico que representan los depósitos esencialmente siliciclásticos de esta formación sobre los carbonáticos (muy competentes) del techo de la Formación Jumilla. Este hecho condiciona una inflexión geomorfológica.

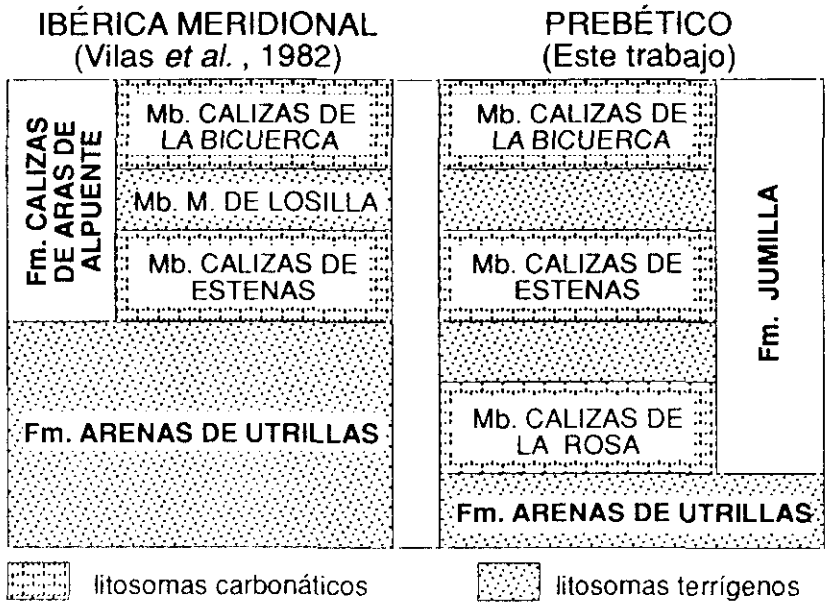


Fig. 11 : Comparación entre la Formación Jumilla (definida en este trabajo) y la Formación Calizas de Estenas (definida en la Cordillera Ibérica Meridional por Vilas et al., 1982)

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Desde un punto de vista regional la unidad es fácilmente identificable sobre el terreno, por su posición entre dos unidades (Fm. Arenas de Utrillas y Fm. Margas de Chera) que constituyen dos *blandos* topográficos claramente reconocibles.

La unidad viene definida en su localidad tipo por los tres paquetes carbonáticos (Miembros Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca) y los dos cuerpos terrígenos (no definidos como miembros) que se intercalan entre ellos.

En gran parte de la región del Altiplano se encuentran bien representados esos cinco litosomas. Sin embargo existen determinados sectores (el Dominio de Albacete y el Sector Noroccidental) donde pueden estar ausentes uno o más de los mismos (siempre comenzando por los inferiores). En esos sectores, el límite inferior de la Formación Jumilla viene definido por la base del primer litosoma carbonático

que se reconozca. Los terrígenos que queden por debajo de él son englobados en la Formación Utrillas.

De esta forma, en amplias zonas del Dominio de Albacete y en gran parte del Sector Noroccidental, la Formación Jumilla está constituida por el Miembro Calizas de Estenas, el Miembro Calizas de la Bicuerca y el litosoma terrígeno que se sitúa entre ellos.

Del mismo modo, en otras áreas del Dominio de Albacete la Formación Jumilla está representada exclusivamente por el miembro superior (Mb. Calizas de la Bicuerca). En las zonas más occidentales de ese dominio, ese miembro (y con él la formación) desaparece.

La desaparición paulatina de los miembros inferiores tiene lugar desde el Sector Suroriental hacia el Dominio de Albacete. Este hecho se produce por un paso lateral de los tramos más bajos de la Formación Jumilla a la Formación Arenas de Utrillas. De la distribución espacial de los tres miembros en la región del Altiplano se deduce que el Mb. Calizas de Estenas es extensivo (hacia el continente) sobre el Mb. Calizas de la Rosa, y que el Mb. Calizas de la Bicuerca lo es sobre los dos anteriores.

En cuanto a las variaciones en la naturaleza litológica de cada uno de los cuerpos que constituyen la Formación Jumilla conviene resaltar los siguientes aspectos:

.Para los niveles terrígenos, la composición es fuertemente variable de unos puntos a otros, pudiendo ser dominantes las arenas (generalmente poco cementadas), las arcillas dolomíticas de tonos ocres a verdes o incluso las calizas o dolomías arenosas. Conviene señalar, que para el conjunto de tramos que constituyen los paquetes *blandos*, tanto la proporción de carbonato como las facies de origen marino (si aparecen) aumentan progresivamente hacia techo.

.La naturaleza de los miembros carbonáticos es comúnmente dolomítica, con la excepción de los cortes más meridionales (como el del Carche) donde la composición original caliza se ha conservado.

Variaciones de espesor:

La formación presenta fuertes variaciones de espesor provocadas esencialmente por: (a) el paso lateral de sus tramos inferiores a la Formación Arenas de Utrillas y (b) la subsidencia diferencial sinsedimentaria. Su máximo espesor se encuentra en el hipoestratotipo de la Sierra del Carche (182m), y el mínimo en el sector de Albatana - Ontur, donde la unidad tiene escasos metros de espesor y llega a desaparecer. Un hecho singular acaece en Sierra Larga donde, durante el Albiense superior, la sedimentación terrígena tuvo un papel preponderante. Por este motivo la Formación Jumilla presenta en ese punto potencias anormalmente bajas.

Límites:

Esta formación se encuentra en todo el Altiplano, apoyada sobre la Formación Arenas de Utrillas, existiendo entre ambas un tránsito gradual y bastante rápido en casi todos los puntos.

Con la unidad suprayacente existe un límite neto o gradual y rápido, marcado siempre por la llegada, sobre los últimos bancos dolomíticos de la formación, de los terrígenos de la Formación Margas de Chera. El techo de la unidad queda marcado, en algunos puntos, por la existencia de una costra ferruginosa.

En cuanto a su extensión geográfica, la unidad está representada en la práctica totalidad del Altiplano. Únicamente, en las zonas más occidentales del Dominio de Albacete llega a desaparecer por completo.

Cambios laterales:

Como ya se ha mencionado existe un cambio lateral entre esta formación y la Formación Arenas de Utrillas, que se produce desde el Sector Suroriental del Dominio Prebético hacia el Dominio de Albacete, donde puede llegar a faltar en su totalidad.

Conviene señalar que los tramos más altos de la unidad (que constituyen la parte superior del Miembro Calizas de la Bicuerca) presentan un cambio lateral con los tramos basales de la Formación Margas de Chera.

7. Edad.

Albiense sup. *p.p.* - "Vraconiense" - Cenomaniense basal (?).

La datación de esta formación esta basada fundamentalmente en las asociaciones de foraminíferos bentónicos y rudistas encontrados en ella, que se describen con detalle en el capítulo 4.

8. Medio sedimentario:

La génesis de esta unidad se enmarca dentro de ambientes que van desde costeros - mareales, generalmente con alta influencia siliciclástica, a medios de plataforma carbonatada somera y bien comunicada. Estos últimos se caracterizan por la existencia de grandes barras bioclásticas donde los restos de orbitolínidos son el componente dominante, y por el gran desarrollo que alcanzan rudistas, corales y condrodontos, que pueden constituir cuerpos arrecifales.

9. Correlación con otras unidades:

Esta unidad es en parte correlacionable con la Formación Calizas de Aras de Alpuente definida en el sector Meridional de la Cordillera Ibérica (Vilas *et al.*, 1982). En esa formación se describieron originalmente los Miembros Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca, reconocidos ahora en la Formación Jumilla.

Las mayores diferencias entre estas dos unidades, que impiden considerarlas como equivalentes, son las siguientes:

.La Formación Jumilla comprende litosomas más antiguos que la Formación Calizas de Aras de Alpuente: El Miembro Calizas de la Rosa no se encuentra representado en el área donde fue definida la Formación C. de Aras de Alpuente (fig. 11).

.Entre ambas unidades existen fuertes diferencias litológicas, que son especialmente notables en los términos terrígenos.

Conviene de nuevo señalar que en la Cordillera Ibérica, entre los Miembros Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca, Vilas *et al.* (1982) definieron el Miembro Margas de Losilla. Este miembro, aunque no se ha reconocido como tal en el sector del Altiplano, resulta equivalente por su posición, al tramo terrígeno que

se sitúa entre los Miembros Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca en el Prebético, con el que comparte su composición esencialmente terrígena.

Así mismo la Formación Jumilla se considera equivalente a la parte superior del *urgoniano* del Prebético de Alicante (López Garrido *et al.*, 1986), así como a los términos basales de la Formación Caliza de Jaén, descrita en el Prebético occidental por Vera *et al.* (1982).

Con el Subbético septentrional (y el Prebético meridional) de la región de Moratalla (Murcia) la Formación Jumilla es correlacionable con la parte superior de la Formación Argos (Subbético, definida por van Veen, 1969), generada en medios marinos abiertos con alta influencia siliciclástica e intercalaciones turbidíticas, y la mayor parte de las Formaciones Represa (Subbético y Prebético meridional, definida por van Veen, 1969) y Canara (Prebético meridional, definida por Hoedemaeker, 1973) constituidas respectivamente por un gran litosoma margoso y otro margoso - arenoso, y generadas en medios de plataforma externa.

10. Referencias previas y antecedentes:

Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989), Martín Chivelet (1988, 1990a) y Arias *et al.* (1989).

3.3.3. MIEMBRO CALIZAS DE LA ROSA
(Albiense superior *p.p.*)

1. Nombre.

Deriva del paraje de La Rosa (Térm. Municipal de Jumilla, Murcia), adyacente a la Sierra del Carche donde se define.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Miembro, individualizada dentro de la Formación Jumilla.

3. Marco histórico.

Miembro de nueva creación.

Los materiales correspondientes a este miembro han sido únicamente diferenciados por Arias *et al.* (1989) en el sector de la Sierra del Carche - Solana del Sopalmo, si bien en dicho trabajo se consideraron equivalentes al Miembro Calizas de Estenas de la Cordillera Ibérica, por la posición estratigráfica de ambas sobre la Formación Arenas de Utrillas.

En realidad esos materiales constituyen un litosoma más antiguo que el Miembro Calizas de Estenas (el cual también se reconoce en el Prebético, ver apartado 3.3.4) el cual se define aquí como Miembro Calizas de la Rosa.

4. Estratotipo (fig. 10).

Como estratotipo, por sus condiciones de afloramiento y accesibilidad se propone el corte del sector noroccidental de la Sierra del Carche, al que se accede a través de la pista que sube a la sierra desde el Salero de la Rosa. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=820,2, y=430,0; Techo: x=820,3, y=430,1.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Tiene una potencia de 7,5m, y constituye un tramo de bancos decimétricos de composición caliza, pero con cierta proporción de terrígenos. Dentro de la unidad, los niveles basales tienen textura *wackestone* o *wackestone - packstone*, con rudistas cónicos, ostreidos, orbitolínidos y escasos corales, mientras que los niveles superiores presentan una textura *grainstone - packstone* y son esencialmente bioclásticos. También se reconocen, aunque siempre de modo subordinado, algunas pasadas margosas intercaladas.

En la sección tipo, este miembro constituye el tramo carbonático basal de la Formación Jumilla. Se apoya sobre la Formación Arenas de Utrillas y su límite superior viene marcado por una costra ferruginosa.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

El Miembro Calizas de la Rosa presenta un aspecto bastante similar, que lo hace reconocible en el paisaje. Se trata de un paquete de poco espesor y bastante competente situado entre dos tramos blandos. Es de composición esencialmente carbonática, aunque frecuentemente presenta proporciones elevadas de terrígenos, y lo normal es que aparezca fuertemente dolomitizado. Cuando esto ocurre, tiene un característico color ocre.

Variaciones de espesor, límites y cambios laterales

Es una unidad poco potente en todos los puntos donde se encuentra, oscilando su espesor entre uno y ocho metros. En amplias zonas del sector noroccidental del Altiplano, este miembro no está presente, por paso lateral a la Formación Arenas de Utrillas.

7. Edad.

Albiense superior p.p.

Los datos bioestratigráficos obtenidos en la unidad (fundamentalmente foraminíferos bentónicos, ver capítulo 4) y las edades asignadas a los materiales supra y subyacentes (Arias *et al.*, 1989; Masse *et al.*, in litt.; y este trabajo) permiten situar esta unidad dentro del Albiense superior (no basal - no terminal).

8. Medio sedimentario.

Se generó en una plataforma carbonatada somera con moderada presencia de material siliciclástico, y con subambientes que van desde mareales a los propios de una plataforma interna bien comunicada, con desarrollo de barras calcareníticas y bancos de rudistas.

9. Correlación con otras unidades.

Este tramo es correlacionable con parte de los tramos superiores de la Formación Arenas de Utrillas en la Cordillera Ibérica Meridional, Dominio de Albacete y amplios sectores del Prebético más externo.

10. Referencias previas y antecedentes.

Arias *et al.* (1989).

3.3.4. MIEMBRO CALIZAS DE ESTENAS (Albiense superior *p.p.*)

1. Nombre.

Procede de la localidad de Estenas (Valencia), en cuyas proximidades fue definida.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad Litoestratigráfica con rango de Miembro. Para el Prebético está enmarcada dentro de la Formación Jumilla.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Vilas *et al.* (1982): Definición formal de la unidad en la Cordillera Ibérica.
(2) Este trabajo: Extensión del Miembro Calizas de Estenas al Prebético.

La unidad que constituyen las Calizas de Estenas fue inicialmente diferenciada en la Cordillera Ibérica (García, 1977; Mas, 1981), donde se definió poco después como un miembro de la Formación Calizas de Aras de Alpuente.

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, los materiales correspondientes a este litosoma han sido individualizados en algunos trabajos estratigráficos locales: Equivale a la subunidad C-1.1 o al *miembro dolomítico inferior* de la *formación dolomías y margas inferiores* de Martín Chivelet (1988, 1990a) y al tramo superior de la secuencia $IIIa_2$ de Arias *et al.* (1989).

Puesto que este litosoma prebético es equivalente al miembro diferenciado en la Ibérica y ya que existe continuidad litológica entre ambos, se extiende la denominación de esta unidad al Prebético, a pesar de formar parte de una formación

diferente. Siguiendo los criterios de la *Guía Estratigráfica Internacional*, "*un miembro puede extenderse desde una unidad a otra*" siempre que se cumplan los requisitos citados.

4. Sección de referencia (fig. 10).

Se sitúa en el corte del sector noroccidental de la Sierra del Carche. Se accede por la pista que sube desde el Salero de la Rosa a la Sierra. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=820,3, y=430,1; Techo: x=820,4, y=430,3

5. Descripción en la sección de referencia.

Presenta una potencia de cuarenta metros. Está constituida esencialmente por paquetes decimétricos a métricos de calizas que, especialmente en los niveles próximos a la base, pueden contener proporciones variables de terrígenos, en general finos. Estos bancos calizos suelen presentar señales de bioturbación, tienen texturas *wackestone* y *packstone*, y su composición es esencialmente biomicrítica, con abundantes foraminíferos bentónicos, entre los que destacan los orbitolínidos. También son frecuentes las bioconstrucciones de rudistas (radiolítidos, requiénidos y caprínidos), condrodontos, corales y algas de tipo *Bacinella* y los cuerpos calcareníticos, que pueden presentar estratificación cruzada dominantemente planar y, ocasionalmente, formas lenticulares. De modo subordinado aparecen niveles intercalados de margas y calizas margosas que, en general, presentan intensa bioturbación.

Su límite inferior refleja un tránsito gradual y rápido con el tramo terrígeno subyacente, mientras que el superior es neto y viene marcado por una costra ferruginosa.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Este miembro muestra unas características muy similares en casi todos los puntos donde se ha observado. La nota mas destacable a nivel regional se encuentra en la fuerte dolomitización que presenta en la mayor parte de las series. Son típicos de este miembro los condrodontos, que pueden dar acumulaciones biostrómicas. Constituye el miembro dolomítico intermedio de la Formación Jumilla, que da un resalte topográfico en muchos puntos.

Variaciones de espesor, cambios laterales y límites

La potencia media de esta unidad se sitúa, para la región del Altiplano, en torno a los diez o quince metros. Su potencia máxima se registra precisamente en la sección de referencia (40m). Por otro lado, dentro del Dominio de Albacete llega a desaparecer por paso lateral a la Formación Arenas de Utrillas.

Además, este Miembro puede apoyarse sobre esa formación en aquellos puntos donde el Miembro Calizas de la Rosa no existe.

7. Edad.

Albiense superior *p.p.*

Los datos bioestratigráficos (orbitolínidos y rudistas fundamentalmente, ver capítulo 4) obtenidos en este Miembro y la datación de los materiales supra y subyacentes (Arias *et al.*, 1989), permite situar esta unidad dentro del Albiense superior ("medio"-"alto").

8. Medio sedimentario.

Este miembro se generó en una plataforma carbonatada en la que los cinturones de facies, mal definidos, reflejan subambientes que van desde zonas mareales a zonas de plataforma interna bien comunicadas y someras. En las primeras la presencia de terrígenos puede llegar a ser importante, mientras que en las segundas la sedimentación es casi exclusivamente carbonática, con desarrollo de bioconstrucciones de rudistas y condrodontos en áreas tranquilas y de cuerpos calcareníticos en medios más agitados.

9. Correlación con otras unidades.

El Miembro presenta gran extensión tanto en la Cordillera Ibérica como en el Prebético. Hacia el Dominio de Albacete pasa lateralmente a la Formación Arenas de Utrillas.

10. Referencias previas y antecedentes.

Martín Chivelet (1988), Arias *et al.* (1989), Martín Chivelet *et al.* (1989), Martín Chivelet (1990a).

3.3.5. MIEMBRO CALIZAS DE LA BICUERCA
(Albiense superior "alto" ("Vraconiense") - Cenomaniense basal?)

1. Nombre.

Deriva de su localidad tipo, en la Sierra de la Bicuerca (Prov. de Valencia).

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Miembro, enmarcado, en el Prebético, dentro de la Formación Jumilla.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Vilas *et al.* (1982): Definición formal de la unidad en la Cordillera Ibérica.
(2) Este trabajo: Extensión de los límites de la unidad al sector Prebético del Altiplano de Jumilla - Yecla.

El litosoma constituido por las Calizas de Bicuerca ha sido diferenciado (García, 1977; Mas, 1981) y definido (Vilas *et al.*, 1982) en la Cordillera Ibérica, dentro de la Formación Calizas de Aras de Alpuente.

Para el Altiplano de Jumilla - Yecla, este litosoma se ha individualizado en algunos trabajos estratigráficos locales: equivale a la subunidad C-1.3 o *miembro dolomítico superior* de la *formación dolomías y margas inferiores* de Martín Chivelet (1988, 1990a) y Martín Chivelet *et al.* (1989) y al tramo superior de la secuencia $IIIa_3$ de Arias *et al.* (1989).

Al igual que con el Miembro Calizas de Estenas ya descrito, el Miembro Calizas de la Bicuerca, originariamente definido en la Formación Aras de Alpuente, encuentra su continuidad litológica y estratigráfica en el seno de la Formación Jumilla del Prebético.

una alternancia de niveles gruesos de dolomías bioclásticas con estratificación cruzada y niveles decimétricos microcristalinos; el superior (8m) es mucho más masivo y presenta algunas bioconstrucciones de rudistas. La unidad es coronada por un pequeño tramo tableado, con intensa bioturbación.

El límite inferior de la unidad viene marcado por un cambio brusco en la naturaleza del sedimento, que pasa de ser esencialmente terrígeno (arenas y margas) a casi exclusivamente carbonático. El límite superior representa igualmente un cambio gradual y rápido en las condiciones de depósito con la Formación Margas de Chera.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

El Miembro Calizas de la Bicuerca presenta unas características litológicas similares en todo el sector del Altiplano. Se trata de un paquete casi exclusivamente dolomítico, constituido esencialmente por bancos métricos, en ocasiones mal definidos. Suele dar un resalte topográfico importante que se sitúa en la parte superior de la Formación Jumilla. Generalmente presenta un aspecto masivo y, debido a la dolomitización, son escasos los rasgos sedimentarios que se pueden diferenciar. De ellos destacan las acumulaciones de orbitolínidos, los abundantes condrodontos y las bioconstrucciones de rudistas.

Variaciones de espesor, límites y cambios laterales:

Su espesor medio se sitúa en torno a los quince metros. Dentro de la región del Altiplano se aprecia una tendencia de aumento global desde el noroeste (Dominio de Albacete) donde puede llegar a desaparecer, hacia el sureste.

A esta tendencia general se le superponen variaciones locales que reflejan una importante subsidencia diferencial. Así, el máximo valor se ha medido en la columna de la Estación del Carche (40m), que se localiza dentro del Sector Central. Por el contrario, dentro del Sector Suroriental, donde las potencias medias sobrepasan los veinticinco metros, se han encontrado valores anormalmente bajos. Este es el caso de la columna de la Solana del Sopalmo, donde el miembro sólo alcanza unos pocos metros de espesor, hecho que aparece relacionado con el marco tectosedimentario de este punto, fuertemente condicionado por el ascenso diapírico del Trías durante la sedimentación.

Este miembro presenta una gran extensión, encontrándose bien representado en todo el Altiplano de Jumilla - Yecla, a excepción de algunas áreas del Dominio de Albacete. En ellas, el grueso de la unidad desaparece por paso lateral a la Formación Arenas de Utrillas. El resto de la misma (los niveles superiores) desaparecen por cambio lateral con la base de la Formación Margas de Chera.

Aunque en la sección tipo el tránsito con la unidad suprayacente es gradual y rápido, en otros puntos puede ser mucho más neto, e incluso estar marcado por una costra ferruginosa.

Conviene señalar que en el Dominio de Albacete la Formación Jumilla puede estar en su totalidad constituida por el Miembro Calizas de la Bicuerca, por paso del resto de la unidad a la Formación Arenas de Utrillas.

7. Edad.

Albiense superior "alto" ("Vraconiense") - Cenomaniense basal(?)

Debido a su naturaleza dolomítica, son escasos los restos paleontológicos que se preservan. En función de los mismos (capítulo 4), de otros procedentes de zonas próximas (fundamentalmente Giménez, 1987) y de su posición estratigráfica, el Miembro Calizas de la Bicuerca se enmarca dentro del Albiense superior más alto ("Vraconiense"), aunque no se descarta que pueda alcanzar la parte baja del Cenomaniense en su techo.

8. Medio sedimentario.

Corresponde a una plataforma carbonatada somera, bien comunicada y mal estructurada en cinturones de facies. De ella son característicos los cuerpos calcareníticos, las pequeñas bioconstrucciones de rudistas, y las zonas con sedimentación tranquila y elevada bioturbación (cap. 5.1).

9. Correlación con otras unidades.

El Miembro Calizas de la Bicuerca se encuentra ampliamente representado tanto en el Prebético como en la Cordillera Ibérica Meridional. El grueso de la unidad pasa lateralmente a la Formación Arenas de Utrillas dentro del Dominio de Albacete. Sus tramos más altos presentan un cambio lateral con la Formación Margas de Chera.

10. Referencias previas y antecedentes.

Martín Chivelet (1988, 1990a), Arias *et al.* (1989), Martín Chivelet *et al.* (1989).

3.3.6. FORMACIÓN MARGAS DE CHERA
(Albiense terminal (?) - Cenomaniense inferior)

1. Nombre:

Deriva de su localidad tipo en la Ermita de Chera (provincia de Valencia).

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Vilas *et al.* (1982): Primera definición formal de la unidad, en la Cordillera Ibérica Suroccidental, aunque no incluyen ninguna sección medida.
(2) García *et al.* (1989a): Propuesta de cambio de rango de la unidad (Capa de Margas de Chera) no válida. No se siguen los criterios básicos de la *Nomenclatura Estratigráfica*.
(3) Este trabajo: Extensión de la Formación Margas de Chera al dominio Prebético.

El conjunto litológico que constituye esta formación ha sido profusamente descrito en distintos sectores de la Cordillera Ibérica y bajo distintas denominaciones (Meléndez *et al.* 1974; García, 1977; Fernández Calvo, 1981; Mas, 1981) que hacían siempre referencia a un tramo esencialmente margoso y de un característico color verde.

Dentro del Prebético, las primeras descripciones de los mismos se deben a Fourcade (1970), quien sin embargo no los individualiza del conjunto dolomítico suprayacente. Es esta región, al contrario de lo que ocurre en la Ibérica, este

litosoma ha sido raramente diferenciado en los mapas geológicos y, cuando se ha hecho, se ha confundido frecuentemente con el litosoma correspondiente a la Formación Dolomías Tableadas de Villa de Ves (Cenomaniense inferior? - medio), unidad descrita más adelante.

En la región del Altiplano ha sido individualizada sólo recientemente como unidad informal: La Formación Margas de Chera resulta equivalente a la *unidad C-2* o *formación C-2: Margas ocres* de Martín Chivelet (1988, 1990a) y Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990).

4. Secciones de referencia (figs. 9 y 13).

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, se establecen dos secciones de referencia que reflejan sendos cortes con fuertes diferencias entre sí. El primero de ellos (fig. 9) se encuentra en la localidad de Jumilla, concretamente en la ladera occidental del Cerro del Castillo. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 869 Jumilla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=805,0, y=434,3 ; Techo: x=805,1, y=434,2. El segundo (fig. 13) corresponde con la serie que aflora en el Paraje de "El Madroño" (Término Municipal de Yecla, Murcia), al que se accede desde el Km,18 de la Carretera Yecla - Fuente Álamo. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 844 Ontur. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x= 808,6, y=441,6; Techo: x=808,5, y=441,6.

5. Descripción de las secciones de referencia:

La Formación Margas de Chera en la columna del Castillo de Jumilla comprende un tramo de cuarenta y cinco metros de potencia. Esta constituida por una alternancia de niveles decimétricos a métricos cuya composición oscila entre carbonática pura y mixta carbonático - siliciclástica. Los primeros paquetes son más competentes y, en los puntos donde están poco dolomitizados, se aprecian biomicritas *wackestone-packstone* con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Los segundos, en general poco competentes, están formados por arcillas dolomíticas o areniscas calcáreas, que se caracterizan por la abundancia de orbitolínidos, gasterópodos, pequeños rudistas y huellas de bioturbación.

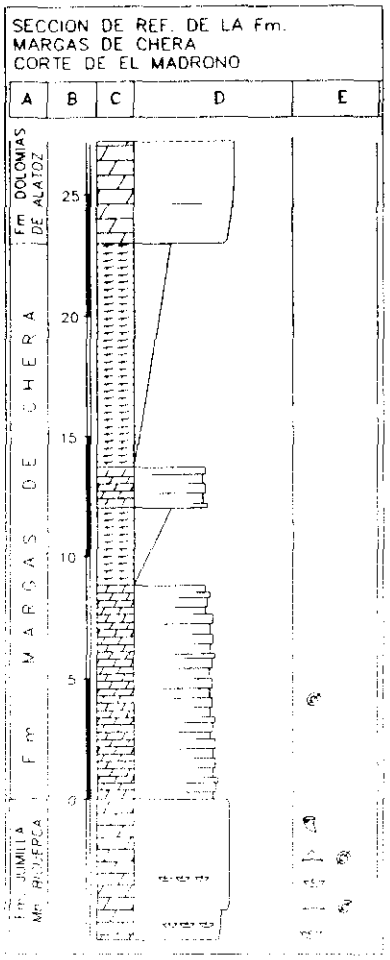


Fig. 13: Sección de referencia II de la Formación Margas de Chera en la finca de de "El Madroño". Coordenadas en el texto.

En la sección de "El Madroño", la Formación Margas de Chera tiene una potencia de veintitrés metros, y está constituida por arcillas dolomíticas de tonos ocres a verdosos. Solamente en la base se reconoce un tramo (9m) donde dominan las dolomías limoso-arenosas estratificadas en pequeños bancos mal definidos, con niveles más margosos intercalados.

6. Aspectos regionales.

Descripción

Esta formación se encuentra en todo el Altiplano de Jumilla - Yecla, donde se reconoce fácilmente por constituir un tramo "blando", generalmente bien estratificado, que se sitúa entre los dos paquetes dolomíticos masivos correspondientes respectivamente al Miembro Calizas de la Bicuerca (Formación

Jumilla) y a la Formación Dolomías de Alatoz. Su composición mixta carbonático - terrígena es el rasgo composicional más distintivo, si bien las proporciones de siliciclásticos y carbonatos presentan fuertes variaciones según los diferentes puntos geográficos. En el sector más noroccidental del Altiplano (Dominio de Albacete) su aspecto más significativo es la presencia de niveles margosos de tonos ocres a verdes, así como de finas intercalaciones dolomíticas con grietas de retracción, pequeñas huellas de raíces, laminaciones estromatolíticas... Excepcionalmente se han encontrado pasadas micríticas con carofitas.

Por el contrario, en el resto del Altiplano esos niveles margosos están muy subordinados, y son dominantes los bancos decimétricos de calizas o dolomías, margosas o arenosas en proporción variable, y que contienen pequeños rudistas, ostreidos, abundantes orbitolínidos y miliólidos entre otros fósiles. La formación presenta en todos sus puntos una intensa dolomitización secundaria, si bien en algunos cortes ésta no es total y ha respetado algunos tramos en los que se pueden estudiar los componentes originales del sedimento.

Variaciones de espesor:

La potencia media se sitúa en torno a los 25m. Presenta sin embargo grandes variaciones de espesor, oscilando los valores entre los menos de cinco metros de Fuente del Pino y los más de treinta y cinco metros de la columna del Castillo de Jumilla. Estos cambios están relacionados con una fuerte subsidencia diferencial de bloques dentro de la región, ya que no se aprecian tendencias claras en el incremento de espesores hacia un sector en concreto.

Límites:

Se apoya sobre el tercer miembro de la Formación Jumilla, existiendo entre ambas unidades y según los puntos, un límite neto (marcado a veces por una costra ferruginosa) o un tránsito gradual que se produce en pocos metros. En cualquier caso el límite inferior de la Formación Margas de Chera queda marcado por la llegada de terrígenos.

El límite con la unidad suprayacente (Fm. Dolomías de Alatoz) viene dado por un cambio litológico, que es gradual aunque se produce de manera rápida.

Cambios laterales:

La unidad se reconoce en toda la región del Altiplano, a pesar de las grandes variaciones laterales, tanto en potencia como en facies. Por otro lado, el análisis regional permite asegurar cambios laterales con las unidades infra y suprayacente respectivamente en la base y el techo de la unidad.

7. Edad.

Albiense terminal (?) - Cenomaniense inferior "bajo"

Las determinaciones realizadas sobre orbitolínidos, alveolínidos y nezzazátidos en las series menos dolomitizadas (capítulo 4) y la posición estratigráfica relativa de la unidad permiten asegurar una edad Cenomaniense inferior para el grueso de la formación. No se puede descartar, sin embargo, que los niveles basales tengan aún edad Albiense terminal.

8. Medio sedimentario.

Los grandes cambios laterales de facies que presenta esta unidad reflejan variaciones en los medios de sedimentación, que oscilan entre mareales margosos (con alta influencia continental) característicos en el sector del Dominio de Albacete, (margas, dolomías y calizas con huellas de raíces, grietas de retracción, laminaciones estromatolíticas y restos de carofitas); y los propios de una plataforma somera con sedimentación mixta, en los diferentes sectores del Dominio Prebético. Esta plataforma estaba caracterizada por el desarrollo de barras bioclásticas con abundantes terrígenos, y zonas tranquilas con sedimentación esencialmente margosa o carbonática y pequeñas colonias de rudistas.

9. Correlación con otras unidades.

La unidad tiene gran extensión tanto en la Cordillera Ibérica como en el Prebético, existiendo continuidad litológica entre ambos sectores (Martín Chivelet *et al.*, 1989). Por otro lado, pasa lateralmente a la Formación Arenas de Utrillas en el sector de Chinchilla, fuera ya de la Región del Altiplano (Giménez, 1987).

10. Referencias previas y antecedentes.

Fourcade (1970), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990), Martín Chivelet (1990a).

3.3.7. FORMACIÓN DOLOMÍAS DE ALATOZ (Cenomaniense inferior "no basal" - medio "medio")

1. Nombre.

Deriva de la sección tipo, situada en las proximidades de la localidad de Alatoz (Albacete).

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad Litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Vilas *et al.* (1982): Definición de la unidad, en el sector meridional de la Cordillera Ibérica.
(2) Este trabajo: Extensión de los límites de esta unidad a la zona Prebética (sector del Altiplano).

El litosoma que recoge esta formación se ha individualizado tradicionalmente en los trabajos cartográficos, hidrogeológicos y estratigráficos regionales realizados en el Prebético. Desde Fourcade (1965) se reconocen en el Altiplano (y en el Prebético en general) tres litosomas dolomíticos, que, en conjunto, se han englobado bajo diferentes nombres informales que se recopilan en Vera *et al.* (1982). De todos ellos, la denominación de *trilogía dolomítica* ha sido la más utilizada, conjuntamente con la de Formación Dolomítica, propuesta por esos autores. El uso generalizado de esa *trilogía* en los trabajos geológicos regionales ha llevado sin embargo a frecuentes interpretaciones erróneas. Se define como la sucesión compuesta por dos tramos dolomíticos separados por un tramo tableado de dolomías y dolomías limosas alternantes y se asimila, en principio, a las Formaciones Dolomías de Alatoz,

Dolomías tableadas de Villa de Ves, Dolomías de Carada y Dolomías del Cuchillo consideradas en este trabajo. Los principales problemas estratigráficos que ha planteado la utilización generalizada de la *trilogía dolomítica* y sinónimas como unidades litoestratigráficas, y por los cuales deben desecharse definitivamente estos nombres, se describen a continuación:

.El miembro superior de la trilogía (equivalente a la Formación Dolomías del Cuchillo) y la parte superior del miembro medio (Formación Dolomías de Carada) no están ligados genéticamente al resto de la unidad, y su distribución espacial es muy inferior, faltando en muchos puntos del Prebético.

.En las zonas donde el Miembro Calizas de la Bicuerca y la Formación Margas de Chera alcanzan espesores relevantes, y la Formación Dolomías del Cuchillo no aparece (por no deposición o erosión actual) las dos primeras y la Formación Dolomías de Alatoz constituyen *otra trilogía dolomítica* cuya composición litológica y respuesta topográfica (dos tramos dolomíticos masivos y competentes separados por un tercero mejor estratificado y con niveles margosos intercalados) son muy similares a la de la original. Este hecho ha inducido a numerosos errores tanto en la cartografía regional como en las correlaciones estratigráficas.

.En puntos donde las Formaciones Dolomías de Carada y Dolomías del Cuchillo no se depositaron, sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves se apoyan directamente litosomas más modernos que aquellos (Formaciones Calizas de las Moratillas o Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel). Estos presentan frecuentemente una intensa dolomitización secundaria y un aspecto masivo, por lo que han sido erróneamente asimilados al miembro superior de la trilogía (Formación Dolomías del Cuchillo).

Por otro lado la Formación Dolomías de Alatoz se corresponde también con la *formación Quesada*, propuesta por los geólogos de Sepe-Enpasa, dentro del estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla (Rodríguez Estrella y Martínez Laínez, 1971). Esta nomenclatura (que comprende también las *formaciones Franco* y *Benejama* a las que nos referiremos más adelante) estaba encaminada a la localización de acuíferos y, presenta numerosos problemas en su aplicación al análisis estratigráfico. Además, su descripción se realiza en una región con grandes faltas de registro sedimentario, por lo que resulta complejo arrastrar estas unidades fuera de la misma. Según la *Guía Estratigráfica Internacional* (Hedberg, ed., 1976)

este tipo de unidades, en cuya definición se antepone su interés económico al puramente estratigráfico, deben ser consideradas como informales incluso si tienen denominación específica.

Por último cabe reseñar que esta formación resulta equivalente a la unidad *C-3* o *fm. C-3: Dolomías masivas con rudistas y corales* de Martín Chivelet (1988, 1990a) y Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990).

4. Sección de referencia (fig. 14).

Como sección de referencia en el Altiplano de Jumilla - Yecla, se propone el corte de Peñón Grande, situado al sureste de Caudete (Albacete), y al que se accede a pie desde la pista forestal que parte del Camino del Cementerio de esa localidad y bordea la sierra por el sureste. Se escoge este corte por su excepcional afloramiento, así como por presentar características intermedias entre las distintas series del Altiplano. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 819 Caudete. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x= 834,9 , y= 855,2 ; Techo: x= 834,8, y= 855,3.

5. Descripción del Hipoestratotipo.

Constituye un potente paquete dolomítico de colores beiges a grises, con una potencia total de 64m. Internamente se reconocen bancos de escala métrica a decamétrica. Los primeros niveles (18m) presentan una buena estratificación en bancos decimétricos que reflejan la herencia de la Formación Margas de Chera, sobre la que se apoya en un tránsito bastante gradual aunque rápido. En estos primeros niveles son frecuentes las acumulaciones de grandes orbitolínidos. Por encima se encuentra un tramo mucho más masivo (30m) en el que se reconoce estratificación difusa en bancos decimétricos a métricos. Sobre éste, un tercer y último tramo (16m) se caracteriza por presentar megaestratificación cruzada (*sets* métricos) y abundantes *Ichthyosarcolites* de gran tamaño. Finalmente, el tránsito a la unidad suprayacente (Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves) viene marcado por un tramo de cuerpos calcareníticos de menor escala y que presentan a techo laminaciones estromatolíticas.

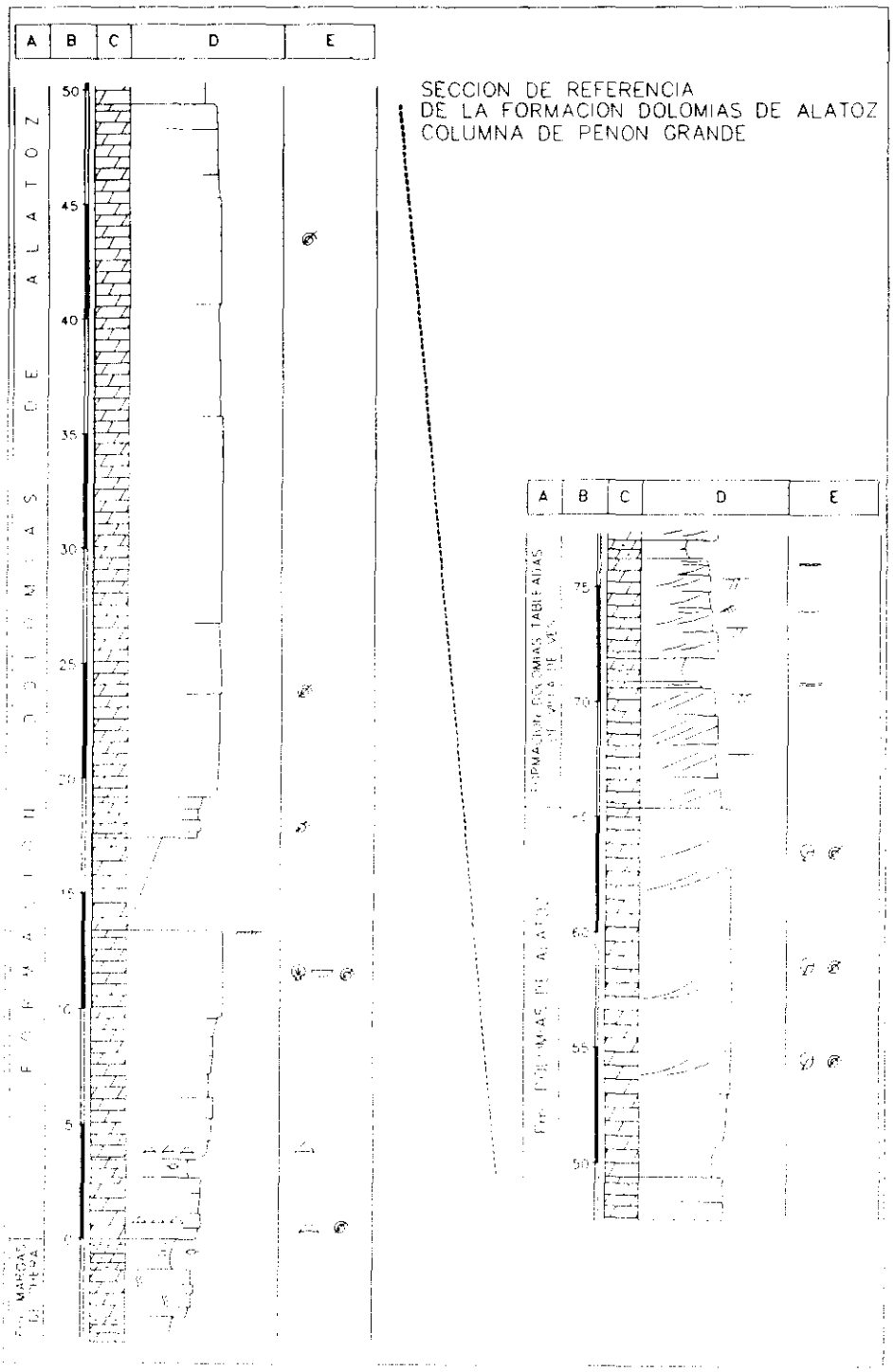


Fig. 14: Sección de referencia de la Formación Dolomías de Alatoz. Coordenadas: en el texto.

6. Aspectos regionales.

Descripción

En todo el Altiplano, la unidad mantiene una fuerte homogeneidad litológica: está casi exclusivamente formada por dolomías meso a macrocristalinas, bioclásticas, compactas, de tonos grises a beiges y masivas o mal estratificadas en bancos cuya potencia varía desde unos pocos decímetros a varias decenas de metros. Dentro de estas dolomías son dominantes las de carácter bioclástico y calcarenítico, pero también se encuentran facies con textura original no granosostenida, con escasos rudistas, corales solitarios y fuerte bioturbación. El rasgo paleontológico más característico es la abundancia de orbitolínidos de gran tamaño, que se reconocen incluso en los tramos más dolomitizados. También se encuentran grandes rudistas de tipo *Ichthyosarcolites*, muchas veces asociados a los cuerpos calcareníticos. El conjunto de la Formación Dolomías de Alatoz es fácilmente reconocible, no sólo por su homogeneidad litológica sino también por los resaltes topográficos importantes y las amplias zonas casi desprovistas de vegetación que condiciona su presencia.

Por último cabe mencionar dos aspectos locales de esta unidad:

El primero de ellos reside en que en algunos puntos del sector meridional (Sierra de Salinas, El Carche...) puede, en su techo, estar sin dolomitizar. Se encuentran entonces calizas blancas masivas y cristalinas, de naturaleza biomicrítica con abundantes foraminíferos bentónicos (destacando los orbitolínidos y alveolínidos), así como bioconstrucciones de rudistas (radiolítidos y caprínidos).

El segundo aspecto que cabe reseñar son las brechificaciones que, en algunos cortes como la Sierra del Cuchillo o la Solana del Sopalmo, presenta esta formación. La pueden afectar parcial o totalmente, son penecontemporáneas a la sedimentación y se interpretan como el resultado de la inestabilidad tectónica del medio (capítulo 5.1).

Variaciones de espesor:

La tendencia general refleja un aumento progresivo de los espesores desde el noroeste (Dominio de Albacete) donde presentan 15m de media, hacia el sureste (Sector Suroriental) donde sobrepasa los 150m.

De forma independiente a esta tendencia, la unidad presenta fuertes cambios locales en su potencia, que a veces se reconocen a escala de afloramiento (Martín Chivelet, 1990a), relacionados con la fuerte subsidencia diferencial de los bloques tectónicos y/o con la acción diapírica de los materiales triásicos. Los casos más representativos se encuentran en la Solana del Sopalmo y en la Sierra del Cuchillo.

Límites:

La unidad se apoya en todo el Altiplano sobre la Formación Margas de Chera, existiendo entre ambas un tránsito gradual y rápido.

La Formación Dolomías de Alatoz se encuentra estrechamente ligada a la formación suprayacente, las Dolomías tableadas de Villa de Ves, con la que presenta un tránsito vertical muy gradual, siendo en muchas ocasiones necesario establecer el límite entre ambas de una manera un tanto arbitraria allí donde las características de la segunda comienzan a ser dominantes sobre las de la primera. Cuando las Dolomías tableadas de Villa de Ves no aparecen, por cambio lateral con la misma Formación Dolomías de Alatoz, sobre esta unidad encontramos la Formación Calizas del Carche (Campaniense inferior *p.p.*- Maastrichtiense inferior), existiendo una importante discontinuidad estratigráfica entre ambas, que abarca desde el Cenomaniense medio *p.p.* hasta el Campaniense inferior *p.p.*

Cambios laterales:

Las Dolomías de Alatoz alcanzan su máxima representación en el Sector Suroriental del Altiplano (Sierras del Carche y Salinas) donde tienen una edad Cenomaniense inferior "no basal" - Cenomaniense medio "medio". Desde este sector hacia el noroeste, aproximadamente la mitad superior de la formación cambia lateralmente a la Formación Dolomías Tableadas de Villa de Ves (Cenomaniense inferior "alto" - Cenomaniense medio "medio").

Aunque de menor entidad, también se produce un cambio lateral de facies desde el sur hacia el norte entre la base de la Formación Dolomías de Alatoz y el techo de la Formación Margas de Chera.

7. Edad.

Cenomaniense inferior "no basal" - medio "medio"

La dolomitización que sufrió esta unidad ha impedido la preservación de un buen registro fósil. La edad de la base de la formación se sitúa en el Cenomaniense inferior, de acuerdo con los datos disponibles del techo de la unidad subyacente, la Formación Margas de Chera (Cenomaniense inferior "bajo"), con la que presenta un tránsito rápido y en continuidad sedimentaria.

La edad del techo de la formación es muy variable según el sector que consideremos.

En los cortes más surorientales (S. del Carche, de Salinas y del Sopalmo) la Formación Dolomías de Alatoz alcanza sus edades más modernas en su techo, debido a que hacia el noroeste la parte superior de la unidad pasa lateralmente a la Fm. Villa de Ves.

En esos puntos el techo de la unidad aparece sin dolomitizar y se han preservado abundantes microfósiles. La asociación de orbitolínidos y alveolínidos recogida (capítulo 4) sitúa esos niveles superiores en el Cenomaniense medio. Por otro lado, la correlación secuencial (capítulo 5.1) permite postular que la unidad no alcanza en ningún punto el Cenomaniense medio más alto.

En el resto del Altiplano (donde la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves está bien representada) la edad del techo de la Formación Dolomías de Alatoz se sitúa en el Cenomaniense inferior, en función de su posición estratigráfica y de la correlación secuencial, sin que sea posible, por el momento, precisar más.

8. Medio sedimentario.

El conjunto de la formación se desarrolla dentro de una gran plataforma carbonatada, encontrándose facies típicas de medios que van desde zonas litorales (muy subordinados) hasta zonas marinas abiertas y agitadas, correspondientes al borde de una plataforma de tipo *rimmed*. El rasgo sedimentológico más característico de la unidad en el sector del Altiplano se encuentra en los grandes cuerpos calcareníticos y bioclásticos que constituyen en muchos casos el grueso de la unidad.

9. Correlación con otras unidades.

La Formación Dolomías de Alatoz presenta gran extensión dentro de todo el Prebético y la Cordillera Ibérica Meridional, existiendo continuidad litológica entre los dos dominios paleogeográficos. Como ya se ha expuesto, su parte superior

presenta cambios laterales con la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves y sus tramos basales con la Formación Margas de Chera.

Si consideramos otros dominios de la Zonas Externas de la Cordillera Bética, esta unidad es correlacionable con la Formación Caliza de Jaén, definida en el Prebético de Jaén (Vera *et al.*, 1982) y con las unidades sinónimas a esta, recopiladas por esos mismos autores. Así mismo es correlacionable con parte de la Formación Fardes de Vera *et al.* (1982), descrita en los Montes Universales (Subbético), y con parte de la Formación Quipar de van Veen (1969) y Hoedemaeker (1973), descrita en la región de Moratalla (Prebético Meridional y Subbético septentrional).

10. Referencias previas y antecedentes.

Azéma (1972, 1975, 1977), Azéma *et al.* (1975, 1977), Fourcade (1965, 1970, 1975), Jerez (1981), Vera *et al.* (1982), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989), Martín Chivelet (1990a), Rodríguez Estrella y Martínez Laínez (1971), Rodríguez Estrella (1979), Rodríguez Estrella *et al.* (1980). *Mapas Geológicos*: Gallego *et al.* (1980, 1981a y 1981b), Baena (1979), Lendínez y Tena-Dávila (1977), García de Domingo *et al.* (1981).

3.3.8. DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VES
(Cenomaniense inferior *p.p.* - medio "medio")

1. Nombre.

Deriva de la localidad albacetense de Villa de Ves, próxima a la cual se encuentra el estratotipo de la unidad.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de formación.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Vilas *et al.* (1982): Definición de la unidad, para el sector meridional de la Cordillera Ibérica.
(2) Este trabajo: Extensión de los límites de esta unidad a la zona Prebética (sector del Altiplano).

En los puntos del Prebético donde la Formación Dolomías de Carada (Cenomaniense medio "alto" - superior "basal"?) no está representada, la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves resulta equivalente al miembro intermedio de la denominada *trilogía dolomítica* o de su sinónima la Formación Dolomítica de Vera *et al.* (1982). Igualmente, la unidad equivale en esos casos a la *formación Franco*, acuñada en las campañas hidrogeológicas realizadas por SEPE-ENPASA en la región de Cazorla - Hellín - Yecla durante los años sesenta y descrita por Rodríguez Estrella y Martínez Laínez (1971) desde un punto de vista casi puramente hidrogeológico.

Por el contrario, cuando la Formación Dolomías de Carada sí está representada, como ocurre en amplios sectores del Altiplano, la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves tan solo equivale a la parte inferior de las mencionadas unidades.

Tanto en el Altiplano como en otros sectores del Prebético, los litosomas correspondientes a las Formaciones Dolomías tableadas de Villa de Ves y Dolomías de Carada (que pertenecen a dos secuencias deposicionales diferentes) se han considerado como una única unidad durante años. Esto se aprecia tanto en la cartografía geológica regional (Lendínez y Tena-Dávila, 1977; Gallego *et al.*, 1980, 1981a; 1981b; Baena, 1979; García de Domingo *et al.*, 1981) como en distintos trabajos estratigráficos locales (Jiménez Pinillos, 1986; Martín Chivelet, 1988 y 1990a; Martín Chivelet *et al.*, 1989, 1990; Philip y Martín Chivelet, 1990), si bien en algunos de ellos (Martín Chivelet, 1988 y 1990c) se reconoce la existencia de la interrupción sedimentaria que pone en contacto los litosomas correspondientes a las dos formaciones y se expone la falta del litosoma superior en algunos puntos del Prebético.

Este hecho ha llevado en numerosas ocasiones a correlaciones erróneas, y supone, a nuestro juicio, un criterio más (a añadir a los expuestos en el apartado

3.3.7) por el cual deben de ser desechadas todas las nomenclaturas que engloban estos litosomas (*trilogía dolomítica*, etc.).

4. Sección de referencia (fig. 15).

Como Hipoestratotipo de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves en el Altiplano de Jumilla - Yecla se propone, por sus buenas condiciones de afloramiento y su representatividad, la columna del sector meridional de la Sierra del Cuchillo. A ella se accede desde Yecla por la carretera de Almansa, a través de la carretera vecinal que sale, en el km5 aproximadamente, hacia la sierra. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 845 Yecla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=824,5, y=453,4; Techo: x=824,2, y=454,0.

5. Descripción del Hipoestratotipo.

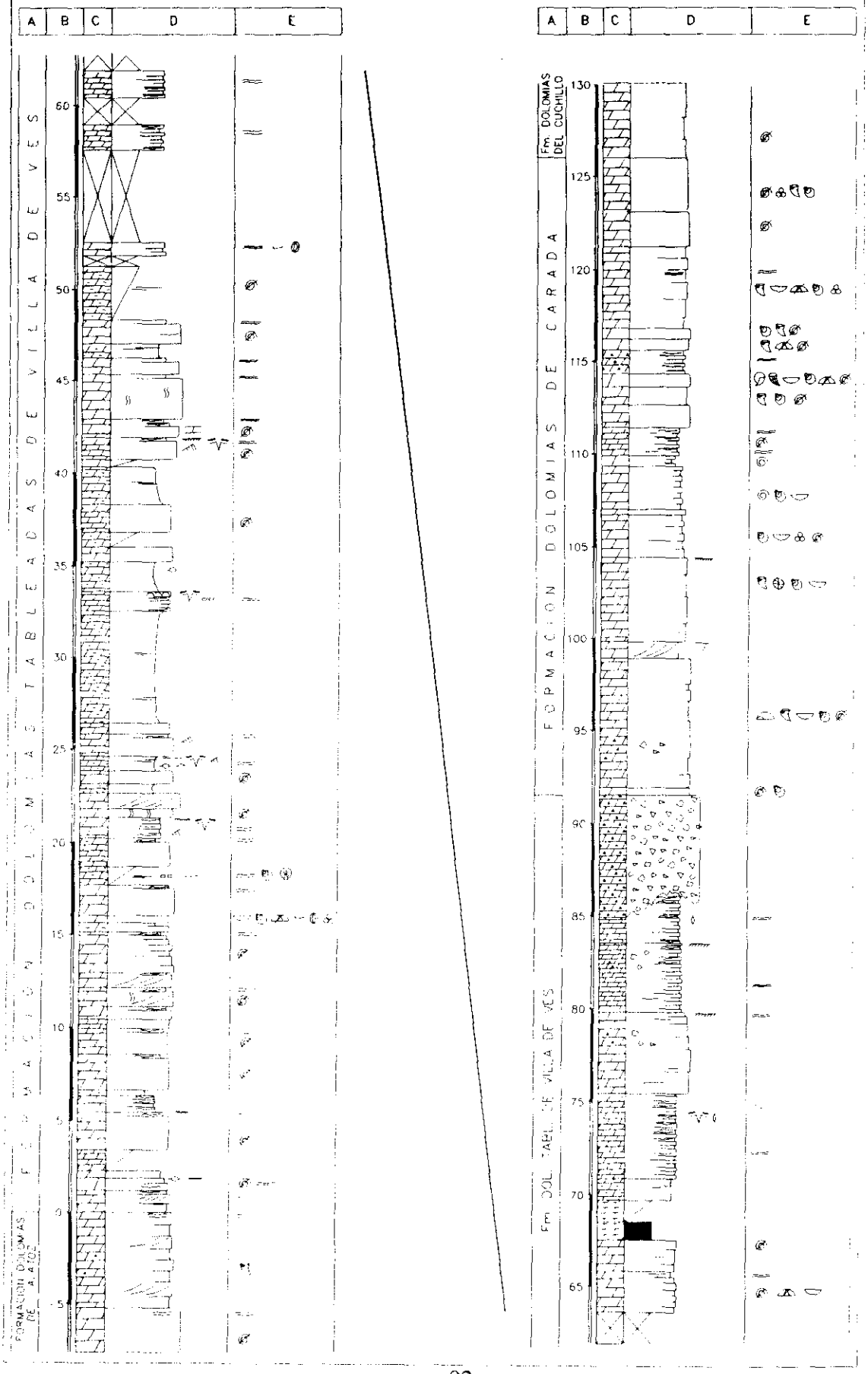
La Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves tiene en la columna de la Sierra del Cuchillo una potencia de 92m. Está constituida por paquetes decimétricos (a métricos) bien estratificados de dolomías compactas, ocasionalmente con estratificación cruzada, dolomías con laminaciones estromatolíticas, dolomías arcilloso - limosas, arcillas dolomíticas y brechas dolomíticas caóticas. Son característicos su color claro y su aspecto bien estratificado, provocado por la alternancia de niveles duros y blandos. Solamente los paquetes de brechas pueden presentar un aspecto más masivo. Dentro de la serie se distinguen dos grandes tramos:

Tramo inferior (41m): En su base dominan los cuerpos dolomíticos de naturaleza calcarenítica, que reflejan el tránsito (gradual) con la unidad subyacente (Formación Dolomías de Alatoz), si bien son ya frecuentes las intercalaciones con laminaciones estromatolíticas, rasgo característico de la Formación Dol. tableadas de Villa de Ves. Hacia techo los niveles estromatolíticos se hacen progresivamente más importantes, al mismo tiempo que aparecen niveles de dolomías arcillosas intercaladas, con tendencia globalmente estratocreciente.

Fig. 15 (pág. siguiente) : Sección de referencia de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves y Estratotipo de la Formación Dolomías de Carada. Coordenadas: en el texto.

→

SECCION DE REFERENCIA DE LA FORMACION DOLOMIAS TABLEADAS DE VILLA DE VES Y ESTRATOTIPO DE LA FORMACION DOLOMIAS DE CARADA
COLUMNA SIERRA DEL CUCHILLO SUR



Tramo superior (51m): El inicio de este tramo queda marcado por el cambio litológico y geomorfológico que supone un paquete de 7m de dolomías estratificadas en bancos decimétricos competentes, algunas de las cuales tienen carácter calcarenítico, y en el cual las intercalaciones de dolomías arcillosas están muy subordinadas y únicamente aparecen próximas al techo. Sobre este paquete se apoya un segundo (37m), que refleja una tendencia similar a la descrita para el *tramo inferior*, con un rápido incremento hacia techo de los niveles de dolomías arcillosas, arcillas dolomíticas y dolomías con laminación estromatolítica, las cuales suelen presentar abundantes señales de desecación, niveles de cantos planos y pseudomorfos de yeso. Estas facies se hacen dominantes si bien es también frecuente encontrar niveles intercalados de brechas caóticas de colapso, de poca continuidad lateral. Por último, el techo de este tramo está constituido por un paquete competente (6-8m) de brechas dolomíticas caóticas y heterométricas, que dan un resalte importante en la topografía.

El límite superior de este tramo (y de la unidad) representa una interrupción sedimentaria que constituye una discontinuidad estratigráfica regional (límite de secuencias deposicionales).

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves es fácilmente reconocible sobre el terreno por su aspecto bien estratificado y sus tonos claros, manteniendo siempre unas características muy similares a las que se describen en el hipoestratotipo.

Está representada en el Dominio de Albacete y en los Sectores Noroccidental, Central y Meridional. Falta en el Sector Suroriental por paso lateral a la parte superior de la Formación Dolomías de Alatoz.

Por otro lado conviene señalar que los niveles de brechas dolomíticas descritos en la Sierra del Cuchillo tienen en ese corte un desarrollo excepcional, siendo lo normal que presenten escasa continuidad lateral y que no lleguen a constituir tramos con entidad propia como el que se ha descrito.

Variaciones de espesor:

La potencia media de la unidad se sitúa en torno a los 90m, oscilando entre los 60-80m de las series del sector septentrional (Escabezado, Moratillas, Grajas) y los 145m de Sierra Larga.

Límites:

Dentro del Altiplano de Jumilla-Yecla la unidad se apoya siempre sobre la Formación Dolomías de Alatoz, existiendo un tránsito gradual entre ambas. El límite se hace coincidir con el punto aproximado en el que los caracteres litológicos definitorios de esta unidad se hacen dominantes sobre los de aquella, hecho que suele coincidir con una inflexión topográfica brusca. Además la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves presenta, como ya se ha indicado, un cambio lateral de facies con esta unidad.

Sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves se encuentra, como ya se ha mencionado, una discontinuidad estratigráfica regional, que constituye un límite entre secuencias deposicionales. Sobre la misma, y según el Sector d Dominio considerado, descansan materiales cretácicos correspondientes a las Formaciones Dolomías de Carada, Dolomías del Cuchillo, Calizas de las Moratillas, Margas de Alarcón, Calizas y Brechas de la Sierra de Utiel y Calizas arenosas del Molar, cuyas edades oscilan entre el Cenomaniense medio "alto" y el Maastrichtiense superior.

Cambios laterales:

El cambio lateral que esta unidad presenta con la parte superior de la Formación Dolomías de Alatoz queda plasmado de forma espectacular en las series del Sector Meridional (Sierra Larga y Santa Ana), donde se encuentran series de características intermedias entre las dos formaciones.

7. Edad.

Cenomaniense inferior *p.p.*(?) - medio "medio"

Debido al carácter fuertemente dolomítico de la unidad los restos fósiles son muy escasos y siempre mal preservados. Los rudistas encontrados (cap. 4) sólo permiten asegurar una edad Cenomaniense no terminal para la misma. Su datación se basa por ello y en gran medida en la posición estratigráfica de la unidad, en la

correlación secuencial y en los datos procedentes de áreas vecinas, en especial la Cordillera Ibérica Meridional (Giménez, 1987; Calonge, 1989) y otras áreas del Prebético (Rodríguez Estrella y Granados, 1975).

8. Medio sedimentario.

El conjunto de la unidad se generó en extensas llanuras de marea carbonáticas con cierta influencia de terrígenos finos que quedan fijados en sus facies más someras. La unidad refleja una sucesión de secuencias elementales de tipo *shallowing upwards* que evidencian condiciones inter y supramareales de aridez importante, con condiciones hipersalinas y desarrollo masivo de tapices de cianofíceas. Los ambientes submareales reflejan, especialmente en sus partes distales, el desarrollo de pequeños cuerpos calcareníticos y una biota con abundantes rudistas. La presencia de terrígenos es casi testimonial y está restringida a los sedimentos inter y supramareales.

9. Correlación con otras unidades.

La Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves presenta gran extensión dentro del Prebético, faltando únicamente en el Sector Suroriental por paso lateral a la parte superior de la Formación Dolomías de Alatoz.

Los dos tramos que se han descrito en el estratotipo se diferencian regionalmente, y son correlacionables, en la Cordillera Ibérica, con los dos *ciclos* inferiores descritos por Giménez (1987, 1988) dentro de esta unidad.

10. Referencias previas y antecedentes.

Jerez (1981), Azéma *et al.* (1975), Fourcade (1965, 1970, 1975), Rodríguez Estrella y Martínez Laínez (1971), Vera *et al.* (1982), Jiménez Pinillos (1986), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1991), Philip y Martín Chivelet (1990), Martín Chivelet (1990a). *Mapas Geológicos*: Gallego *et al.* (1980, 1981a y 1981b), Baena, (1979), Lendínez y Tena-Dávila (1977), García de Domingo *et al.* (1981).

3.3.9. FORMACIÓN DOLOMÍAS DE CARADA
(Cenomaniense medio "alto" - superior *p.p.*?)

1. Nombre:

Deriva del Monte de Carada, situado en la parte suroccidental de la Sierra del Cuchillo (Yecla, Murcia).

2. Rango de la unidad:

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación

El litosoma que constituye esta formación se individualiza como una unidad con entidad propia por vez primera en la presente Tesis. Hasta ahora se había descrito siempre asociado al litosoma que constituye la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, formando ambos un conjunto litológico que constituía el miembro intermedio de la *trilogía dolomítica* o unidades sinónimas.

En nuestra opinión (tal y como se expone en los anteriores apartados) esas nomenclaturas (*trilogía dolomítica...*) han provocado numerosos equívocos en la literatura y deben ser desechadas.

La Formación Dolomías de Carada constituye una unidad cartografiable y con características litológicas propias, que está separada de la unidad infrayacente (Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves) por una discontinuidad estratigráfica de índole regional. Su distribución espacial, tal y como veremos más adelante, es muy diferente de la de aquella. Por otro lado, su diferenciación resulta de gran utilidad en el análisis secuencial, pues la mencionada discontinuidad separa dos secuencias deposicionales sucesivas.

Aunque las semejanzas que existen entre esta unidad y la anterior son muchas (hecho que indudablemente ha condicionado su no diferenciación en los trabajos

cartográficos regionales y estratigráficos realizados hasta ahora), también son notables las diferencias. Entre ellas cabe mencionar las siguientes: típico color gris oscuro de este litosoma frente al beige claro del otro, ausencia de tramos margosos, mayor competencia, aspecto más masivo, ausencia de niveles de brechas, mayor abundancia de restos de fauna (rudistas...), dolomitización menos intensa y menor abundancia de niveles estromatolíticos.

4. Estratotipo (fig. 15).

Se propone, por sus buenas condiciones de afloramiento y su accesibilidad, la columna del sector meridional de la Sierra del Cuchillo (Yecla). A ella se accede desde la pista que sale hacia la sierra desde el kilómetro 5 de la carretera Yecla - Almansa. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 845 Yecla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=824,2, y=454,0; Techo: x=824,0, y=454,4.

5. Descripción del Hipoestratotipo.

Tiene una potencia de 34m. Está constituida por una sucesión de paquetes decimétricos (a métricos) generalmente bien estratificados, de dolomías micro a mesocristalinas de tonos grises, que presenta además algunas intercalaciones menos potentes con laminaciones estromatolíticas subhorizontales. En los primeros son frecuentes las acumulaciones de rudistas (caprínidos y radiolítidos), que aparecen asociados a abundantes gasterópodos, otros moluscos y foraminíferos bentónicos. Los niveles estromatolíticos están bastante subordinados y desaparecen progresivamente hacia el techo de la unidad.

Conviene reseñar que algunos de los bancos presentan sólo una dolomitización parcial.

La unidad se apoya sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves existiendo entre ambas un límite neto. El tránsito con la unidad suprayacente (Formación Dolomías del Cuchillo) es, por el contrario, gradual.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

La unidad mantiene siempre unas características muy similares a las que se describen en el estratotipo.

Variaciones de espesor:

La potencia media de la unidad se sitúa en torno a los 15-25m. Los valores máximos de la misma se miden en la Sierra del Cuchillo (estratotipo).

Límites:

Dentro de la región del Altiplano, la unidad se apoya siempre sobre el techo de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, existiendo entre ambas unidades una interrupción sedimentaria.

El límite superior marca un tránsito gradual y rápido con la Formación Dolomías del Cuchillo. Con esta unidad presenta además un cambio lateral de facies.

Cambios laterales:

En el Altiplano de Jumilla-Yecla, la unidad está restringida a una estrecha área con dirección SSE-NNW que ocupa parte de los sectores Noroccidental y Central. Comprende, entre otras, las Sierras de la Magdalena, del Cuchillo, del Príncipe y del Picarcho. Al norte de esa franja no se depositó mientras que al sur de la misma desaparece por paso lateral a la Formación Dolomías del Cuchillo.

7. Edad:

Cenomaniense medio "alto" - Cenomaniense superior *p.p.*(?)

Las asociaciones de rudistas presentes en esta formación (Martín Chivelet *et al.*, 1990; y capítulo 4), permiten proponer una edad Cenomaniense medio "alto"-superior "no terminal" para la misma. Su posición estratigráfica y la correlación secuencial permiten precisar aún más esta datación: su base debe situarse en la parte media-alta del Cenomaniense medio y su techo posiblemente no alcance el Cenomaniense superior.

8. Medio sedimentario.

La génesis de la unidad se produjo en zonas litorales carbonáticas, con predominio de condiciones sub e intermareales. Las diferentes facies se ordenan en

secuencias de somerización hacia techo (capítulo 5.2). Las zonas submareales presentaban buena comunicación con mar abierto, siendo frecuente el desarrollo de acumulaciones de rudistas (caprínidos, radiolítidos, requiénidos) así como de pequeños cuerpos calcareníticos. Las áreas intermareales se caracterizan por el desarrollo de tapices de cianofíceas.

9. Correlación con otras unidades.

No se han diferenciado litosomas equivalentes al descrito ni en la Cordillera Ibérica Meridional ni en otros sectores del Prebético.

10. Referencias previas y antecedentes.

Martín Chivelet (1988, 1990a); Philip y Martín Chivelet (1990), Martín Chivelet *et al.* (1990).

3.3.10. FORMACIÓN DOLOMÍAS DEL CUCHILLO
(Cenomaniense medio "alto" - superior *p.p.*?)

1. Nombre.

Deriva de la Sierra del Cuchillo, alineación montañosa situada al norte de Yecla (Murcia), donde se fija su estratotipo.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

El litosoma que constituye la Formación Dolomías del Cuchillo, ha sido cartografiado en distintos mapas regionales (Gallego *et al.*, 1980, 1981a y 1981b; Baena, 1979; Lendínez y Tena-Dávila, 1977; García de Domingo *et al.*, 1981) y mencionado en otros tantos trabajos estratigráficos (Fourcade, 1970, entre otros).

Corresponde a la parte inferior de la *formación Benejama* de Rodríguez Estrella y Martínez Laínez (1971) y con el término superior de la ya mencionada *trilogía dolomítica* o Formación Dolomítica. Su dispersión y aparición ha sido en muchas ocasiones exagerada, debido a que, como miembro superior de esa *trilogía* se han considerado frecuentemente litosomas no asimilables a la Formación Dolomías del Cuchillo, cuya extensión areal es bastante restringida, sino a unidades más antiguas, como la Formación Dolomías de Alatoz (Cenomaniense inferior *p.p.*? - medio), o más modernas como las Formaciones Calizas de las Moratillas (Cenomaniense superior) y Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense superior? - Campaniense basal), que frecuentemente presentan una intensa dolomitización secundaria, y por ello un aspecto y litología muy similares a las dolomías de la Formación Dolomías del Cuchillo. (Para más detalle ver *Marco histórico* de la Fm. Dolomías de Alatoz en el apartado 3.3.7).

En trabajos recientes, se individualiza informalmente como una formación. En este sentido la Formación Dolomías del Cuchillo resulta equivalente a la unidad *C-5* o *fm. C-5: dolomías negras masivas* de Martín Chivelet (1988, 1990a) y Martín Chivelet *et al.* (1989, 1990).

4. Estratotipo (fig. 16).

Se toma como serie tipo la de la columna Sierra del Cuchillo Sur, levantada en el extremo meridional de esta sierra, a la cual se accede a través del camino vecinal que sale del kilómetro 5 de la carretera Yecla - Almansa. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 845 Yecla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=824,0, y=454,4; Techo: x=823,9, y=454,7.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Constituye un tramo dolomítico muy masivo, con una potencia de 46m y un característico color oscuro. Son esencialmente dolomías meso a macrocristalinas y compactas, en las que no se reconocen prácticamente caracteres texturales del sedimento original. Sólo en niveles próximos a la base se encuentran laminaciones difusas subhorizontales cuyo origen puede ser atribuido a cianofíceas y, en el resto de la unidad, escasos fantasmas de bioclastos y zonas con elevada bioturbación. El tránsito con la unidad infrayacente (Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves) es neto, sin que se aprecie ningún tipo de interrupción sedimentaria entre las dos

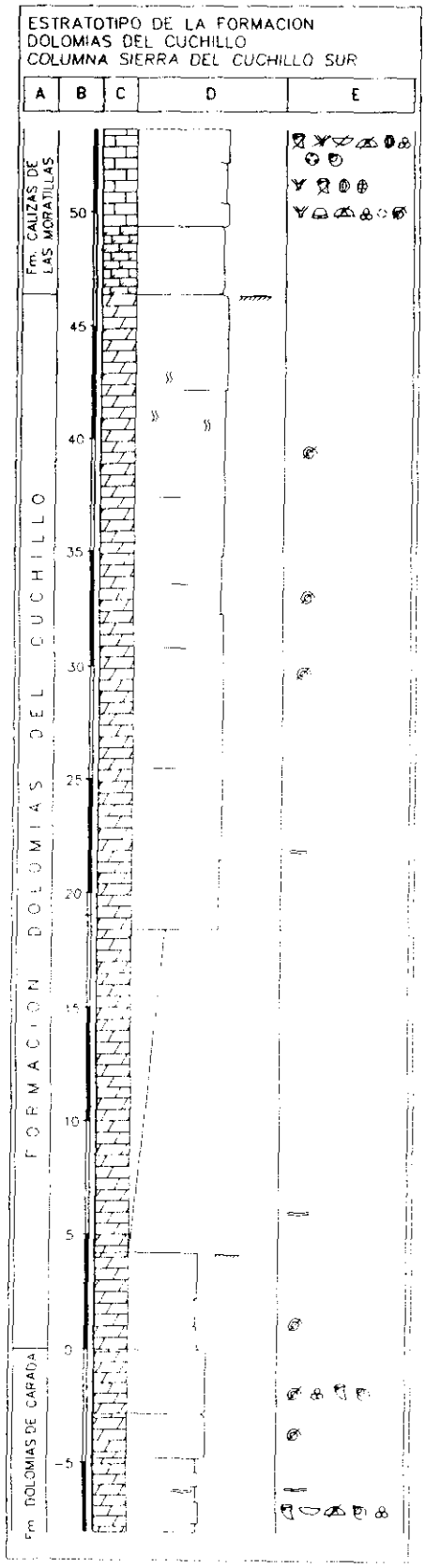


Fig. 16: Estratotipo de la Formación Dolomías del Cuchillo. Coordenadas: en el texto.

unidades. Por el contrario, en su techo presenta una costra ferruginosa que fija el límite con la unidad suprayacente (Formación Calizas de las Moratillas), y que representa una discontinuidad estratigráfica.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

La unidad presenta unas características muy similares a las del estratotipo en todos los puntos donde aparece. Constituye un tramo masivo de dolomías oscuras que no suele dar resaltes topográficos importantes.

Variaciones de espesor:

En la mayor parte de los puntos la potencia se mantiene en torno a los 35-45m, con la excepción de las sierras de la Magdalena y Picarcho (norte), donde se midieron 20m. En amplios sectores del Altiplano esta unidad no está representada.

Límites:

La unidad puede apoyarse sobre la Formación Dolomías de Carada o sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. En el primer caso el tránsito es gradual aunque bastante rápido, mientras que en el segundo es neto, existiendo una interrupción sedimentaria importante entre ambas unidades.

En la región del Altiplano, sobre la Formación Dolomías del Cuchillo siempre se encuentra la Formación Calizas de las Moratillas. Entre estas dos unidades se encuentra una interrupción sedimentaria regional de gran importancia, reflejada frecuentemente en una costra ferruginosa. En muchos puntos la Formación Calizas de las Moratillas aparece intensamente dolomitizada en su base, hecho que puede enmascarar el límite entre ambas unidades (como ocurre en la Sierra del Príncipe).

Cambios laterales:

En el área de estudio, la extensión lateral de esta unidad es bastante reducida. Está restringida a una franja estrecha (que ocupa parte de los Sectores Noroccidental y Central) con dirección SSE-NNW. Comprende, entre otras, las Sierras del Molar,

Buey, Magdalena, Cuchillo y Príncipe. Al norte y al sur de esa franja falta por omisión.

Dentro de esa franja la mitad inferior (aproximadamente) de la unidad presenta un cambio lateral con la Formación Dolomías de Carada. Este cambio se produce transversalmente a la mencionada franja, desde el sureste hacia noroeste.

7. Edad.

Cenomaniense medio "alto" - superior *p.p.*?

Debido a la fuerte dolomitización que presenta esta unidad, los restos paleontológicos son muy escasos y están mal preservados. Por ello su datación se basa en su posición estratigráfica relativa: la unidad se sitúa bajo la Formación Calizas de las Moratillas (Cenomaniense superior), presenta un paso lateral de su parte inferior a la Formación Dolomías de Carada (Cenomaniense medio "alto" - superior?; y cuando esta última no existe, se apoya directamente sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (Cenomaniense medio "medio" en su techo).

8. Medio sedimentario.

Los escasos caracteres sedimentarios preservados (bioturbación, fantasmas de bioclastos, laminaciones estromatolíticas...) permiten únicamente deducir un ambiente formador marino, de plataforma carbonatada somera, que puede presentar cierta influencia mareal en algunos momentos.

9. Correlación con otras unidades.

En el sector meridional de la Cordillera Ibérica, la Formación Dolomías del Cuchillo debe corresponder con la parte más alta de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (Martín Chivelet *et al.*, 1989).

10. Referencias previas y antecedentes.

Azéma *et al.* (1975), Fourcade (1965, 1970, 1975), Vera *et al.* (1982), Jiménez Pinillos (1986), Martín Chivelet *et al.* (1989), Martín Chivelet (1990a), Rodríguez Estrella y Martínez Laínez (1971), *Mapas Geológicos*: Gallego *et al.* (1980, 1981a y 1981b), Baena (1979), Lendínez y Tena-Dávila (1977), García de Domingo *et al.* (1981).

3.3.11. FORMACIÓN CALIZAS DE LAS MORATILLAS
(Cenomaniense superior)

1. Nombre.

Deriva de la Sierra de las Moratillas, donde se define el estratotipo.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

El litosoma que constituye las Calizas de las Moratillas ha sido diferenciado y descrito recientemente en el sector del Altiplano. Jiménez Pinillos lo denomina *unidad C-12*. También resulta equivalente a la *unidad C-6* o *fm C-6: calizas con rudistas y briozoos* de Martín Chivelet (1988, 1990a, 1990b), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990) y Philip y Martín Chivelet (1990).

4. Estratotipo (fig. 17).

El Estratotipo de esta unidad se establece en el sector oriental de la Sierra de las Moratillas, elevación que se sitúa al noroeste de Yecla (Murcia). Se accede a ella por varias pistas que parten del kilómetro ocho (aprox.) de la Carretera Yecla - Almansa. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 845 Yecla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=820,1, y=454,8; Techo: x=819,9, y=454,8.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Tiene una potencia total de 24,5m. De base a techo se diferencian: 5m de margas dolomíticas beiges con intercalaciones calizas blancas ricas en foraminíferos planctónicos y calcisferas; 1,4m de calizas nodulosas y biomicríticas, con foraminíferos planctónicos, abundantes briozoos y algunos foraminíferos bentónicos;

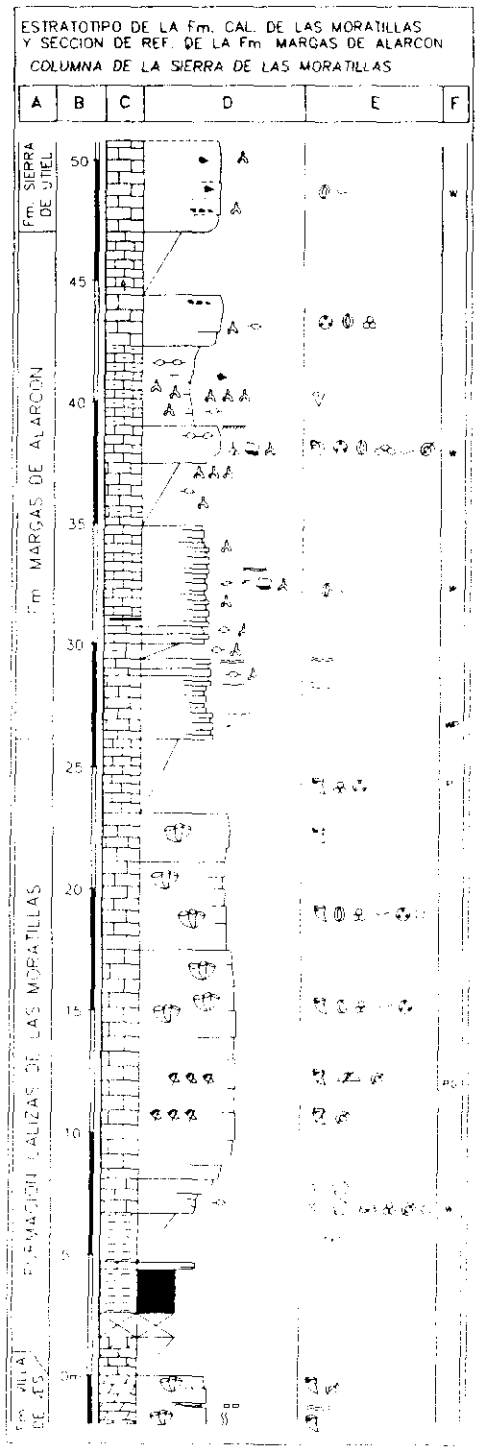


Fig. 17: Estratotipo de la Formación Calizas de las Moratillas y sección de referencia de la Formación Margas de Alarcón. Coordenadas: en el texto.

15,1m de calizas biostrómicas mal estratificadas o masivas, que tienen carácter dominantemente calcarenítico y bioclástico en la base, mientras que hacia techo predominan las colonias de radiolítidos; y 3m de biopelmicritas con abundantes miliólidos y escasos radiolítidos que presentan señales de exposición subaérea y diagénesis vadosa.

En la localidad tipo, la Formación Calizas de las Moratillas se apoya sobre las Dolomías tableadas de Villa de Ves, existiendo entre ambas unidades una discontinuidad sedimentaria. Por el contrario, el límite superior de la Formación representa un tránsito rápido pero en continuidad sedimentaria con la Formación Margas de Alarcón.

6. Aspectos regionales

Descripción:

La Formación Calizas de las Moratillas presenta como rasgos más característicos, su litología casi exclusivamente caliza, su color blanco, su aspecto bastante masivo y su reflejo en la topografía, donde suele dar resaltes marcados.

Los niveles margosos descritos en la base de la unidad en la localidad tipo, rara vez se encuentran en la región del Altiplano.

Como litofacies más importantes destacan los cuerpos calcareníticos, esencialmente bioclásticos y puntualmente algo arenosos u oolíticos, y las bioconstrucciones de rudistas, fundamentalmente radiolítidos, aunque también se identifican caprínidos. La principal excepción a estos caracteres "típicos" de la formación se encuentra en la dolomitización, total o parcial, que presenta en algunos cortes. Tiene entonces aspecto masivo y color gris, y puede llegar a ser difícil diferenciarla de las Dolomías del Cuchillo, a pesar de que esta última presenta tonos más oscuros, da menor resalte topográfico y su tamaño de grano es generalmente más fino.

Variaciones de espesor:

Su potencia media se sitúa en torno a los 25m, si bien oscila, dentro del Altiplano, entre los 10-15m de Morrón del Puerto y Sierra del Príncipe y los 35-40 de Cerro Picario y la Sierra del Molar. Además, no está representada en amplias zonas del Altiplano.

Límites:

El límite inferior es siempre neto y constituye una discontinuidad estratigráfica (límite de secuencias deposicionales). La unidad puede apoyarse sobre la Formación Dolomías del Cuchillo o sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, existiendo en este último caso un hiato de más de medio millón de años.

El límite superior es gradual y rápido. Representa el tránsito, en continuidad sedimentaria, a la Formación Margas de Alarcón.

La formación se encuentra, por condicionamientos paleogeográficos, limitada a la franja de dirección SSE-NNW desarrollada sobre extensas áreas de los sectores Noroccidental y Central (Sierras del Molar, Buey, Magdalena, Moratillas, Cuchillo, Príncipe y Picarcho, entre otras). A ambos lados de esa franja falta por omisión.

Cambios laterales:

Los niveles más altos de la formación presentan un cambio lateral de facies con la base de la Formación Margas de Alarcón. Este se produce desde el sureste hacia el noroeste.

7. Edad.

Cenomaniense superior.

Precisiones bioestratigráficas basadas en foraminíferos bentónicos, planctónicos y rudistas aseguran esta edad para el conjunto de la formación (Martín Chivelet *et al.*, 1990 y capítulo 4).

8. Medio sedimentario.

Sus facies reflejan ambientes muy diferentes dentro de una plataforma carbonatada. Los niveles basales calcáreo-margosos y con abundantes planctónicos y briozoos, reflejan las condiciones de máxima profundidad para la formación (plataforma externa). Sobre ellos, el desarrollo de cuerpos calcareníticos y biostrómicos representa una sedimentación típica de plataforma somera bien comunicada. Finalmente los niveles superiores de la unidad, que marcan el tránsito

a la Formación Margas de Alarcón se generaron en medios mareales. La unidad refleja, de base a techo, una tendencia progresiva hacia la somerización.

9. Correlación con otras unidades.

La Formación Calizas de las Moratillas es correlacionable, en la Cordillera Ibérica Meridional, con el conjunto formado por la Formación Calizas y Margas de Casa Medina y la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada, ambas definidas por Vilas *et al.* (1982), si bien no existe continuidad litológica entre éstas y la primera, debido a que, durante el Cenomaniense superior, las cuencas Bética e Ibérica se encuentran individualizadas por una región emergida (Giménez *et al.*, 1988; Martín Chivelet *et al.*, 1989; Martín Chivelet, 1990a, 1990b; y capítulo 6).

Con el Subbético resulta compleja la correlación, debido a las imprecisiones aún existentes en cuanto a las edades de los niveles comprendidos en el Cenomaniense superior y el Turoniense inferior.

10. Referencias previas y antecedentes.

Martín Chivelet (1988, 1990a), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990), Philip y Martín Chivelet (1990).

3.3.12. FORMACIÓN MARGAS DE ALARCÓN
(Cenomaniense terminal - Coniaciense p.p.)

1. Nombre.

Deriva de la localidad de Alarcón (Cuenca) donde fue originalmente definida.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Autor:

(1) Vilas *et al.* (1982): Definición de la Fm. Margas de Alarcón, en el sector meridional de la Cordillera Ibérica.

(2) Giménez *et al.* (1988): Primera mención de la Formación Margas de Alarcón en el sector más occidental del Altiplano de Jumilla - Yecla.

(3) Este trabajo: Extensión los límites de esta unidad a la cuenca bética (Prebético del Altiplano de Jumilla - Yecla).

El tramo litológico que constituye la Formación Margas de Alarcón en el Prebético ha sido diferenciado en escasos trabajos estratigráficos. Fourcade (1970) señala la existencia, en la Sierra del Cuchillo, de un nivel margoso de tonos claros situado dentro del *complejo calizo senoniense* y próximo a su base. Giménez *et al.* (1988) citan esta formación en la Sierra del Escabezado, punto que consideran como el límite meridional de la Cuenca Ibérica durante el Cenomaniense superior. Así mismo es equivalente a la unidad *C-7* o *fm C-7: formación calizas y margas con paleosuelos*, de Martín Chivelet (1988, 1990a, 1990b), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990) y Philip y Martín Chivelet (1990).

Aunque su denominación formal (Fm. Margas de Alarcón) alude a una composición margosa, en todo el sector del Altiplano la unidad es dominantemente caliza, lo que también ocurre en muchos puntos de la Cordillera Ibérica, incluida su Localidad Tipo. A pesar de esto, el nombre de la unidad goza de gran arraigo en la geología regional de esa Cordillera. Por todo ello se respeta, en esta memoria, su nombre original, aunque siempre teniendo presente que los términos margosos aparecen sólo de forma subordinada en esta región.

4. Sección de referencia (fig. 17).

Como Hipoestratotipo se toma la sección de la Sierra de las Moratillas, especialmente por su representatividad y sus buenas condiciones de afloramiento. Esta elevación se sitúa al noroeste de Yecla (Murcia) y se accede a pie desde varias pistas que parten de la carreteras comarcales Yecla - Almansa o Yecla - Montealegre del Castillo. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 845 Yecla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=819,9, y=454,8; Techo: x=819,7, y=454,8.

5. Descripción del Hipoestratotipo.

Constituye un tramo de 21m, de composición esencialmente caliza, en el cual, de base a techo, se diferencian: 8,8m de calizas blancas finamente tableadas, constituidas esencialmente por biopelmicritas con miliólidos, ostrácodos y señales de exposición subaérea, así como por algunos niveles con laminación estromatolítica; 2,6m de calizas seminodulosas y poco arcillosas con fuerte transformación pedogenética; 1,5m de biomicritas con algas verdes, gasterópodos y miliólidos, que presentan a techo, señales de edafización importante; 3,3m de calizas arcillosas de tonos oscuros, con cantos negros e intensa edafización (*Microcodium*?) y 4,7m de calizas muy recristalizadas mal estratificadas o nodulosas, con miliólidos y cantos negros, que presentan igualmente señales de edafización.

Dentro de la unidad quedan plasmadas numerosísimas interrupciones sedimentarias, que tienen su reflejo en el desarrollo de numerosos suelos. Este desarrollo edáfico se produce en múltiples etapas (los suelos se superponen unos sobre otros). La mayor transformación tiene su reflejo en los tramos intermedios de la unidad.

Tanto el límite inferior como el superior representan tránsitos graduales y rápidos, y por tanto en continuidad sedimentaria, con las unidades infra y suprayacente: Formaciones Calizas de las Moratillas y Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel respectivamente.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Es una unidad calcáreo - margosa que, a pesar de su escaso espesor, es perfectamente reconocible en el paisaje y cartografiable, ya que generalmente constituye un entrante topográfico.

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla conserva, allí donde aparece, unas características bastante homogéneas. Solamente en el sector de la Sierra del Príncipe - Umbría de la Pava presenta un aspecto *tableado* producido por el apilamiento de pequeñas secuencias elementales (de 20-30cm) de tipo *shallowing upwards*, cuyo rasgo más característico sigue siendo el desarrollo de paleosuelos sobre las facies micríticas o biomicríticas de origen litoral, que ocasionalmente pueden contener pequeñas colonias de radiolítidos.

Variaciones de espesor:

Las variaciones de potencia son importantes, siendo difícil dar un valor representativo. La media se sitúa en torno a los 10m, y se han medido espesores entre 1,2m (Casas de la Cingla) y 26,5m (Sierra del Cuchillo).

Límites:

La Formación Margas de Alarcón se apoya, en la región del Altiplano, sobre la Formación Calizas de las Moratillas o sobre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. En el primer caso el límite refleja un tránsito rápido en continuidad sedimentaria. En el segundo, el contacto entre ambas unidades es neto y representa una discontinuidad estratigráfica. Por el contrario, la unidad suprayacente es siempre la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, con la que suele presentar un tránsito gradual y rápido.

Esta formación se encuentra representada en todo el Altiplano, con la excepción de los sectores Meridional (Sierra Larga, Santa Ana) y Suroriental (Carche, Salinas, Sopalmo) donde no se encuentra por omisión.

Cambios laterales:

Los niveles basales de la Formación Margas de Alarcón presentan un cambio lateral de facies con el techo de la Formación Calizas de las Moratillas. De igual modo los niveles superiores lo hacen con la base de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

7. Edad.

Cenomaniense terminal - Coniaciense *p.p.*

La datación de esta unidad es compleja debido a la pobreza de su registro paleontológico y a las especiales condiciones bajo las que se generó (desarrollo de sucesivos paleosuelos). Por su posición estratigráfica sobre la Formación Calizas de las Moratillas (Cenomaniense superior) y la continuidad sedimentaria que con ella presenta, la Formación Margas de Alarcón debe ser Cenomaniense superior (terminal) en su base, hecho que coincide además con la datación basada en foraminíferos bentónicos obtenida por Giménez (1987, 1989) en la Cordillera Ibérica. Por el mismo criterio, pero aplicado al paso con la unidad suprayacente, la

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense superior? - Campaniense basal), los últimos niveles de la Formación Margas de Alarcón deben considerarse como coniacienses. De todo esto se deduce que, dentro de los pocos metros de margocalizas con paleosuelos de la Formación Margas de Alarcón, deben de estar representados la parte más alta del Cenomaniense, todo el Turoniense y, al menos, gran parte del Coniaciense.

8. Medio sedimentario.

El conjunto de la Formación Margas de Alarcón se generó en ambientes sedimentarios de tipo costero, con predominio de condiciones de emersión y fuerte influencia continental. Su rasgo más característico son los paleosuelos, de tipo hipercalcimorfo (*sensu* Freytet y Plaziat, 1982), que se desarrollan, en múltiples etapas, sobre los sedimentos de tipo micrítico a biopelmicrítico propios de medios litorales en general muy restringidos. Esos sedimentos se forman durante cortos períodos de tiempo, coincidentes con ascensos relativos del nivel del mar que provocarían la inundación de extensas áreas geográficas, caracterizadas por una baja topografía diferencial.

9. Correlación con otras unidades.

La Formación Margas de Alarcón presenta gran extensión dentro de la Cordillera Ibérica Meridional y del Altiplano (Prebético). También se reconoce en el Dominio de Albacete.

10. Referencias previas y antecedentes.

Fourcade (1970), Giménez *et al.* (1988, 1991), Martín Chivelet (1988, 1990a, 1990b), Martín Chivelet *et al.* (1988, 1989, 1990) y Philip y Martín Chivelet (1990).

3.3.13. FORMACIÓN CALIZAS Y BRECHAS CALCÁREAS DE LA SIERRA DE UTIEL
(Coniaciense superior? - Campaniense basal)

1. Nombre.

Deriva de su localidad tipo, en la provincia de Valencia.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Autor:
(1) Vilas *et al.* (1982): Definición de la unidad, para el sector meridional de la Cordillera Ibérica.
(2) Este trabajo: Extensión de los límites de esta unidad a la Zona Prebética (sector del Altiplano).

Dentro del Prebético, desde Brinkmann y Gallwitz (1933) se reconoce la existencia de un *complejo calcáreo senoniense*, que ha sido descrito y/o cartografiado en numerosos trabajos (Fourcade, 1970; González Donoso y López Garrido, 1975; Rodríguez Estrella y Granados, 1975; Rodríguez Estrella, 1978 y Martín, 1980; entre otros).

Posteriormente Vera *et al.* (1982) definieron, con carácter informal, la *formación Sierra de la Solana*, que englobaría todos los litosomas calizos situados sobre la *Formación Dolomítica* y, supuestamente, bajo los materiales del Maastrichtiense (Formación Mariasnal de esos autores). Por definición, dentro de la denominación de Vera *et al.* se enmarcarían los litosomas correspondientes no sólo a la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense superior? - Santoniense), sino también los de las Formaciones Calizas de las Moratillas (Cenomaniense superior), Margas de Alarcón (Cenomaniense terminal - Coniaciense *p.p.*) y Calizas de la Rambla de los Gavilanes (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior), pertenecientes a secuencias deposicionales diferentes. Por otro lado, la sección propuesta como tipo para esa unidad (en la Sierra de la Solana), fue erróneamente atribuida al Santoniense, tal y como ponen de manifiesto Pons *et*

al. (1991), pues en realidad comprende materiales del Maastrichtiense superior (asimilables a la Formación Calizas arenosas del Molar, que se define más adelante en este capítulo).

La unidad que aquí se describe no es equivalente por tanto a la *formación Sierra de la Solana*, sino sólo a una parte de ésta. Sí es equivalente, por el contrario, a la *unidad C-8* o la *fm. C-8: Calizas tableadas con Lacazinas y cantos negros* de Martín Chivelet (1988, 1990a, 1990b) y Martín Chivelet *et al.* (1988, 1990).

4. Sección de referencia (fig. 18).

Se toma como Hipoestratotipo el corte del sector meridional de la Sierra de las Moratillas, donde esta unidad aflora completa. Se sitúa en el Término de Yecla (Murcia), al noroeste de la localidad, y se accede a él a través de varias pistas que parten de la Carretera Yecla - Montealegre del Castillo. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 845 Yecla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=820,1, y=454,7; Techo: x=819,5, y=454,3.

5. Descripción del Hipoestratotipo:

Tiene una potencia total de setenta y dos metros. Constituye un tramo bastante homogéneo de calizas bien estratificadas en niveles decimétricos de colores predominantemente claros. Estos bancos constituyen secuencias elementales de tipo *shallowing upwards*, en las que el rasgo más característico es el desarrollo de paleosuelos en su parte superior. Estas calizas son esencialmente biopelmicritas y biointramicritas *wackestone - packstone*, con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Entre los miliólidos destaca la presencia, en los últimos metros de la unidad, de abundantes *Lacazinas*, siendo frecuente encontrar al menos un nivel de concentración de estos fósiles. En menor proporción se encuentran pequeños radiolítidos, que constituyen pequeñas colonias o acumulaciones bioclásticas por destrucción de las primeras, así como algas verdes y gasterópodos. Por otro lado son frecuentes los cantos negros en muchos de sus tramos.

En esta sección, la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel se apoya sobre la Formación Margas de Alarcón, en un paso gradual y rápido. Por el contrario, su límite superior es neto, y deja paso a la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes.

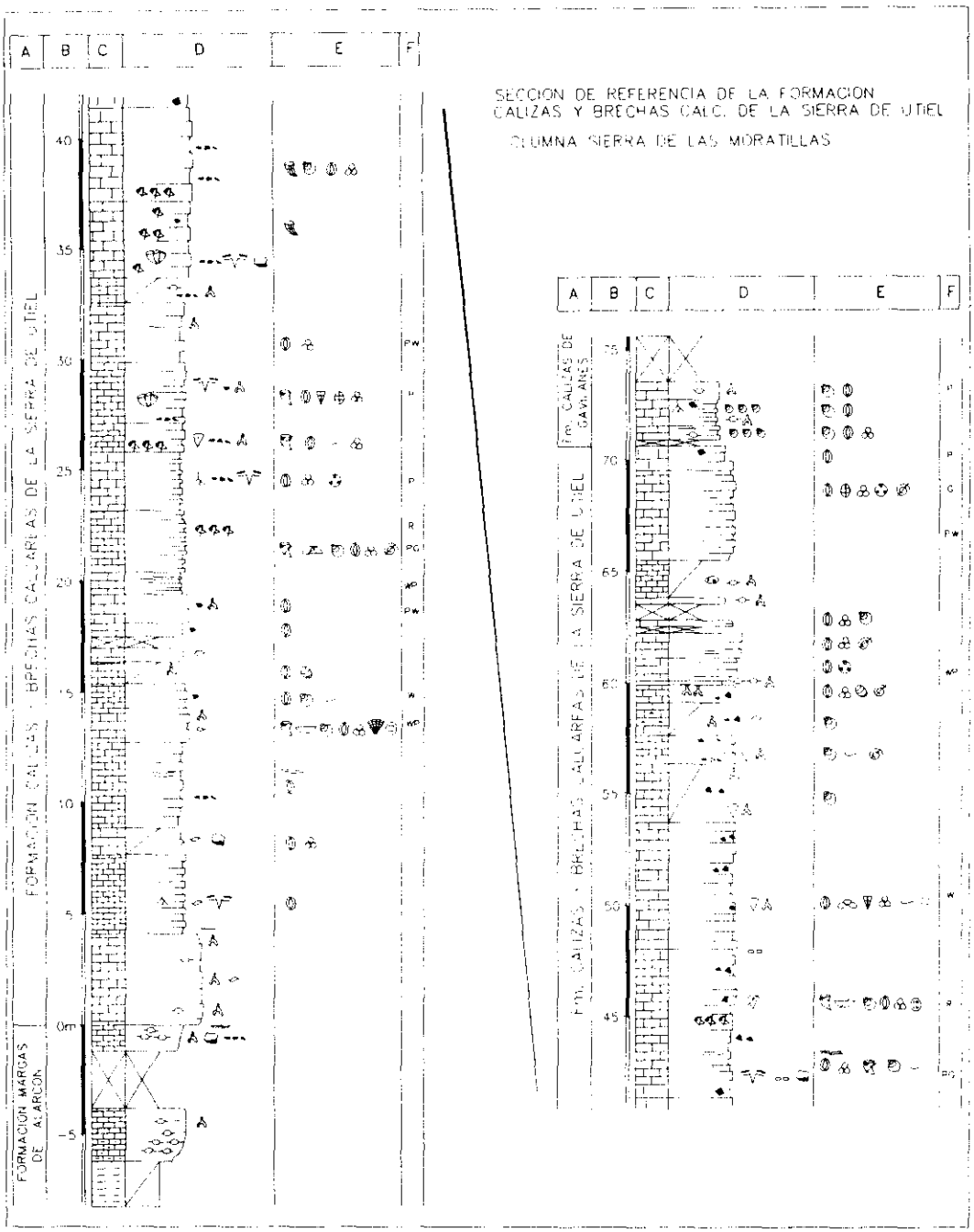


Fig. 18: Sección de referencia de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Coordenadas: en el texto.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Esta formación se encuentra representada en todo el Altiplano a excepción de los sectores Meridional y Suroccidental. Mantiene las características litológicas

del Hipoestratotipo en todos los puntos, si bien, dentro del Sector Central (concretamente en su zona más oriental: Sierra del Príncipe, Umbría de la Pava...), aparecen tramos más potentes (métricos) intercalados, en general masivos, y constituidos por cuerpos arrecifales (corales y rudistas) y/o bancos calcareníticos, que rompen la monotonía de las series tableadas que caracterizan la unidad en el resto de la región. Al mismo tiempo, la presencia de paleosuelos y, sobre todo, el grado de desarrollo de los mismos disminuye.

Las excepciones más importantes a estas series típicas de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel se deben a las transformaciones diagenéticas que ha sufrido la unidad: fundamentalmente recristalización, brechificación y dolomitización. Conviene señalar que cuando la unidad aparece fuertemente dolomitizada presenta un aspecto muy masivo y adquiere tonalidades grises a negras, por lo que en muchos puntos este litosoma ha sido confundido con la Formación Dolomías del Cuchillo (Cenomaniense medio-superior), la cual, sin embargo, suele dar un menor resalte topográfico y tener en sus dolomías una textura cristalina más fina.

Otro aspecto importante es la presencia, en las series más nororientales (Cuerda del Patojo), de ciertas proporciones de terrígenos en general de grano fino, que se sitúan en los niveles próximos al techo de la formación.

Variaciones de espesor:

La potencia de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel se sitúa entre los setenta y los noventa metros en todos los puntos donde se encuentra completa, presentando siempre espesores bastante homogéneos.

Límites:

El límite inferior representa un tránsito neto o gradual y rápido con la Formación Margas de Alarcón, unidad con la que presenta continuidad sedimentaria.

Por el contrario, el límite superior constituye una discontinuidad estratigráfica (en ocasiones reflejada en una costra calcárea muy ferruginizada) que supone un límite entre dos secuencias deposicionales. Sobre la unidad puede descansar la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes (Campaniense inferior -

Maastrichtiense inferior) o la Formación Calizas arenosas del Molar (Maastrichtiense superior).

La unidad presenta gran extensión dentro del Prebético. Sin embargo, dentro del sector del Altiplano de Jumilla - Yecla falta en sus sectores Meridional (S. Larga, Santa Ana) y Suroriental (Sierras del Carche, Salinas, Sopalmo), donde no llegaron a depositarse materiales de esa edad.

Cambios laterales:

Presenta cambios laterales de facies en sus tramos basales con la parte superior de la Formación Margas de Alarcón. Dentro de la misma unidad se aprecia un tránsito, desde las zonas más noroccidentales a las más orientales, entre series finamente tableadas y series mucho más masivas, caracterizadas en general por facies propias de medios más abiertos dentro de la plataforma (Cerricos del Campo, Villena).

7. Edad.

Coniaciense superior? - Campaniense basal

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos, algas y rudistas encontradas en esta formación (capítulo 4), consideradas conjuntamente con la correlación secuencial, permiten proponer esa edad para la misma.

8. Medio sedimentario.

El conjunto de la unidad se generó dentro de una plataforma carbonatada en la que fueron dominantes (en este sector) las áreas litorales poco profundas y con gran variedad de subambientes. Las zonas emergidas estarían esencialmente caracterizadas por el desarrollo de vegetación de tipo marisma y las submarinas por una sedimentación esencialmente carbonática, propia de ambientes protegidos de tipo *lagoon*, con fangos micríticos bioturbados, algas verdes y abundantes miliólidos. De estos ambientes también son típicas las pequeñas colonias de radiolítidos. Solamente en el sector central del Altiplano (Umbría de la Pava, Cerricos del Campo...), son importantes las bioconstrucciones arrecifales (rudistas y corales) y los cuerpos calcareníticos, que reflejan condiciones más abiertas dentro de la plataforma.

9. Correlación con otras unidades.

La Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel presenta continuidad litológica entre los dos dominios paleogeográficos Ibérico Meridional y Prebético. Hacia el Subbético es correlacionable con parte de la Formación Quipar de van Veen (1969) y Hoedemaeker (1973).

10. Referencias previas y antecedentes.

Fourcade (1970), Martín Chivelet *et al.* (1988), Martín Chivelet y Giménez (1989), Martín Chivelet (1990a) y Martín Chivelet *et al.* (1990).

3.3.14. FORMACIÓN CALIZAS DE LA RAMBLA DE LOS GAVILANES (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior)

1. Nombre.

Deriva de la Rambla de los Gavilanes donde se define el estratotipo. Dicha rambla está situada al noroeste de la sierra con el mismo nombre, en el Término Municipal de Yecla (Murcia).

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

Los materiales correspondientes a esta formación fueron inicialmente descritos por Fourcade (1965, 1970), precisamente en la Sierra de los Gavilanes, zona que se propone como localidad tipo de la unidad, y posteriormente han sido cartografiados por García de Domingo *et al.* (1984) en este sector. Martín Chivelet (1991) define informalmente la *formación Gavilanes I* para englobarlos, unidad que resulta equivalente a la que aquí se propone.

4. Estratotipo (fig. 19).

Se toma como Estratotipo el corte de la Sierra de los Gavilanes, donde aflora completa. La sección estratigráfica se inicia en su sector más septentrional, en la vertiente este de la sierra, y se continúa a través de la Rambla de los Gavilanes y los montes emplazados inmediatamente al noroeste de ésta.

Se sitúa en el Término de Yecla (Murcia), al este de la localidad, y se accede a él a través de un camino vecinal que parte de la carretera Yecla - Fuente Álamo hacia la finca de "El Madroño". Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 844 Ontur. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=809,9, y=449,9; Techo: x=809,8, y=450,4.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Constituye un tramo litológico muy homogéneo de 215m de espesor, formado básicamente por calizas blancas bien estratificadas en niveles decimétricos que pueden presentar proporciones variables de terrígenos, por lo general de tamaño fino.

De base a techo se reconocen los siguientes grandes tramos: 30m de dolomías arcillosas y niveles de calizas limosas y calizas intercalados, con abundantes ostrácodos, miliólidos, algas verdes y carofitas; 35m de calizas biopelmicríticas con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, algunos radiolítidos y fragmentos de equínidos, que pueden presentar señales de exposición subaérea; 65m de calizas blancas biomicríticas a micríticas, con gasterópodos, carofitas y ostrácodos, bien estratificadas en bancos decimétricos que presentan a techo señales de intensa edafización; 2m de calizas similares a las del tramo inferior pero con algunas intercalaciones de biopelmicritas con miliólidos y restos de rudistas; 28m de calizas micríticas a biomicríticas con carofitas y gasterópodos; y 55m de calizas, esencialmente biopelmicritas, algo limosas, con miliólidos, *Murciellas*, otros foraminíferos y algas verdes, alternando con bancos micríticos con carofitas, que se hacen dominantes a techo.

En la sección tipo la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes se apoya sobre la Fm. Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, existiendo entre ambas un contacto neto, reflejado en una costra de tipo caliche, bastante ferruginizada. El tránsito con la unidad suprayacente (Formación Margas de los Cerrillares) es igualmente neto, y viene marcado por un cambio brusco en la

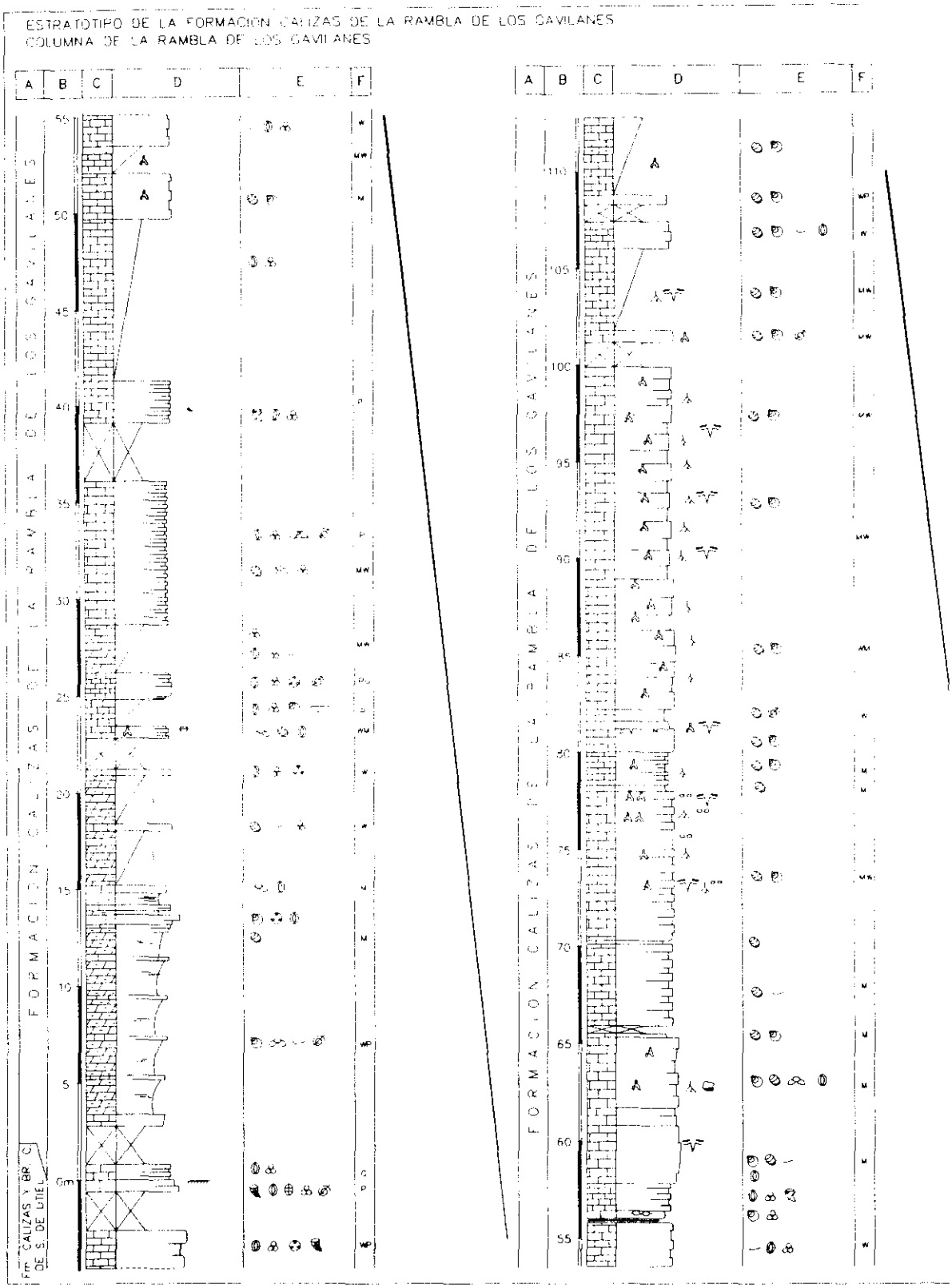


Fig. 19: Estratotipo de la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Coordenadas: en el texto.

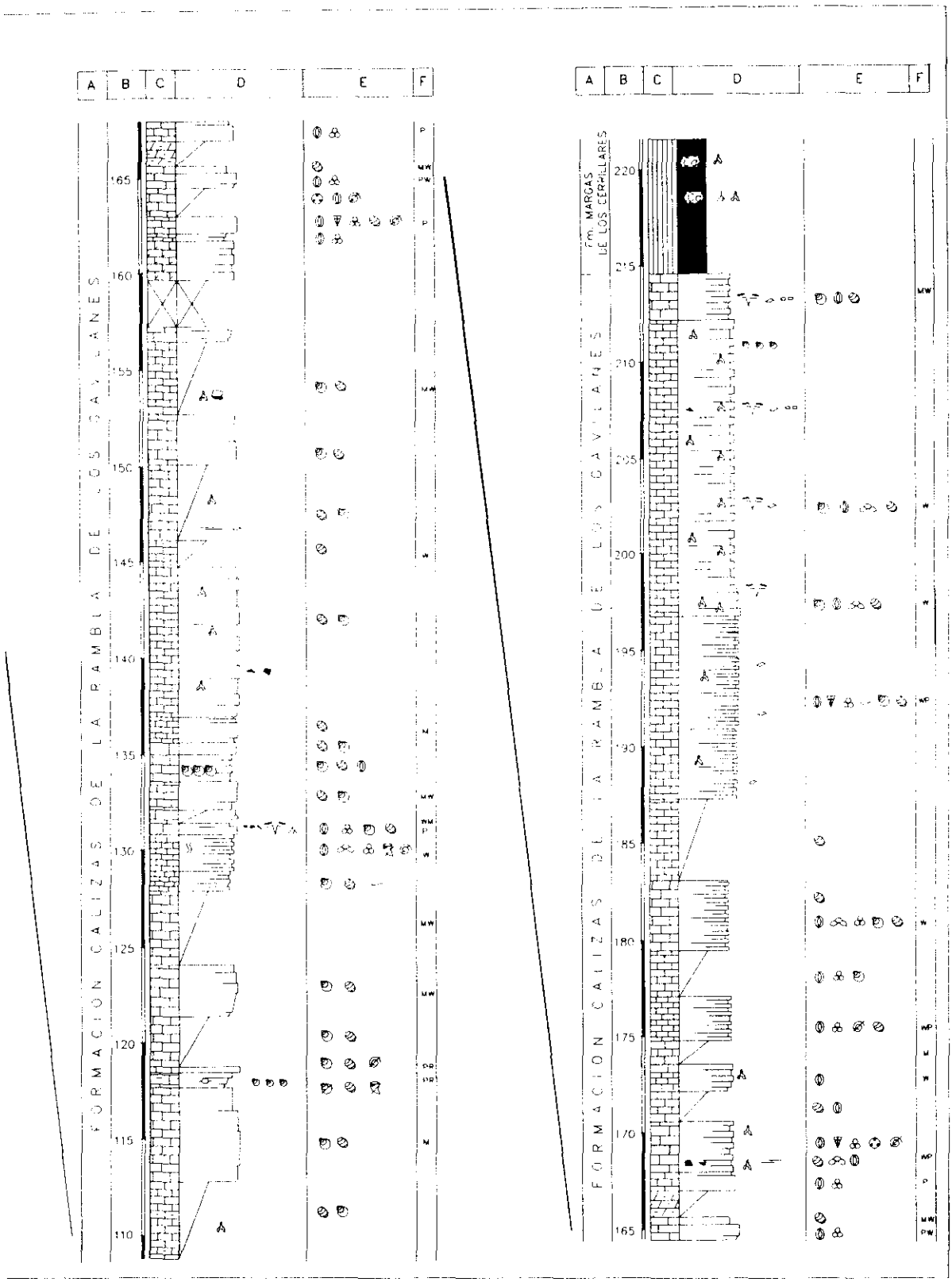

A
B
C
D
E
F
FORMACION CALIZAS DE LA RAMBLA DE LOS CAVILANES
Fm. MARGAS DE LOS CERRILLARES
165
160
155
150
145
140
135
130
125
120
115
110
220
215
210
205
200
195
190
185
180
175
170
165

Fig. 19 (cont.)

litología, que pasa de ser de casi exclusivamente carbonática a esencialmente siliciclástica.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Dentro del Altiplano la unidad se encuentra representada exclusivamente en los sectores Noroccidental y Central.

Las características generales de la unidad descritas en el área tipo se mantienen dentro del Sector Noroccidental, aunque pueden existir notables variaciones en las potencias. Por el contrario, dentro del Sector Central, quedan reflejadas importantes variaciones no sólo en las potencias, sino también en las litofacies.

Así, en el Sector Central las calizas con carofitas (lacustres litorales - palustres) están muy subordinadas con respecto a los niveles de algas verdes y foraminíferos bentónicos (marinos someros). En la Sierra del Molar presentan especial desarrollo los niveles con laminación estromatolítica (casi totalmente ausentes en el estratotipo), e incluso los cuerpos calcareníticos, donde la presencia de siliciclásticos llega a ser muy importante. En otros puntos más septentrionales como la Sierra del Príncipe, se encuentran intercaladas, entre las facies más someras, bioconstrucciones de rudistas (hippurítidos) y corales de hasta varios metros de potencia.

Variaciones de espesor:

Resulta difícil dar una potencia media para esta formación, debido a las fuertes variaciones de espesor que presenta. Los valores máximos se registran en el Estratotipo (215m), y los mínimos en la Cuerda del Patojo (10m), si bien en muchos puntos del Altiplano no existe, encontrándose la Formación Calizas arenosas del Molar (Maastrichtiense superior) directamente sobre las Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense superior? - Campaniense basal).

Límites:

Los límites con las unidades infra y suprayacentes son siempre netos y representan sendas discontinuidades estratigráficas. La formación se apoya en el

Altiplano siempre sobre la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, y sobre ella se encuentra, según el sector, la Formación Margas de los Cerrillares o la Formación Calizas arenosas del Molar. En este último caso, el contacto entre las dos unidades puede ser levemente erosivo.

Cambios laterales:

Dentro del Altiplano, la unidad es correlacionable con la Formación Calizas del Carche, que aflora únicamente en el Sector Suroriental. Esta unidad está constituida por calizas margosas con foraminíferos (planctónicos y bentónicos) e inocerámidos, y supone la respuesta sedimentaria al mismo episodio evolutivo que provocó el desarrollo de aquélla, pero en medios marinos más abiertos (plataforma externa). Conviene señalar que, dentro de la región de estudio, no se aprecian pasos intermedios entre estas dos formaciones.

7. Edad.

Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior

La datación de esta unidad se basa en los datos bioestratigráficos en ella recogidos (fundamentalmente foraminíferos bentónicos, algas y rudistas, ver capítulo 4), en su posición estratigráfica y en la correlación secuencial.

Su base no alcanza el Campaniense basal y su techo se sitúa, de manera aproximada, en el límite Maastrichtiense inferior - Maastrichtiense superior.

8. Medio sedimentario.

La Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes refleja, en su localidad tipo, unas condiciones de formación típicas de lagos carbonáticos costeros, con alto desarrollo de las zonas palustres. Esas condiciones son dominantes y se mantienen de manera muy uniforme a lo largo de toda la unidad. Las mayores variaciones se producen con la entrada, siempre rápida, de aguas marinas y consiguiente instalación de sistemas de plataforma interna, esencialmente carbonática o con cierta presencia de terrígenos. Esas condiciones son siempre muy someras y reflejan alta influencia continental.

Fuera de la localidad tipo, y fundamentalmente en el Sector Central del Altiplano, las intercalaciones marinas pueden llegar a ser dominantes, presentando

entonces facies propias de medios más abiertos y mejor comunicados, con desarrollo de cuerpos calcareníticos y/o arrecifales.

9. Correlación con otras unidades.

Dentro del Prebético esta unidad pasa hacia el sur a la Formación Calizas del Carche, constituida por calizas y margas de plataforma externa. Así mismo, puede correlacionarse con el conjunto de las formaciones Chaume y Bastida descritas por Philip (1983) en Quatretonda (Valencia), generadas en medios de plataforma carbonatada con alta influencia de terrígenos.

En el Prebético más interno y gran parte del Subbético, esta unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación Quipar de van Veen (1969) y Hoedemaeker (1973), constituidas esencialmente por calizas margosas y calcilutitas con ruditas intraformacionales y *slumps*. También es correlacionable con la Formación Capas Rojas, de Vera *et al.* (1982), correspondiente a ambientes más profundos en el Subbético, Penibético y parte de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Vera *et al*, 1982; Martín Algarra y Vera, 1990; entre otros).

La Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes puede considerarse equivalente a la parte inferior de la Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza, definida por Vilas *et al.* (1982) en la Cordillera Ibérica.

10. Referencias previas y antecedentes.

Fourcade (1965, 1970), Martín Chivelet (1990c, 1991).

3.1.15. FORMACIÓN CALIZAS DEL CARCHE
(Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior)

1. Nombre.

Deriva de la Sierra del Carche (Prov. de Murcia), donde se define el corte tipo.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

Los materiales correspondientes a esta formación se han descrito en diferentes puntos del Prebético más interno (Azéma, 1972; Azéma, 1977; Gallego *et al.*, 1981a; Azéma *et al.*, 1979a; y otros), pero nunca se han individualizado como una unidad litoestratigráfica con entidad propia.

4. Estratotipo (fig. 20).

La localidad tipo se encuentra en la vertiente suroriental de la Sierra del Carche, donde la unidad aflora completa. La serie se levanta siguiendo la carretera forestal que baja desde la cima del Carche por la ladera sur. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 870 Pinoso. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=821,5, y=428,3; Techo: x=821,7, y=428,5.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Tiene una potencia de sesenta y dos metros y está constituida por un tramo muy homogéneo de calizas ligeramente limosas o arcillosas de tonos beiges claros y que aparecen estratificadas en bancos decimétricos mal definidos o con aspecto lajeado. Presentan, de modo subordinado, intercalaciones margosas de color blanquecino; en algún punto de los niveles calizos se encuentran nódulos de sílex.

Esas calizas son de composición biomicrítica y presentan abundantes foraminíferos planctónicos, calcisferas, foraminíferos bentónicos y algunos radiolarios. Entre la macrofauna destaca la presencia de numerosos inocerámidos, así como de algunos equínidos. Por otro lado, muchos tramos están intensamente bioturbados.

Se apoya sobre la Formación Dolomías de Alatoz (que es Cenomaniense medio en su techo), existiendo entre ambas unidades una importante discontinuidad sedimentaria. A techo de la unidad se encuentra una superficie ferruginosa, sobre la que descansa la Formación Margas de Raspay.



Fig. 20: Estratotipo de la Formación Calizas del Carche. Coordenadas en el texto.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

La Formación Calizas del Carche mantiene unas características muy similares en todos los puntos en los que aparece. Presenta siempre un aspecto lajeado a finamente estratificado y nunca da resaltes importantes.

Variaciones de espesor:

La potencia medida en la localidad tipo (62m) puede considerarse como un valor orientativo para la unidad en el sector del Altiplano de Jumilla - Yecla, debido a los escasos cortes completos que existen de la misma. Sus características litológicas y su posición elevada en las series del Cretácico hacen que el techo de la formación aparezca, en la mayor parte de los casos, erosionado, siendo normal que sobre ella se apoyen discordantemente y en contacto erosivo, materiales postcretácicos.

Límites:

La unidad se encuentra limitada en la base y en el techo por discontinuidades estratigráficas de índole regional, que constituyen los límites de una secuencia deposicional.

En todos los puntos observados descansa sobre la Formación Dolomías de Alatoz (Cenomaniense medio "medio" en su techo), existiendo entre ambas unidades una discontinuidad que abarca gran parte del Cenomaniense, todo el Turoniense, el Coniaciense, el Santoniense y la parte basal del Campaniense. Este hiato, cuya datación se precisa en esta memoria, había sido puesto de manifiesto con anterioridad por diferentes autores, tanto en la región del Altiplano (Azéma, 1972; Gallego *et al.*, 1981a) como en otros sectores del Prebético (p.e.: Jerez, 1971).

Sobre ella, se apoyan las lutitas de la base de la Formación Margas de Raspay, siendo frecuente encontrar una costra ferruginosa entre ambas unidades.

La extensión lateral de esta unidad dentro del Altiplano se restringe al Sector Suroccidental (Sierras de Salinas y del Carche, Solana del Sopalmo), existiendo inmediatamente al noroeste de esta alineación una franja (que ocupa el todo el Sector Meridional y parte del Sector Central) donde no existen sedimentos de edad equivalente.

Cambios laterales:

Pasa lateralmente a la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, sin que se hayan observado series intermedias entre las dos unidades.

7. Edad.

Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos encontradas (capítulo 4) en la unidad permiten caracterizar las biozonas de *Globotruncana (Globotruncanita) elevata* (parte superior), *Globotruncana (Globotruncana) ventricosa*, *Globotruncana (Globotruncanita) calcarata* , *Globotruncana (Globotruncana) falsostuarti*, *Globotruncana (Gansserina) gansseri* (parte inferior), que permiten considerar la unidad como Campaniense inferior (no basal) - Maastrichtiense inferior "alto".

8. Medio sedimentario.

La unidad se generó dentro de una plataforma externa, en ambientes abiertos y con profundidades superiores a las del nivel de base del oleaje. La sedimentación está caracterizada por el desarrollo de facies biomicríticas en las que son abundantes las calcisferas, los foraminíferos planctónicos y los foraminíferos bentónicos. Son también característicos de estos medios los grandes inocerámidos y los equínidos. También se han encontrado algunos ammonites.

9. Correlación con otras unidades.

Dentro del Altiplano esta unidad es correlacionable con la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, constituida por series de plataforma interna a lacustres de la misma edad y limitada igualmente por discontinuidades estratigráficas.

Con respecto al Subbético y el Prebético más meridional (sector de Caravaca y Moratalla) esta unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación Quipar en el sentido original de van Veen (1969). Esta unidad a su vez pasa a la Formación Capas Rojas descrita por Vera *et al.* (1982) no sólo en el Subbético sino también en el Penibético y las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Complejo Maláguide).

Conviene señalar que aunque la Formación Calizas del Carche que aquí se define guarda notables analogías litológicas con los últimos tramos de la Formación Quipar en la región de Moratalla, también son notables las diferencias existentes entre ellas, sobre todo si tenemos en cuenta el carácter heterolítico de la citada unidad, que abarca tramos de brechas intraformacionales, *slumps*, niveles calcáreos bien estratificados, paquetes de "capas rojas", potentes niveles margosos, etc. de edades comprendidas entre el Cenomaniense y el Maastrichtiense inferior.

Por el contrario, la Formación Calizas del Carche, con una edad mucho más restringida, presenta unas características muy homogéneas desde el punto de vista litológico, que además son únicas en la Región del Altiplano, donde aparece siempre limitada por discontinuidades estratigráficas, es cartografiable y su individualización tiene gran interés en el estudio paleogeográfico regional. Englobar los materiales de la nueva formación bajo la denominación de Fm. Quipar induciría a fuertes equívocos en las correlaciones interregionales dentro de las Cordilleras Béticas. Por el contrario, conviene señalar la necesidad de profundizar en el análisis estratigráfico y secuencial de esa formación en los diferentes puntos donde se ha descrito, con el fin de establecer posibles divisiones y tendencias internas.

10. Referencias previas y antecedentes.

Azéma (1972, 1977), Azéma *et al.* (1975); Rodríguez Estrella (1977), Rodríguez Estrella *et al.* (1980), Martín Chivelet (1990c). *Mapas Geológicos:* Gallego *et al.* (1981a).

3.3.16. FORMACIÓN CALIZAS ARENOSAS DEL MOLAR (Maastrichtiense superior)

1. Nombre.

Deriva de la Sierra del Molar, donde se define la localidad tipo.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

Los materiales correspondientes a la Formación Calizas arenosas del Molar han sido estudiados por muchos autores en diferentes puntos del Prebético (Nicklès, 1891, Fourcade, 1970; López Garrido, 1971; Dabrio, 1973; Champetier, 1972; Jerez, 1973; González Donoso y López Garrido, 1975; Dabrio y García Hernández,

1975; Rodríguez Estrella, 1977; Azéma *et al.*, 1979a; Martín, 1980; Vera *et al.*, 1982; Philip, 1983; Pons *et al.*, 1991; y otros). Algunos de estos autores encuadraron esos materiales en diferentes unidades litoestratigráficas, entre las que cabe destacar:

.la Formación Mariasnal, propuesta por Vera *et al.* (1982) para designar los materiales calizos y margosos de edad Senoniense superior que afloran en amplias zonas del Prebético. Sin embargo, la Formación Calizas arenosas del Molar que aquí se define no es equivalente a dicha unidad, pues bajo esa denominación se englobaron, además de los materiales aquí diferenciados, los litosomas correspondientes a las Formaciones Calizas de la Rambla de los Gavilanes y Margas de los Cerrillares que, por edad y/o características litológicas difieren de los materiales de la Formación Calizas arenosas del Molar.

.la formación Torrella, definida informalmente por Philip (1983) en un estudio local del Cretácico terminal de Quatretonda (Valencia). Esta unidad sí resulta equivalente a la unidad que aquí se describe.

4. Estratotipo (fig. 21).

Se toma como estratotipo la sección del sector oriental de la Sierra del Molar, por sus buenas condiciones de afloramiento y fácil accesibilidad desde la carretera Valencia - Granada, a diez kilómetros de Jumilla en dirección Venta del Olivo. Hoja del M.T.N. 1:50.000: 869 Jumilla. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x= 802,4, y= 429,5; Techo: x= 802,7, y= 429,1.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Presenta una potencia de cincuenta y dos metros, que corresponde a un valor mínimo, pues el techo de la unidad no llega a reconocerse en ningún punto por haber sido erosionado.

La unidad está formada esencialmente por calizas arenosas que frecuentemente presentan orbitoídidos y otros foraminíferos bentónicos, calizas biomicríticas con foraminíferos bentónicos y algas, calizas de tipo arrecifal con rudistas, ostreidos y corales, pequeñas bioconstrucciones de inocerámidos y areniscas con cemento carbonático y estratificación cruzada a gran escala. En menor proporción se reconocen niveles microconglomeráticos, que presentan igualmente

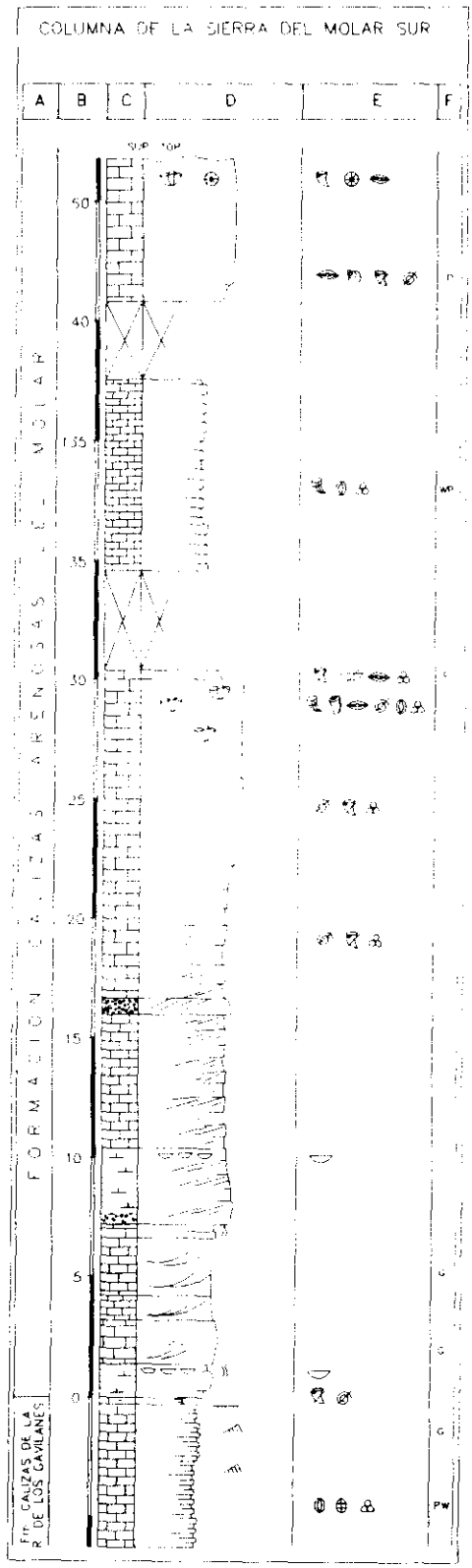


Fig. 21: Estratotipo de la Formación Calizas arenosas del Molar. Coordenadas: en el texto.

estratificación cruzada.

De base a techo se reconocen dos tramos bien diferenciados:

.Tramo inferior (30m): El conjunto de la unidad muestra una progresiva tendencia (en varios impulsos) desde la base hacia el techo, a la carbonatación. En los niveles basales son dominantes las litofacies con terrígenos abundantes, mientras los superiores son esencialmente carbonáticos (cuerpos arrecifales). Globalmente, las facies reflejan además una perdida de energía paulatina en el medio sedimentario.

.Tramo superior (>22m): El tramo superior muestra una tendencia similar al anterior: arranca con tramos de composición mixta (carbonático terrígena) ricos en foraminíferos bentónicos (orbitoídidos y otros) que progresivamente hacia techo se van haciendo menos arenosos. En los tramos más altos visibles se encuentran calizas arrecifales con rudistas y corales.

La unidad se apoya en esta sección sobre la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, existiendo entre ambas un tránsito neto marcado por el cambio composicional que implica la llegada importante de terrígenos y el paso a unas condiciones de sedimentación más profundas. El límite superior de la unidad no llega a observarse en ningún punto, al haber sido erosionado.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

La unidad se reconoce únicamente en los sectores Central y Meridional. Fuera de los mismos desaparece por cambios laterales de facies.

Las características generales de la formación se mantienen en todos los puntos donde aflora, reconociéndose, cuando la erosión los ha respetado, los dos grandes tramos descritos en la sección tipo.

En la zona de Sierra Larga la formación presenta indentaciones de calizas margosas con abundantes foraminíferos planctónicos que no aparecen en la sección tipo, y que reflejan el paso lateral a la Formación Margas de Raspay, caracterizada por una sedimentación esencialmente pelágica.

Así mismo, en la zona de la Sierra del Príncipe, esta unidad tiene abundantes intercalaciones de calizas micríticas (con carofitas, ostrácodos y miliólidos típicos de zonas restringidas) que tampoco se encuentran en el estratotipo y que reflejan las condiciones de sedimentación más internas de la plataforma.

Variaciones de espesor:

El valor (mínimo) de 52m en la localidad tipo supone la potencia máxima medida para la unidad dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla. Este valor se toma como orientativo para el conjunto de la misma, ya que en ningún punto llega a aflorar completa.

Para estimar las variaciones de espesor de la unidad se ha considerado únicamente el tramo inferior de la misma, que sí se encuentra completo en numerosos cortes. Su máximo espesor (32m) se registra en Sierra Larga y su mínino (15m) en la Cuerda del Patojo.

Límites:

Puede apoyarse sobre materiales de diferentes características litológicas y edades, como la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior) en el Estratotipo; la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense superior? - Santoniense superior) en la zona este de la Sierra del Molar; o la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (Cenomaniense medio) en Sierra Larga.

Cambios laterales:

La unidad presenta, dentro del Altiplano, los siguientes cambios laterales:

.Hacia el noroeste cambia a la Formación Margas de los Cerrillares (facies dominantemente continentales). En los afloramientos de la Sierra del Príncipe, se encuentran facies con abundantes carofitas y ostrácodos que reflejan el tránsito a esa unidad.

.Hacia el suroeste cambia a la Formación Margas de Raspay (facies dominantemente pelágicas). El tránsito entre ambas queda marcado de forma espectacular en Sierra Larga, donde se encuentran series de características intermedias entre las dos formaciones.

7. Edad.

Maastrichtiense superior.

Dentro del Altiplano, estos materiales han sido atribuidos al Maastrichtiense por diversos autores (Fourcade, 1970; Perconig y Martín, 1971; Gallego *et al.*, 1981a). Los datos bioestratigráficos que han aportado los cortes estudiados (*orbitoídidos, siderolítidos, otros foraminíferos bentónicos*) unidos a la correlación secuencial con las series ricas en planctónicos, permiten precisar más esta datación, enmarcando al conjunto de la unidad dentro del Maastrichtiense superior. Conviene señalar que los niveles basales se sitúan dentro del Maastrichtiense superior "bajo".

Esta datación coincide con la propuesta para estos materiales por Philip (1983) en el sector de Cuatretonda (Valencia) y por Pons *et al.* (1991) en el Barranco del Racó (Valencia).

8. Medio sedimentario.

La unidad se generó dentro de una plataforma mixta carbonático - siliciclástica. En ella predominaron los cuerpos calcareníticos con abundantes terrígenos, cuyo desarrollo tendría lugar en las áreas abiertas y agitadas que separaban la plataforma interna de la externa. Durante los períodos de menor llegada de material siliciclástico se desarrollaron grandes cuerpos arrecifales de corales y rudistas.

9. Correlación con otras unidades.

Como ya se ha comentado, dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla esta unidad es correlacionable con la Formación Margas de Raspay, que aflora únicamente en el Sector Suroriental y refleja medios de plataforma externa; y con la Formación Margas de los Cerrillares, que sólo se encuentra en el Sector Noroccidental del Altiplano y refleja una sedimentación de tipo continental (lagos costeros).

Fuera del ámbito Prebético, la unidad se correlaciona con parte de la Formación Jorquera, de van Veen (1969), o de su equivalente el miembro superior de la Formación Quipar - Jorquera de Vera *et al.* (1982), en el Subbético (y Prebético más meridional), y con parte de la Formación Capas Rojas, descrita en el

Subbético, Penibético y otras áreas más internas de las Béticas (Vera *et al.*, 1982; Martín Algarra y Vera, 1990; entre otros).

10. Referencias previas y antecedentes.

Fourcade (1970), Azéma *et al.* (1979a), Vera *et al.* (1982), Perconig y Martín (1971), Martín Chivelet (1990c). *Mapas Geológicos:* Gallego *et al.* (1981a), Baena (1979).

3.3.17. FORMACIÓN MARGAS DE LOS CERRILLARES (Maastrichtiense superior)

1. Nombre.

Deriva del paraje de los Cerrillares, situado en el Término Municipal de Yecla (Murcia). Este paraje se encuentra junto a la Rambla de los Gavilanes, donde se describe el corte tipo.

2. *Tipo y Rango de la unidad.*

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación

Los materiales correspondientes a la Formación Margas de los Cerrillares fueron estudiados por vez primera por Fourcade (1966, 1970) en las Sierras de Agüeros - Gavilanes. Con posterioridad se han cartografiado en los mapas geológicos regionales (García de Domingo *et al.*, 1984) y descrito en trabajos estratigráficos locales (Damotte y Fourcade, 1971; Martín Chivelet, 1991).

En estos mapas y trabajos, el litosoma que ahora diferenciamos como Formación Margas de los Cerrillares nunca se ha individualizado como una unidad, ya que siempre se consideró conjuntamente con el litosoma lutítico que se sitúa sobre él (fig. 22).

<table>
<tr><th colspan="2">ESTE TRABAJO</th><th>MARTÍN CHIVELET (1991)</th><th>GARCÍA DE DOMINGO et al. (1981)</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Paleógeno</td><td rowspan="2">Unidad lutítico-yesífera (Maastrichtiense terminal? - Eoceno)</td><td rowspan="2">Yesos y calizas del Paleógeno</td><td>Calizas beige</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Margas blancas y rojas con yesos</td></tr>
<tr><td>Maastrichtiense</td><td>Fm. Margas de los Cerrillares</td><td>Fm. Gavilanes II</td></tr>
<tr><td>Camp.</td><td>Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes</td><td>Fm. Gavilanes I</td><td>Calizas con gasterópodos</td></tr>
</table>

Fig. 22: Equivalencias entre la Formación Margas de los Cerrillares y las unidades previamente descritas en su localidad tipo.

Ese litosoma lutítico superior presenta notables diferencias litológicas con los materiales de la Formación Margas de los Cerrillares. Mientras que esta formación está constituida esencialmente por margas de color gris, negro o verde y presenta intercalaciones carbonáticas, el mencionado litosoma es esencialmente lutítico, tiene colores rojos y amarillos (abigarrados) y no presenta intercalaciones carbonáticas.

La diferenciación de ambos litosomas resulta además de especial interés en el análisis estratigráfico - secuencial de esta región, puesto que entre ambos existe una discontinuidad estratigráfica (que marca el límite de dos secuencias deposicionales) en la que quedan plasmados importantes cambios paleogeográficos, sedimentológicos, mineralógicos y posiblemente climáticos (capítulo 5.6).

El mencionado litosoma lutítico se describe en detalle en las columnas estratigráficas de la Sierra de los Gavilanes III y Sierra de los Gavilanes IV. En esas columnas se ha englobado, conjuntamente con el cuerpo litológico de yesos y calizas con sílex que se encuentra sobre él, en una única unidad que, de manera informal, denominamos "unidad lutítico - yesífera" y cuya edad es, en función de los datos de

Damotte y Fourcade (1971) y García de Domingo *et al.* (1984), Maastrichtiense terminal (?) - Eoceno.

4. Estratotipo (fig. 23).

El estratotipo se fija en el valle por el que discurre la Rambla de los Gavilanes, que está situado al noroeste de la sierra del mismo nombre, en el Término de Yecla (Murcia). Excepcionalmente en este paraje la unidad se encuentra completa, si bien las condiciones de afloramiento no son óptimas. Se accede al corte a través de la carretera vecinal que sale de la comarcal Yecla - Fuente Álamo hacia la finca de "El Madroño". Antes de llegar a esa finca se sigue el camino que conduce hacia el paraje de los Cerrillares. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 844 Ontur. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: x=809,5, y=449,6; Techo: x=808,4, y=449,2.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Su potencia es de 70m. La unidad es de naturaleza esencialmente siliciclástica, dominando en ella los niveles margosos y lutíticos de colores grises, verdes o negros, que tienen potencias de hasta varias decenas de metros. Las calizas constituyen tramos intercalados de menor potencia (decimétricos a métricos), formados por bancos (0,1-0,5m) bien estratificados, que suelen presentar huellas de raíces y otras señales de edafización. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de carofitas, ostrácodos, gasterópodos y escasos discórbidos.

La Formación Margas de los Cerrillares se apoya en el estratotipo sobre la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior), en un paso neto marcado por el cambio litológico que representan los tramos margoso - lutíticos de esta unidad sobre las calizas bien estratificadas de la precedente. Este límite constituye una discontinuidad estratigráfica que separa dos secuencias deposicionales.

En esta sección, sobre la Formación Margas de los Cerrillares se encuentra la mencionada "unidad lutítico - yesífera" (Maastrichtiense terminal (?) - Eoceno), existiendo igualmente una discontinuidad estratigráfica entre ambas unidades.

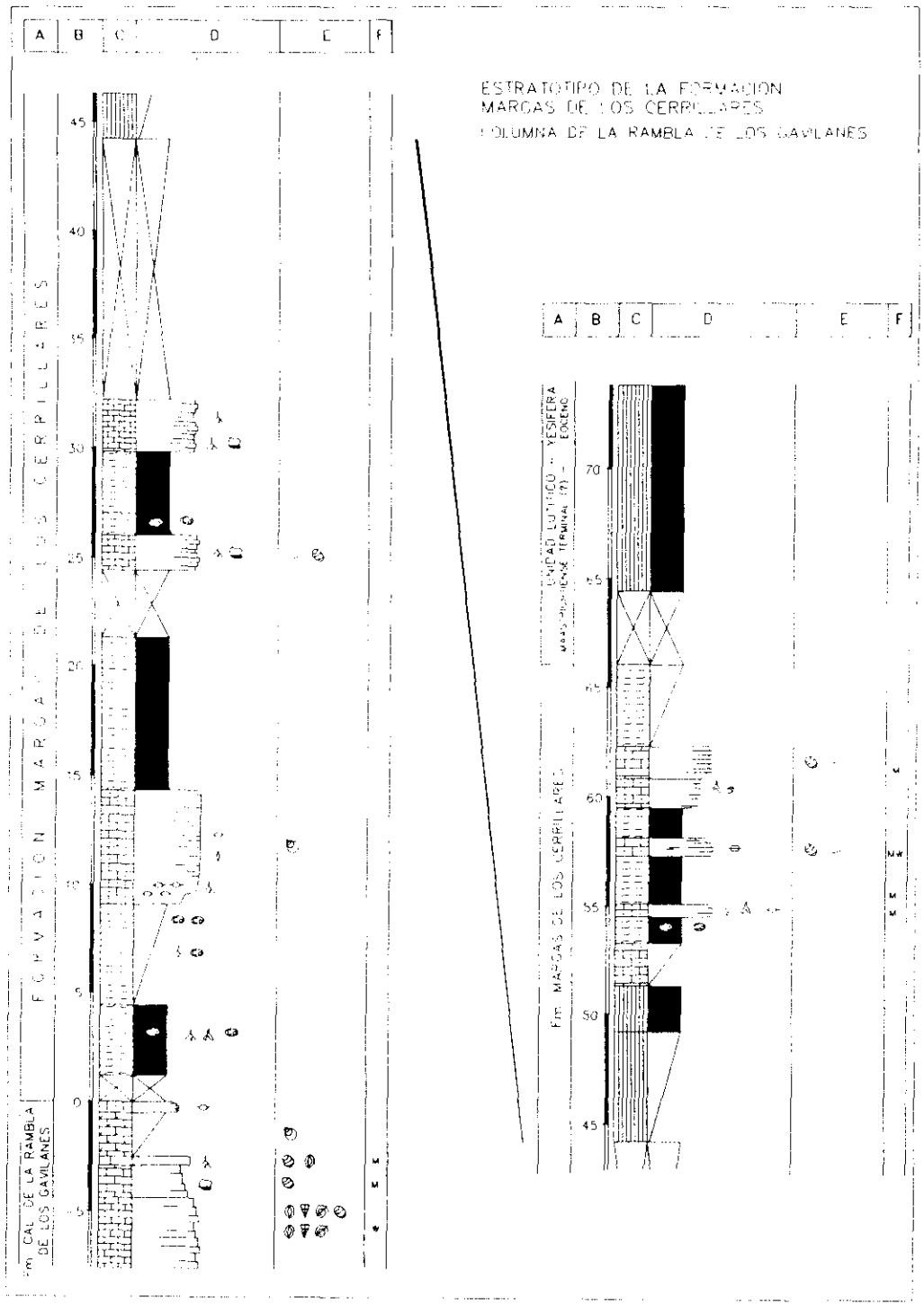


Fig. 23: Estratotipo de la Formación Margas de los Cerrillares. Coordenadas: en el texto.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, esta unidad aparece exclusivamente en el sector más septentrional, donde presenta el mismo aspecto y características litológicas que en el estratotipo.

Variaciones de espesor, límites y cambios laterales:

Debido a que la unidad sólo aflora completa en su sección tipo, se considera la potencia medida de 110m como orientativa para la formación.

La unidad se apoya sobre la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes en todos los puntos donde aparece, con excepción de la Cuerda del Patojo, donde materiales de esta unidad descansan sobre la Formación Calizas arenosas del Molar, unidad con la que también presenta un cambio lateral de facies.

7. Edad.

Maastrichtiense superior

La datación de esta unidad se basa fundamentalmente en las carofitas y ostrácodos encontrados en la misma (Fourcade, 1970; Damotte y Fourcade, 1971; García de Domingo *et al.*, 1984; y capítulo 4), en la correlación estratigráfico - secuencial de esta unidad con las series ricas en fósiles marinos (Formaciones Calizas arenosas del Molar y Margas de Raspay) y en su posición estratigráfica (descansa sobre el techo de la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, de edad Maastrichtiense inferior "alto").

8. Medio sedimentario.

Las facies de esta formación caracterizan medios de lagos costeros con sedimentación esencialmente siliciclástica. Sólo esporádicamente se produce sedimentación carbonática, típica de ambientes muy someros, con ostrácodos, gasterópodos y carofitas. Los restos fósiles reflejan mezcla de aguas dulces y marinas (capítulo 5.6). Los niveles carbonáticos presentan superpuestos abundantes huellas de raíces.

9. *Correlación con otras unidades.*

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, la Formación Margas de los Cerrillares pasa lateralmente (hacia el sureste) a la Formación Calizas arenosas del Molar. Series intermedias entre estas dos unidades (aunque más afines a la segunda) se encuentran en la Sierra del Príncipe.

La unidad es también correlacionable con la Formación Margas de Raspay, que aflora en el Sector Suroccidental del Altiplano y que se generó en medios marinos abiertos (plataforma externa).

En relación con la Cordillera Ibérica meridional, esta unidad corresponde con la parte superior de la Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza, de Vilas *et al.* (1982).

10. Referencias previas y antecedentes.

Fourcade (1966, 1970) Damotte y Fourcade (1971), Martín Chivelet (1990c, 1991) *Mapas geológicos:* García de Domingo *et al.* (1984).

3.3.18. FORMACIÓN MARGAS DE RASPAY (Maastrichtiense superior)

1. Nombre.

Deriva de la localidad de Raspay (Término municipal de Jumilla, Murcia) en cuyas proximidades se define el estratotipo de la unidad.

2. Tipo y Rango de la unidad.

Unidad litoestratigráfica con rango de Formación.

3. Marco histórico.

Unidad de nueva creación.

Los materiales correspondientes a la Formación Margas de Raspay en el sector del Altiplano han sido sólo recientemente individualizados como una unidad con entidad propia, generada en una secuencia deposicional posterior a la que representa la Formación Calizas del Carche que la precede (Martín Chivelet, 1990c).

4. Estratotipo (fig. 24).

El estratotipo se define dentro de la Sierra del Carche, en su vertiente oriental, en un afloramiento próximo a la localidad de Raspay. Se accede al corte a través de la pista forestal que une Raspay con el norte de la Sierra del Carche. Situación: Hoja del M.T.N. 1:50.000: 870 Pinoso. Coordenadas de referencia (Lambert): Base: X= 824,6; Y= 424,9; X= 424,7; Y= 424,9.

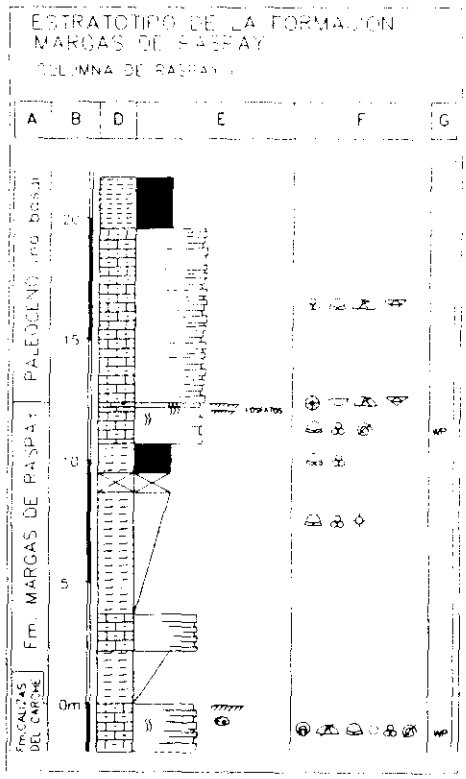


Fig. 24: Estratotipo de la Formación Margas de Raspay. Coordenadas en el texto.

5. Descripción en la Localidad Tipo.

Su potencia es de 12,5m, y está básicamente formada por margas y lutitas margosas masivas, de color verde oscuro que contienen abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos y algunos radiolarios. Esas margas constituyen dos tramos

fundamentales en los que se aprecia un incremento en la proporción de carbonato hacia techo. Este aumento culmina con el desarrollo de dos tramos calcáreo - margosos. El primero de ellos tiene una potencia de 1,5m y se sitúa a 2,2m de la base. El segundo (1,7m) se sitúa a techo de la unidad. Estos presentan numerosos foraminíferos planctónicos (globotruncánidos) y bentónicos. El nivel superior se encuentra además intensamente bioturbado.

La unidad se apoya sobre una costra ferruginosa de poco desarrollo que aparece a techo de la Formación Calizas del Carche. El contacto entre estas dos unidades representa una discontinuidad regional que marca el límite entre dos secuencias deposicionales consecutivas.

Por otro lado, sobre la formación se encuentra una costra ferruginosa de gran desarrollo (*hard ground*) intensamente bioturbada, con abundantes fosfatos y concentraciones de fauna (corales, braquiópodos, ostreidos...). Sobre esta discontinuidad descansa un tramo de calizas limoso-margosas, bien estratificadas en bancos de 0,2m e intercalaciones de margas beiges intensamente bioturbadas. En éste, el contenido fosilífero está constituido por abundantes restos de organismos bentónicos (foraminíferos, corales, algunos braquiópodos, equínidos...) además de numerosos foraminíferos planctónicos que indican una edad Paleoceno no basal.

6. Aspectos regionales.

Descripción:

Los materiales de esta unidad sólo se depositaron en el Sector Suroccidental del Altiplano. En todos los puntos donde se ha observado presenta características similares.

Variaciones de espesor:

Sólo se ha podido medir su potencia en dos cortes, ambos realizados en la Sierra del Carche: 12,5m en su sector nororiental (serie tipo, Columna de Raspay II) y 7m en el meridional (Columna del Carche IV).

Cambios laterales:

Pasa lateralmente, hacia el Noroeste, a la Formación Calizas arenosas del Molar, pudiendo observarse series intermedias entre estas dos unidades (aunque siempre más afines a esta última) en Sierra Larga.

7. Edad.

Maastrichtiense superior

La edad de esta unidad se ha obtenido a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos encontradas en los cortes estudiados (capítulo 4). Estas permiten caracterizar la parte superior de la biozona de *Globotruncana (Gansserina) gansseri*.

8. Medio sedimentario.

Las facies caracterizan medios marinos abiertos, típicos de una plataforma externa con alta proporción de terrígenos (plataforma mixta carbonático siliciclástica).

9. Correlación con otras unidades.

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, la Formación Margas de Raspay pasa lateralmente a la Formación Calizas arenosas del Molar, que presenta sedimentos propios de una plataforma somera. Igualmente es correlacionable con la Formación Margas de los Cerrillares, de carácter continental, que aflora únicamente en el Sector Noroccidental del Altiplano. En el Dominio de Albacete no se han encontrado sedimentos lateralmente equivalentes a los de la unidad.

Fuera del ámbito del Prebético, la unidad se correlaciona con parte de la Formación Jorquera descrita por van Veen (1969) en el Subbético (y Prebético más meridional), y, más al sur, con parte de la Formación Capas Rojas, descrita por diversos autores en el Subbético y otras áreas mas internas de las Béticas.

10. Referencias previas y antecedentes.

Martín Chivelet (1990c).

3.4. COMENTARIOS AL PATRÓN LITOESTRATIGRÁFICO

Las principales nomenclaturas litoestratigráficas que se han utilizado previamente para el Altiplano de Jumilla - Yecla se comparan en la figura 25 con el patrón litoestratigráfico que se ha descrito. En esa figura no se han recogido las unidades cartografiadas en las hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Plan Magna), debido a la complejidad nomenclatorial que presenta el conjunto de estos mapas: cada uno de ellos muestra una división litoestratigráfica propia o incluso varias dependiendo de los dominios tectono-estratigráficos que se consideren (Prebético Externo, Prebético Interno, Dominio Ibérico...).

Por otro lado, la figura 26 representa un primer ensayo tentativo de correlación con los dos grandes dominios tectosedimentarios próximos al Altiplano de Jumilla - Yecla: la Cordillera Ibérica Meridional y el Subbético más septentrional (y Prebético más meridional) en la región de Moratalla.

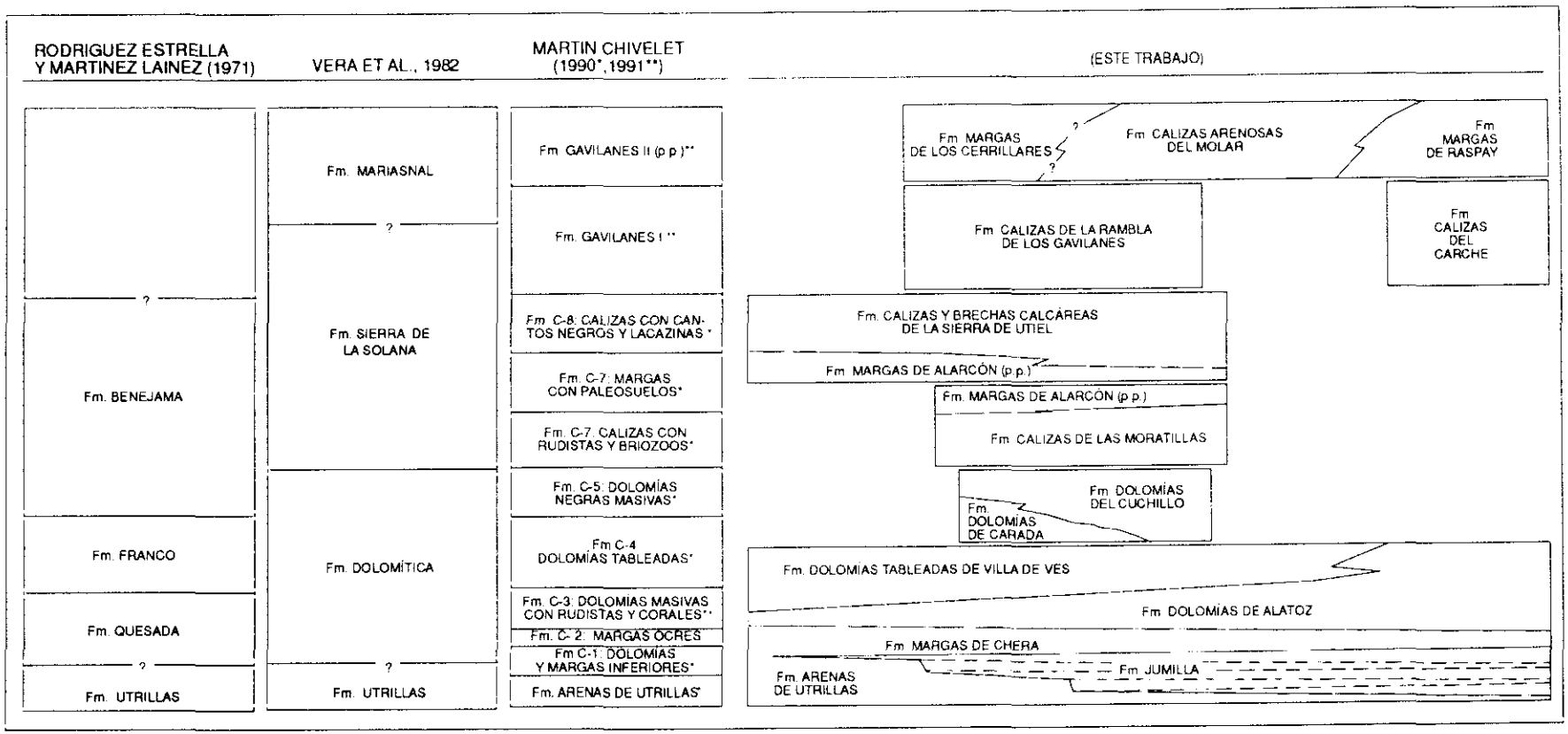


Fig. 25: Comparación de las unidades descritas para el Altiplano de Jumilla - Yecla en este trabajo con las propuestas en trabajos previos.

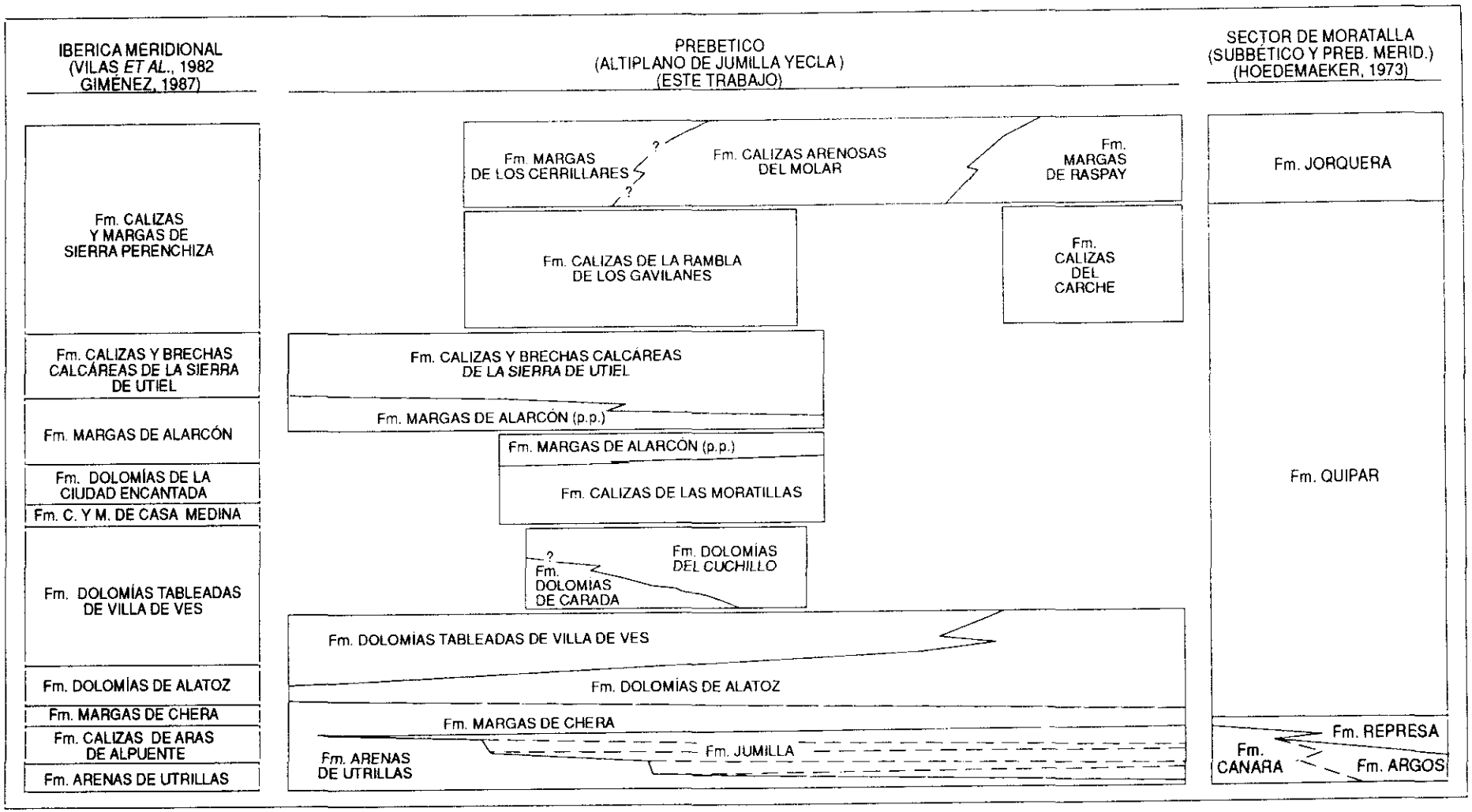


Fig. 26 : Ensayo de correlación de la litoestratigrafía del Altiplano de Jumilla - Yecla con las descritas para la Ibérica Meridional (Vilas et al., 1982; Giménez, 1987) y el Subbético - Prebético Meridional de la Región de Moratalla (Hoedemaeker, 1973).

4. BIOESTRATIGRAFÍA

4. BIOESTRATIGRAFÍA

Dentro de este capítulo se contemplan dos apartados, concernientes respectivamente a: (1) el compendio de datos bioestratigráficos relevantes que han aportado las unidades litoestratigráficas y (2) la propuesta de una biozonación de carácter regional para el Cretácico superior de las plataformas desarrolladas en la zona del Altiplano de Jumilla - Yecla, basada fundamentalmente en foraminíferos bentónicos.

Tal y como se señala en el apartado de introducción, la realización de este capítulo no hubiera sido posible sin la colaboración de los doctores J. Ramírez del Pozo (Consultor, Madrid), G. Tronchetti (Université de Provence, Marsella), A. García Quintana (Universidad Complutense, Madrid), A. Calonge (Universidad de Alcala de Henares, Madrid), J.P. Masse (C.N.R.S., Marsella), J.F. Babinot (Université de Provence, Marsella), J. Philip (Université de Provence, Marsella) y J.M. Pons (Universitat Autónoma, Barcelona), especialistas en los distintos grupos fósiles considerados. También cabe citar que numerosos datos de los que a continuación se exponen han sido presentados en diferentes trabajos parciales del equipo de investigación (Martín Chivelet *et al.*, 1990; Masse *et al.*, *in litt.* y Ramírez del Pozo y Martín Chivelet, *in litt.*).

4.1. DATOS BIOESTRATIGRÁFICOS

En este apartado se reúnen los principales datos bioestratigráficos que proporcionan las unidades litoestratigráficas estudiadas.

Las asociaciones paleontológicas encontradas permiten aproximarnos a la edad de los litosomas que las contienen. Estas dataciones, precisas en mayor o

menor medida en función del tipo y número de fósiles encontrados, constituyen uno de los dos pilares básicos para reconstruir la cronoestratigrafía del Cretácico superior de la región del Altiplano.

El otro pilar se encuentra en el análisis estratigráfico - secuencial. Basándonos en ese análisis se establecerán correlaciones cronoestratigráficas entre series desarrolladas en marcos paleogeográficos distintos (con escalas bioestratigráficas diferentes) que en definitiva permitirán precisar la edad de los distintos cuerpos rocosos.

De la relación de unidades que componen el patrón litoestratigráfico del Cretácico superior del Altiplano, dos unidades no han aportado datos bioestratigráficos relevantes: son la Formación Arenas de Utrillas y la Formación Dolomías del Cuchillo, por lo que no se incluyen dentro del siguiente apartado.

4.1.1. FORMACIÓN JUMILLA

Esta unidad esta formada por tres miembros de composición carbonática y dos tramos terrígenos principales que los separan. La mayor parte del contenido fosilífero se localiza en los dos miembros inferiores (Mb. Calizas de la Rosa y Mb. Calizas de Estenas). En el resto de la unidad los datos son mucho más escasos, debido fundamentalmente a la fuerte dolomitización (en el caso del Miembro Calizas de la Bicuerca) o de la naturaleza terrígena de los materiales (tramos inter-miembros).

a. Dentro del **Miembro Calizas de la Rosa** se ha reconocido la siguiente asociación paleontológica:

Foraminíferos:

Neorbitolinopsis conulus (DOUVILLÉ)
Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Sabaudia sp.
Everticyclammina sp.
Cuneolina sp.

Rudistas:

Agriopleura cf. *darderi* ASTRE
Eoradiolites sp.
Monopleuridae

Dentro de la asociación tiene especial relevancia, desde el punto de vista bioestratigráfico, la presencia de *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLÉ). Esta especie es característica del Albiense superior no terminal (Neumann y Schroeder, eds., 1982; Neumann y Schroeder, reds., 1985) y, dentro del Prebético ha sido considerada por diversos autores como un buen indicador zonal (Fourcade, 1970; García Hernández, 1978; Arias *et al.*, 1989, Masse *et al.*, *in litt.*).

Entre los rudistas destaca la presencia de *Agriopleura* cf. *darderi* ASTRE que, dentro de la Península Ibérica, se ha descrito en el Albiense superior (no terminal) de Portugal (Bilotte *et al.*, 1978).

b. Dentro del **Miembro Calizas de Estenas**, la asociación paleontológica encontrada es la siguiente:

Foraminíferos:

Orbitolina (Mesorbitolina) texana (ROEMER)
Neorbitolinopsis conulus (DOUVILLÉ)
Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Neoiraquia convexa DANILOVA
Gavelinella sp.
Sabaudia minuta (HOFKER)
Moesiloculina angulare (NEAGU)
Hensonina lenticularis (HENSON)
Coskinolinella sp.
Istriloculina elliptica (IOVCHEVA)
Praechrysalidina sp.
Nezzazata aff. *gyra* (SMOUT)
cf. *Dictyoconus* sp.
Arenobulimina sp.
Orbitolinopsis sp.
Cuneolina sp.
Quinqueloculina sp.

Algas:

Glomospira sp.
Bacinella irregularis RADOICIC
Kymalithon sp.

Rudistas (y otros bivalvos):

Toucasia sp.
Polyconites sp.
Chondrodonta sp.

De esta asociación destaca la aparición del taxón *Neoiraquia convexa* DANILOVA, típico del Albiense superior (alto) - Cenomaniense inferior (Berthou y Lauverjat, 1979; Neumann y Schroeder, reds., 1985). En un trabajo reciente, Masse *et al.* (*in litt.*) consideran, dentro de la región estudiada, la asociación de *Neoiraquia convexa* DANILOVA y *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLÉ) como indicadora zonal. Esta biozona permitiría, según esos autores, asegurar una edad Albiense superior alto (no terminal) para los materiales que la contienen.

Conviene destacar que en esta unidad coexisten especies a las que clásicamente se les ha atribuido una edad Albiense medio, como *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) y *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, con otras cuya máxima dispersión se alcanza en el Cenomaniense, como *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Nezzazata* aff. *gyra* (SMOUT).

c. Dentro del litosoma terrígeno que separa los Miembros Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca se ha encontrado una asociación paleontológica formada por:

Foraminíferos:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Nezzazata cf. *simplex* OMARA
Rumanoloculina multicostata NEAGU
Hensonina lenticularis (HENSON)
Cuneolina sp.

Algas:

Bacinella irregularis RADOICIC
Coptecampylodon sp.
Marinella sp.

Rudistas:

Polyconites sp.

Esta asociación es muy similar a la descrita en el miembro infrayacente, no aportando novedades bioestratigráficas relevantes.

d. Por último, el **Miembro Calizas de la Bicuerca**, debido a la intensa dolomitización que presenta en casi todos los puntos, no ha proporcionado microfósiles que puedan tener un valor cronoestratigráfico. Los únicos datos relevantes de que se dispone corresponden a macrofauna:

Rudistas y otros bivalvos:

Caprina choffati DOUV.
Chondrodonta sp.

La especie *Caprina choffati* DOUV. se ha descrito en el Albiense terminal de Portugal (Berthou y Lauverjat, 1978) y en el Albiense superior - Cenomaniense basal de Provenza, donde Philip (1978) define una biozona de rango del mencionado taxón. Aunque dentro de la región de estudio sólo se ha identificado en la Sierra de las Pansas (junto a la S. del Carche), llega a ser muy abundante en otros puntos del Prebético, como el norte de Alicante (datos propios inéditos).

Dentro del área vecina que constituye la Ibérica Meridional, en puntos donde el Miembro Calizas de la Bicuerca no está totalmente dolomitizado, Giménez (1987) encuentra en su base la asociación formada por *Neorbitolinopsis conulus* (DOUV.), *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava* LEYM. y *Pirenina souqueti* PEYBERNES; mientras que hacia techo encuentra otra formada por *Dictyoconus casterasi* BILOTTE *et al.*, *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* SCHROEDER, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Neoiraquia* sp., *Hensonina lenticularis* (HENSON) y *Nezzazata simplex* OMARA. Estas asociaciones permiten a esa autora datar el Miembro Calizas de la Bicuerca como Albiense superior (?) - Vraconiense -

Cenomaniense basal (?), edad que no contradicen los datos obtenidos por nosotros en el Altiplano.

4.1.2. FORMACIÓN MARGAS DE CHERA

A pesar del carácter dominantemente dolomítico que presenta la formación en la región estudiada, se han podido recoger los siguientes datos paleontológicos (de los niveles menos dolomitizados):

Foraminíferos:

Nezzazata simplex OMARA
Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai SCHROEDER
Orbitolina (Conicorbitolina) cuvillieri (MOULLADE)
Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (ERMAN)
Sellialveolina viallii COLALONGO
Pseudolituonella reicheli MARIE
Hensonina lenticularis (HENSON)
Quinqueloculina sp.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Cuneolina sp.
Lenticulina sp.

Rudistas (y otros bivalvos):

Apricardia sp.

Entre las especies citadas destacan, por su valor bioestratigráfico, las siguientes: *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* SCHROEDER, *Orbitolina (Conicorbitolina) cuvillieri* (MOULLADE), *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN), *Sellialveolina viallii* COLALONGO y *Pseudolituonella reicheli* MARIE.

El rango de extensión de *Orbitolina (O.) duranddelgai* SCHROEDER abarca desde el Albiense superior al Cenomaniense inferior (Neumann y Schroeder, reds., 1981). La mayor parte de las citas de esta especie corresponden al "Vraconiense": Bilotte *et* al. (1978) la consideran como una buena indicadora del "Vraconiense" en

Portugal, en Pirineos y en las Cordilleras Ibérica y Catalana; en Aquitania, Deloffre (1978) también la encuentra restringida al "Vraconiense" y Bilotte (1978) propone una biozona de rango de la especie para los Pirineos Orientales, a la que atribuye una edad "Vraconiense" superior. Recientemente sin embargo, Calonge (1989) cita este taxón en el Cenomaniense inferior "alto" (datado con alveolínidos) de la Cordillera Ibérica.

El taxón *Orbitolina (C.) cuvillieri* (MOULLADE) se ha citado en el Albiense superior más alto ("Vraconiense") y en el Cenomaniense inferior de diferentes puntos de España, Francia e Italia (revisión de Schroeder, en Neumann y Schroeder reds., 1985). Siguiendo a este autor, los orbitolínidos figurados por Fourcade (1970) como *Neoiraquia* n.sp. (que fue considerado además como un indicador zonal), deben enmarcarse dentro de la mencionada especie.

Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (ERMAN) fue utilizado por García Hernández (1978) como taxón índice de zona en el Cretácico medio de las Sierras de Cazorla y Segura (prov. de Jaén), y considerado como típico del "Vraconiense". Esta especie, ampliamente citada en todo el Mediterráneo, es típica del Albiense superior - Cenomaniense "bajo" (revisión de Schroeder, en Neumann y Schroeder, reds., 1985).

La especie *Sellialveolina viallii* COLALONGO ha sido encontrada únicamente en un punto del Altiplano, situado entre las Sierras del Cuchillo y del Príncipe (en las proximidades de la Casa del Roscao). Estratigráficamente aparece en la parte superior de la unidad. Esta especie tiene una dispersión que abarca fundamentalmente el Cenomaniense inferior y medio (De Castro, en Neumann y Schroeder reds., 1985) aunque se ha citado también en el en el techo del Vraconiense de Túnez (Gargouri-Razgallah, 1983) y en el Cenomaniense superior de Pirineos (Bilotte, 1978).

De especial interés es el hecho de que Giménez (1987) encuentre esta especie, en la Ibérica Meridional y dentro de la misma Formación Margas de Chera, asociada a otro alveolínido de mayor precisión cronoestratigráfica: se trata de *Ovalveolina maccagnoae* (de CASTRO), de edad Cenomaniense inferior. Calonge (1989) dentro también de la Cordillera Ibérica, encuentra esa asociación en los niveles correspondientes al techo de la formación, englobados por ello en el Cenomaniense inferior "bajo".

La tercera de las especies seleccionadas (*Pseudolituonella reicheli* MARIE) es un ataxofrágmido típico del Cenomaniense (revisión detallada de Hamaoui, en Neumann y Schroeder, reds., 1985) habiéndose citado en diferentes puntos de España, Francia, Túnez, Grecia y Portugal.

Por último, el hallazgo de los primeros ejemplares de *Apricardia* puede tener una significación bioestratigráfica importante: En Portugal se cita por vez primera en el Albiense superior "alto" (Berthou y Lauverjat, 1979), en Provenza dentro del Cenomaniense medio (Philip, 1978) y en Pirineos ya en el Cenomaniense superior (Bilotte, 1978).

De todo lo expuesto se deduce que el conjunto de la Formación Margas de Chera debe corresponder, en el Altiplano, muy probablemente en su totalidad al Cenomaniense inferior, si bien no puede descartarse que sus niveles más bajos pertenezcan aún al Albiense superior.

Esta datación coincide además con la propuesta por Giménez (1987) para la formación en el sector más meridional de la Cordillera Ibérica. En sectores más septentrionales Calonge (1989) asigna una edad "Vraconiense" a los tramos basales de unidad. Sin embargo no aporta ningún dato bioestratigráfico que apoye esta idea.

4.1.3. FORMACIÓN DOLOMÍAS DE ALATOZ

Constituye en la mayor parte de los puntos un potente litosoma dolomítico, en el que rara vez se han preservado restos fósiles. Dentro de la región estudiada esta unidad presenta un techo fuertemente heterócrono, condicionado por el paso lateral que presenta con la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves.

a. **En el Dominio de Albacete y en los Sectores Noroccidental, Central y Meridional** del Dominio Prebético en el Altiplano, la Formación Dolomías de Alatoz se encuentra totalmente dolomitizada y sobre ella descansa la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Los restos fósiles que se han podido determinar a reducen a los siguientes:

Rudistas:

Ichthyosarcolites triangularis DESM.
Ichthyosarcolites sp.

Ichthyosarcolites es un caprínido (*s.l.*) cuyo rango de existencia abarca todo el Cenomaniense salvo su parte terminal (Philip, 1967; 1978; 1991 com. oral), pero no da más precisión.

En la Cordillera Ibérica Meridional, donde la Formación Dolomías de Alatoz ocupa una posición comparable a la descrita en los sectores mencionados del Altiplano (sobre ella se encuentra la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves), Calonge (1989) describe la asociación paleontológica formada por *Praealveolina iberica* REICHEL, *Praealveolina pennensis* REICHEL, *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* SCHROEDER y *Praechrysalidina infracretacea* L. SINNI, a la que atribuye una edad Cenomaniense inferior "alto".

b. **En el Sector Suroriental del Altiplano**, la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves ha desaparecido en un cambio lateral de facies con la Formación Dolomías Alatoz, que alcanza por ello su máximo desarrollo y su edad más moderna. Además el techo de la unidad aparece frecuentemente sin dolomitizar lo que ha permitido la preservación de microfósiles. Entre ellos, se han determinado:

Foraminíferos:

Praealveolina (Simplalveolina) sp. aff. *simplex* REICHEL
Praealveolina (Simplalveolina) cf. *simplex* REICHEL
Orbitolina (Conicorbitolina) conica (D'ARCHIAC)
Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica SCHROEDER

El subgénero *Simplalveolina*, que constituye una de las dos lineas filogenéticas de fundamentales de los alveolínidos del Cenomaniense (Cherchi y Schroeder, 1989), se encuentra actualmente en revisión, contemplandose la creación de especies nuevas (Calonge, en curso).

Los individuos determinados como *Praealveolina (Simplalveolina)* sp. aff. *simplex* REICHEL corresponden posiblemente a formas primitivas del subgénero *Simplalveolina* (Calonge, com. pers.).

Los ejemplares determinados como *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL son todos microesféricos y por ello resulta difícil asegurar su atribución a la especie *simplex*, pues podrían corresponder a una nueva especie.

Por otro lado conviene señalar que los ejemplares de *Praealveolina (Praealv.) iberica* figurados por Azéma *et al.* (1979a) -y, por tanto también probablemente los citados por Azéma (1972, 1977)- corresponden igualmente a formas de *Simplalveolina* (García y Calonge, com. pers.).

En cuanto a los orbitolínidos, cabe reseñar que la especie *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC) se ha descrito en el Cenomaniense medio del Peloponeso (Decrouez, 1978); de Provenza (Moreau *et al.*, 1978; Philip, 1978); de la Cordillera Ibérica Meridional (Calonge, 1989) y del Norte de Castilla (Floquet, 1991), si bien su aparición debe situarse posiblemente en el "Vraconiense" o el Cenomaniense inferior (Schroeder, 1973; Moreau, 1976).

De especial interés resulta la presencia de *Orbitolina (C.) corbarica* SCHROEDER, a la que se le atribuye una edad Albiense superior (Vraconiense) ? - Cenomaniense inferior (Schroeder, en Neumann y Schroeder, reds., 1985)

4.1.4. FORMACIÓN DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VES

Al igual que las dos unidades anteriores, la intensa dolomitización que sufrió esta unidad no ha permitido la preservación de un registro fósil representativo. Nuevamente son los rudistas los únicos fósiles que se han podido clasificar:

Apricardia sp. (?)
Ichthyosarcolites cf. *triangularis* DESM.
Ichthyosarcolites sp.

La asociación de estos rudistas, cuyos rangos de existencia se han expuesto anteriormente, indica una edad Cenomaniense (no terminal) sin poder precisar más.

Giménez (1987) encuentra en la vecina región del Caroch (Valencia), dentro de unos niveles parcialmente respetados por la dolomitización, los foraminíferos

Pseudorhapydionina laurinensis de CASTRO, *Charentia cuvillieri* NEUMANN y *Praealveolina* sp., asociación que atribuye al Cenomaniense medio.

Del mismo modo, Calonge (1989) también en la Ibérica meridional pero en el sector más septentrional y basándose en un mayor número de datos bioestratigráficos enmarca esta unidad dentro del Cenomaniense medio. Dicha autora destaca la asociación de alveolínidos *Praealveolina pennensis* REICHEL, *Praealveolina brevis* REICHEL, *Praealveolina (Simplalveolina)* sp. y *Pseudedomia drorimensis* REISS, HAMAOUI y ECKER.

4.1.5. FORMACIÓN DOLOMÍAS DE CARADA

Una vez más los datos de que se dispone se restringen a macrofósiles. Se ha identificado la siguiente asociación paleontológica:

Rudistas:

Apricardia sp.
Ichthyosarcolites cf. *triangularis* DESM.
Ichthyosarcolites sp.
Distefanella sp.

En principio la presencia de *Apricardia* sp. e *Ichthyosarcolites* cf. *triangularis* DESM. asegura una edad Cenomaniense (no terminal) para estos tramos. Especial interés presenta el hallazgo de numerosos ejemplares de *Distefanella* sp. ya que este género no se ha mencionado nunca en niveles inferiores al Turoniense y el mayor número de especies del mismo se han citado en el Turoniense superior de Yugoslavia e Italia (Polsak y Mamuzic, 1969; Sliskovic, 1971; Campobasso, 1972; Accordi *et al.*, 1982). Es la primera vez que este género se encuentra en niveles cenomanienses (datados no sólo por la asociación de rudistas mencionada, sino por la posición estratigráfica de la unidad, situada entre formaciones también cenomanienses).

Para Philip (en Martín Chivelet *et al.*, 1990) este hecho puede deberse a dos aspectos fundamentales: El primero de ellos, de orden paleobiogeográfico, nos llevaría a considerar la existencia de este taxón en el Cenomaniense del Prebético

como un fenómeno aislado y, por ello, la región constituiría el centro de expansión del género. El segundo aspecto podría implicar una dispersión más amplia de *Distefanella* durante el Cenomaniense, que no ha sido puesta de manifiesto hasta el momento por la falta de datos bioestratigráficos precisos.

Un análisis crítico de la bibliografía parece apoyar la segunda alternativa. Efectivamente, Polsak *et al.* (1982) encuentran seis especies de *Distefanella* (lo que implica al menos cierto grado de evolución en la filogenia del género) justo encima de la zona de *Vascoceras gamai* CHOFFAT, actualmente englobada en el Cenomaniense superior (Popoff *et al.*, 1986) y por debajo de la aparición de los primeros hippurítidos (*Hippurites requieni* MATHERON) que marcarían el Turoniense medio (Floquet, 1991); Accordi *et al.* (1982) citan en los Montes de Matese (Italia) la especie *Distefanella douvillei* PARONA asociada a *Durania arnaudi* (CHOFFAT), taxón muy abundante en el Cenomaniense; y, por último, Polsak (1968) menciona cinco especies de *Distefanella* acompañadas de *Durania arnaudi* (CHOFFAT) y *Sauvagesia sharpei* (BAYLE), asociación característica del Cenomaniense (Philip, 1978).

4.1.6. FORMACIÓN CALIZAS DE LAS MORATILLAS

En los niveles basales de esta formación se ha identificado una asociación rica en foraminíferos (planctónicos y bentónicos) y calcisferas. Los principales taxones son:

Foraminíferos:

Guembelitria harrisi TAPPAN
Praeglobotruncana sp.
Hedbergella delrioensis (CARSEY)
cf. *Whiteinella aprica* (LOEBLICH Y TAPPAN)
Rotalia mesogeensis TRONCHETTI
Hedbergella sp.
Quinqueloculina sp.
Cuneolina sp.
Buliminidae
Textularidae

Calcisferas:

Pithonella ovalis (KAUFFMANN)
Pithonella sphaerica (KAUFFMANN)

En conjunto los fósiles recogidos en esta asociación tienen escaso valor bioestratigráfico. Sin embargo conviene destacar que *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) es una especie muy típica del Cenomaniense, habiéndose descrito en numerosas cuencas (p.e.: Amédro *et al.*, 1978; Conard, 1978; Floquet, 1991) aunque su rango de extensión abarca desde el Albiense hasta el Turoniense. De igual modo *Whiteinella aprica* (LOEBLICH Y TAPPAN) es abundante en el Cenomaniense superior y en el paso al Turoniense de Túnez (Gargouri-Razgallah, 1983) aunque también se ha citado en el Coniaciense de Madagascar (Randrianasolo, 1983). Cabe también reseñar que *Rotalia mesogeensis* TRONCHETTI es característico del Cenomaniense medio y superior de Provenza (Tronchetti, 1981). Y por ultimo, este autor cita *Guembelitria harrisi* TAPPAN en el Cenomaniense superior - Turoniense inferior de esa región, si bien en el Norte de Castilla sólo se ha citado en el Cenomaniense superior "no terminal" (Floquet, 1991).

El resto de la unidad la asociación paleontológica encontrada difiere notablemente de la anterior, en razón a los condicionamientos paleoecológicos que se producen durante el desarrollo de la misma (cambio progresivo a una menor batimetría). La asociación, ahora dominada por los foraminíferos bentónicos y los rudistas, es la siguiente:

Foraminíferos:

Cuneolina pavonia D'ORB.
Cuneolina sp.
Dicyclina schlumbergeri MUN.- CHALM.
cf. *Merlingina cretacea* HAMAOUI y SAINT MARC
Nummoloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Peneroplis parvus DE CASTRO
cf. *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO
Quinqueloculina sp.
Rotalia sp.
Spiroplectammina sp.
Textularia sp.

Tritaxia sp.
Trocholina sp.
Trochospira avnimelechi HAMAOUI y SAINT-MARC

Algas:

Bacinella irregularis RADOICIC

Calcisferas:

Pithonella sp.

Rudistas (y otros bivalvos):

Durania arnaudi var. *intermedia* CHOFFAT
Durania cf. *arnaudi* CHOFFAT
Distefanella praelumbricalis PHILIP
Distefanella sp.
Sauvagesia sharpei (BAYLE)
Caprinula sp.

Muchas de las especies citadas son bastante indicativas en cuanto a edad de los materiales. Entre los foraminíferos cabe citar:

Trochospira avnimelechi HAMAOUI y SAINT MARC: Para Hamaoui (en Neumann y Schroeder, reds., 1985) esta especie es típica del Cenomaniense medio y superior. Bilotte (1978) la encuentra en Pirineos desde el Cenomaniense inferior más alto al superior no terminal. En la Cordillera Ibérica Meridional se encuentra representada en todo el Cenomaniense (Fourcade y García, 1982; Giménez, 1987). Por otro lado Floquet (1991) la cita en el Cenomaniense medio del Norte de Castilla.

Merlingina cretacea HAMAOUI y SAINT MARC: la existencia de este nezzazátido está limitada al intervalo Cenomaniense medio - Turoniense basal (Hamaoui, en Neumann y Schroeder, reds., 1985). Se ha descrito en el Cenomaniense superior (y parte superior del medio) en el Líbano (Hamaoui y Saint Marc, 1970 y Saint Marc, 1974), en el Cenomaniense medio del Peloponeso (Decrouez, 1978) y en el Cenomaniense superior de la Cordillera Ibérica Meridional (Giménez, 1987).

Pseudorhapydionina dubia DE CASTRO: la mayor parte de las citas de este sorítido corresponden al Cenomaniense medio y superior (De Castro, en Neumann y Schroeder, reds., 1985). Sin embargo se ha descrito desde el Cenomaniense inferior (en Portugal, Berthou, 1971; en Túnez, Gargouri-Razgallah, 1983; en Grecia, Decrouez, 1978) al Turoniense inferior (en el Líbano, Saint Marc, 1974).

Peneroplis parvus DE CASTRO: es otro sorítido cuyo rango de existencia temporal aparece limitado al Cenomaniense. En opinión de De Castro (en Neumann y Schroeder, reds., 1985) la especie está limitada al Cenomaniense inferior y medio.

En conjunto la asociación de foraminíferos bentónicos caracteriza una edad claramente Cenomaniense medio o superior. Esta datación puede afinarse aun más mediante los rudistas encontrados, que también tienen un fuerte valor cronoestratigráfico:

Durania arnaudi var. *intermedia* CHOFFAT es un taxón típico del Cenomaniense superior (Philip, 1978), cuya desaparición marca el límite con el Turoniense en Provenza. Por el contrario, *Durania arnaudi* s.s. puede traspasar este límite.

El género *Caprinula* ha sido propuesto como índice de biozona en el Cretácico superior de Provenza (Philip, 1978). Este género, sin embargo, no alcanza el Cenomaniense terminal.

Sauvagesia sharpei CHOFFAT es otro taxón característico del Cenomaniense superior (p.e.: Philip, 1978; Polsak *et al.*, 1982)

La asociación de los rudistas descritos (*Durania arnaudi* var. *intermedia* CHOFFAT, *Sauvagesia sharpei* CHOFFAT, *Durania* cf. *arnaudi* CHOFFAT, *Caprinula* sp.) es típica del Cenomaniense superior de Provenza (Philip, 1978) y de Portugal (Berthou, 1973). La excepción se encuentra en el género *Distefanella*, hasta ahora nunca descrito en el Cenomaniense. Su atribución bioestratigráfica se ha discutido ya en el apartado correspondiente a la Formación Dolomías de Carada. La especie *Distefanella praelumbricalis* PHILIP ha sido descrita por vez primera en la Sierra del Cuchillo (Martín Chivelet *et al.*, 1990) y corresponde con un *Radiolitidae* primitivo, con la concha de naturaleza compacta, próxima a la de los *Monopleuridae*. A lo largo de su evolución (durante el Turoniense y el Senoniense inferior) el género *Distefanella* desarrolla la estructura de tipo celular.

En definitiva, al conjunto de la Formación Calizas de las Moratillas se le asigna una edad Cenomaniense superior. Esta datación resulta de gran importancia ya que durante muchos años este litosoma ha sido incluido dentro del Senoniense únicamente en razón su posición estratigráfica relativa (p.e.: Fourcade, 1970; Vera *et al.*, 1982).

4.1.7. FORMACIÓN MARGAS DE ALARCÓN

Esta unidad, que tiene una potencia que rara vez sobrepasa los quince metros, se encuentra situada sobre la Formación Calizas de las Moratillas (Cenomaniense superior en su techo) y bajo la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense superior en su base), presentando un tránsito con continuidad sedimentaria en ambos casos. Eso implica que todos los materiales generados entre esos dos momentos están comprendidos en esa pequeña unidad, caracterizada por el desarrollo de paleosuelos y las tasas de sedimentación muy reducidas.

Tal y como se detalla en los apartados 5.4.4 y 5.3.4, los materiales de esta unidad de sedimentaron en medios costeros en su mayor parte restringidos, con un alto estrés ecológico que va a condicionar el desarrollo de unas asociaciones bióticas muy pobres. Por otro lado, la fuerte transformación diagenética temprana que sufrió esta unidad (fundamentalmente relacionada con procesos edáficos y con la exposición subaérea, ver apartado 5.4.7) ha destruido gran parte del contenido fosilífero original y ha inducido el desarrollo de otras elementos orgánicos que, como el *Microcodium*, pueden tener ciertas connotaciones cronoestratigráficas.

La asociación paleontológica que se ha identificado es la siguiente:

Foraminíferos:

Quinqueloculina sp.
Cuneolina sp.
Ophthalmidium sp.
Idalina sp.

Algas (y formas afines):

Microcodium sp.
Bacinella irregularis RADOICIC
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Acicularia sp.

En los niveles próximos al techo se encuentra además pequeños ejemplares del rudista:

Biradiolites sp.

que indica una edad Turoniense superior o más moderna para esos niveles, por comparación con los resultados obtenidos por Floquet (1991) en el Norte de Castilla.

Aparte de este apunte, la asociación no tiene valor bioestratigráfico preciso, por lo que la edad de la formación debe deducirse de su posición estratigráfica y secuencial, así como por correlación con otras zonas donde si se han encontrado algunos fósiles indicativos:

De especial importancia es el hallazgo del foraminífero *Chrysalidina gradata* (D'ORB.), en la base de esta misma formación en la C. Ibérica Meridional (Giménez, 1987; 1989). Esta especie es característica del Cenomaniense medio y superior del Mediterráneo occidental (Neumann y Schroeder, reds. 1982; De Castro, en Neumann y Schroeder, eds., 1985). Recientemente, en el mismo afloramiento se han recogido numerosos ejemplares de *Caprinula* sp. y *Durania arnaudi* CHOFFAT que confirmarían la edad Cenomaniense de la base de esta unidad en esa área (Giménez *et al.*, datos inéditos).

Otro aspecto que puede tener interés se encuentra en la presencia de *Microcodium* sp., ya citado en esta unidad en diferentes sectores de la Ibérica Meridional por Fernández Calvo (1981) y Giménez (1987). El hecho de que aparezcan abundantes fragmentos de colonias de *Microcodium* integrados en el sedimento por retrabajamiento de material origen ratifica que su desarrollo es contemporáneo al del sedimento (ver apartado 5.4). Se trata posiblemente del *Microcodium* más antiguo que se ha citado, con una edad Cenomaniense terminal. (Goldstein, 1988, describe formas cristalinas afines en paleosuelos de edad

carbonífera pero su atribución a *Microcodium* es, como el mismo autor reconoce, muy dudosa).

4.1.8. FORMACIÓN CALIZAS Y BRECHAS CALCÁREAS DE LA SIERRA DE UTIEL

Esta formación presenta, en la mayor parte de los afloramientos, una fuerte monotonía en sus facies, que se desarrollaron esencialmente dentro de áreas costeras carbonatadas muy extensas (ver apartado 5.5.5). Por este motivo las asociaciones bióticas, fuertemente controladas por el ambiente sedimentario, oscilan muy poco en la vertical.

Sin embargo tenía especial interés el llegar a conocer la bioestratigrafía en detalle de esta unidad, de la cual existían escasos datos hasta la actualidad, por lo que se realizó un muestreo minucioso de distintos cortes. Se han diferenciado las asociaciones correspondientes a los tramos basales (Mesosecuencia VI.1 del apartado 5.5.8) a los tramos medios (Mesosecuencia IV.2) y de los tramos más altos (Mesosecuencia IV.3).

La primera de esas asociaciones paleontológicas está formada por los siguientes taxones:

Foraminíferos:

Cuneolina pavonia D'ORB.
Cuneolina sp.
Dendritina gigantea (GENDROT)
Dictyopsella kiliani SCHLUMB.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Minouxia conica FARINACCI
Minouxia lobata GENDROT
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides (MAGNÉ y SIGAL)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI

Ophthalmidium sp.
Orbitolinopsis senonicus GENDROT
Pararotalia tuberculifera (REUSS)
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Pseudotextulariella sp.
Quinqueloculina sp.
Rotalia sp.
Spiroplectammina sp.
Stensiöina surrentina TORRE
Textularia sp.

Algas:

Aeolisaccus kotori RADOICIC
Archaeolithothamnium sp.
Bacinella irregularis RADOICIC
Microcodium sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

Rudistas (y otros bivalvos):

Apricardia sp.
Biradiolites sp.
Radiolitella sp.

Pellets fecales:

Favreina murciensis (CUVILL.,BASSOUL. y FOURCADE)

En segundo lugar, los niveles intermedios de la formación aportan la siguiente asociación paleontológica:

Foraminíferos:

Accordiella conica FARINACCI
Broekinella neumannae GENDROT
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Cuneolina pavonia D'ORB.

Cuneolina sp.
Dendritina gigantea (GENDROT)
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Dictyopsella kiliani SCHLUMB.
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Idalina antiqua D'ORB
Idalina sp.
Marssonella sp.
Microcodium sp.
Minouxia lobata GENDROT
Minouxia conica FARINACCI
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides (MAGNÉ y SIGAL)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nummofallotia sp.
Ophthalmidium sp.
Periloculina sp.
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Pseudolituonella mariae GENDROT
Pseudotextulariella sp.
Quinqueloculina sp.
Reticulinella reicheli (CUVILL. et al.)
Rotalia sp.
Spiroplectammina sp.
Stensiöina surrentina TORRE
Vidalina hispanica SCHLUMB.

Algas:

Acicularia sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Pycnoporidium sp.

Rudistas:

Biradiolites sp.
Radiolitella sp.

Pellets fecales:

Favreina murciensis (CUVILL., BASSOUL. y FOURCADE)

Por último, la asociación encontrada en los niveles superiores de la unidad está constituida por los siguientes taxones:

Foraminíferos:

Accordiella conica FARINACCI
Broekinella neumannae GENDROT
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Cuneolina sp.
Dendritina gigantea (GENDROT)
Dictyopsella cuvillieri GENDROT
Dictyopsella kiliani SCHLUMB.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
cf. *Hedbergella* sp.
Idalina antiqua D'ORB.
Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Lacazina sp.
Minouxia conica FARINACCI
Minouxia lobata GENDROT
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides (MAGNÉ y SIGAL)
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Nonion senonicus (PEREBASKINE)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nummofallotia cf. *cretacea* (SCHLUMB.)
Ophthalmidium sp.
Paleodictyoconus sp.
Pararotalia tuberculifera (REUSS)
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Pseudolituonella mariae GENDROT
Quinqueloculina sp.
Reticulinella reicheli (CUVILL. *et al.*)

Rotalia reicheli HOTT.
Scandonea samnitica DE CASTRO
Spiroplectammina sp.
Stensiöina surrentina TORRE
Sulcoperculina sp.
Vidalina hispanica SCHLUMB.

Algas:

Acicularia sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Archaeolithothamnium sp.
Bacinella irregularis RADOICIC
Cladocoropsis mirabilis FELIX
Halimeda sp.
Microcodium sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO

Rudistas (y otros bivalvos):

Distefanella sp.
Biradiolites sp.

Pellets fecales:

Favreina murciensis (CUVILL.,BASSOUL. y FOURCADE)

Del conjunto de las asociaciones expuestas el primer aspecto que destaca es la existencia de abundantes taxones comunes a las tres. Entre ellos destacan: *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Gendrotella rugoretis* (GENDROT), *Dendritina gigantea* (GENDROT) , *Dictyopsella kiliani* SCHLUMB., *Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides* (HENSON), *Minouxia conica* FARINACCI, *Minouxia lobata* GENDROT, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Rotalia reicheli* HOTT., *Stensiöina surrentina* TORRE y *Biradiolites* sp. A continuación se hace un breve comentario sobre el valor bioestratigráfico de los taxones más representativos:

Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT es un foraminífero típico del Coniaciense inferior "alto" y de todo el Santoniense de la Cordillera Ibérica Septentrional (Floquet, 1991). Así mismo, Bilotte (1983, 1985) lo describe en el Coniaciense y Santoniense de Pirineos.

Floquet (1991) encuentra *Gendrotella rugoretis* (GENDROT) únicamente en el intervalo comprendido entre el Coniaciense inferior (no basal) y el Santoniense inferior. Babinot y Tronchetti (1983) lo citan con una repartición Coniaciense superior - Santoniense superior de Provenza.

Dendritina gigantea (GENDROT) es un taxón típico del Santoniense superior de Provenza (Gendrot, 1968a, 1968b; Babinot y Tronchetti, 1983). En Pirineos, Caus y Cornella (1983) encuentran esta especie desde el Santoniense basal hasta el Maastrichtiense, si bien su máxima dispersión se encuentra en el Santoniense inferior.

Dictyopsella kiliani SCHLUMB. se encuentra desde el Coniaciense superior hasta el Maastrichtiense inferior del norte de Castilla (Floquet, 1991). En Martigues (Provenza) se encuentra ya en el Turoniense (Gendrot, 1968b)

Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides (MAGNÉ y SIGAL) se ha descrito en el Coniaciense superior y Santoniense de Provenza (Gendrot, 1968a y b). Conviene señalar que, Tronchetti (1981) encuentra "*tous les intermédiaires entre les formes à péripherie aigüe et face spirale plane (type* "V." picardi*) et les formes plus globuleuses, à péripherie largement arrondie (type* "V". parelloides*)*" por lo que considera que ambos tipos son el resultado de la variación intraespecífica del taxón *Nezzazatinella ("Valv.") picardi* (HENSON).

Minouxia conica FARINACCI es típica del coniaciense superior - Santoniense de Provenza (Babinot y Tronchetti, 1983). *Minouxia lobata* GENDROT tiene aún una mayor dispersión (Gendrot, 1968b; Babinot y Tronchetti, 1983).

Junto a las *Minouxias*, las *Nummofallotias* tienen una gran dispersión dentro del Senoniense (p.e.: Gendrot, 1968b; Babinot y Tronchetti, 1983; Floquet, 1991).

Rotalia reicheli es un taxón típico del Santoniense de Provenza (Babinot y Tronchetti, 1983). Sin embargo en el Norte de Castilla ya se cita en el Coniaciense superior (Floquet, 1991).

En cuanto a los rudistas, aunque no se ha realizado un estudio detallado de ellos, destaca la presencia del género *Biradiolites* desde la base de la unidad (ya se encontraban en la parte superior de la unidad infrayacente, la Formación Margas de Alarcón). Las primeras especies de este género, dentro de la Península Ibérica, se citan en el Turoniense superior del Norte de Castilla (Floquet, 1991).

Del análisis realizado sobre los taxones que están presentes a lo largo de toda la formación se deduce una edad Coniaciense superior (?) - Santoniense para la misma.

En los niveles inferiores de la unidad se encuentra además un taxón muy representativo: se trata de *Orbitolinopsis senonicus* GENDROT. Este orbitolínido fue originalmente descrito en el Coniaciense de Martigues (Gendrot, 1968b). Babinot y Tronchetti (1983) y Fournier *et al.* (1983) ratifican su posición dentro del Coniaciense superior de Provenza. Floquet (1991), sin embargo, lo encuentra en el Santoniense inferior del Norte de Castilla. Otro taxón interesante es *Pararotalia tuberculifera* (REUSS), que aparece en la base del Santoniense de Aquitania (Groupe A10, 1983), si bien Floquet (1991) la encuentra ya en el Coniaciense del Norte de Castilla. La presencia de estas dos especies no da gran precisión pero confirma una edad Coniaciense superior o Santoniense inferior para los niveles basales de la unidad (Mesosecuencia IV.1 del apartado 5.5.8.1).

De la segunda asociación descrita en la formación, correspondiente a sus tramos intermedios (Mesosecuencia IV.2), destaca la aparición de nuevos taxones: *Accordiella conica* FARINACCI, *Broekinella neumannae* GENDROT, *Idalina antiqua* D'ORB, *Marssonella* sp., *Pseudolituonella mariae* GENDROT, *Reticulinella reicheli* (CUVILL. et al.) y *Vidalina hispanica* SCHLUMB.

De ellos son especialmente indicativas las especies *Accordiella conica* FARINACCI, que aparece, en el norte de Castilla, dentro del Santoniense "medio" (Floquet, 1991) y *Pseudolituonella mariae* GENDROT, taxón típico del Santoniense de esa misma región y del Santoniense superior de Martigues (Gendrot, 1968b).

El resto son especies menos representativas, todas ellas frecuentes en las series senonienses del Mediterráneo occidental (Gendrot, 1968b; Ramírez del Pozo, 1971; Babinot y Tronchetti, 1983; entre otros).

Por último, la tercera asociación, correspondiente a los tramos más altos de la unidad (Mesosecuencia IV.3), contiene nuevos taxones muy característicos:

Lacazina elongata MUN.-CHALM., *Lacazina* sp., *Dictyopsella cuvillieri* GENDROT, *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON), *Paleodictyoconus* sp., *Nonion senonicus* (PEREBASKINE), *Nummofallotia* cf. *cretacea* (SCHLUMB.), *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, *Cladocoropsis miriabilis* FELIX, *Sulcoperculina* sp. y cf. *Hedbergella* sp.

La aparición de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. se sitúa en la base del Santoniense medio - superior en el Norte de Castilla (Floquet, 1991) y en los Pirineos orientales franceses (Bilotte, 1983; 1984; 1985). Sin embargo, en el Montsec (Pirineos catalanes) esta especie se encuentra en todo el Santoniense (Caus y Cornella, 1983; Caus y Gómez Garrido, 1989; Hottinger *et al.*, 1989). Conviene reseñar que *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. ha sido considerado tradicionalmente como un taxón típicamente santoniense. Sin embargo, Floquet (1991) demuestra cómo el rango del mismo es mucho más amplio, abarcando además todo el Campaniense.

Hottinger *et al.* (1989) atribuyen a la especie *Pseudolacazina loeblichi* HOTT., DROB. y CAUS algunos de los ejemplares de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. recogidos por Fourcade en la región de estudio (Sierra del Buey) y figurados en Azéma *et al.* (1979a). Esta nueva especie fue identificada por vez primera en el Santoniense del Pirineo.

Otro taxón indicativo es *Dictyopsella cuvillieri* GENDROT, que ha sido citado en el Santoniense superior de Martigues (Gendrot, 1968b) y es muy abundante también en el Coniaciense superior de Pirineos (Caus y Cornella, 1983). Sin embargo, en la Ibérica septentrional se encuentra desde el Santoniense superior hasta el Campaniense superior (Floquet, 1991).

Aunque Gendrot atribuye a la especie *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON) un rango que abarca todo el Santoniense de Martigues, es especialmente significativo el hecho de que en el Norte de Castilla (Floquet, 1991) la misma se encuentre desde el Santoniense superior hasta el Maastrichtiense inferior.

Otra especie típica de la asociación es *Nonion senonicus* (PEREBASKINE), que se ha descrito desde el Coniaciense, siendo especialmente abundante en el Santoniense (Gendrot, 1968b).

Los escasos ejemplares de *Paleodictyoconus* fueron encontrados en el techo de la unidad, y son asimilables a las formas que Luperto Sinni (1976, tav. 39 y 40)

figura procedentes del Senoniense de la Murge (Italia) (Ramírez del Pozo, com. pers.).

Por último, es relevante la presencia de *Scandonea samnitica* DE CASTRO, una especie típica del Santoniense superior y Campaniense de Pirineos (Bilotte, 1985; Caus y Cornella, 1981).

La presencia de *Murciella cuvillieri* FOUR., taxón típico del Campaniense superior - Maastrichtiense inferior (ver aptdo. 4.1.9.), en el techo de esta unidad ha sido mencionada por Vilas *et al.* (1982) en la provincia de Valencia. Sin embargo estos autores no precisan la posición exacta ni el corte donde se ha obtenido la muestra que, en nuestra opinión, podría corresponder a materiales más modernos, equiparables a la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes.

4.1.9. FORMACIÓN CALIZAS DE LA RAMBLA DE LOS GAVILANES

Dentro de esta formación se encuentra una asociación paleontológica rica en foraminíferos bentónicos y algas verdes. También se han descrito algunos rudistas con interés bioestratigráfico.

Dado que dentro de la unidad se encuentran representadas dos mesosecuencias de depósito (ver apartado 5.6.8) se han separado las asociaciones paleontológicas identificadas en los tramos litológicos correspondientes a cada una de ellas.

La asociación correspondiente a la Mesosecuencia V.1 está constituida por:

Foraminíferos:

Accordiella conica FARINACCI
Broekinella neumannae GENDROT
Cuneolina cylindrica HENSON
Cuneolina sp.
Dictyopsella cuvillieri GENDROT
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)

Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Ophthalmidium sp.
Pseudolituonella mariae GENDROT
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB.)
Quinqueloculina sp.
Rotalia sp.
Scandonea samnitica DE CASTRO
Spiroplectammina sp.
Stensiöina surrentina TORRE

Algas:

Aeolisaccus kotori RADOICIC
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

La relación de especies descrita da escasa precisión cronoestratigráfica. Así, algunos de los taxones determinados (*Accordiella conica* FARINACCI, *Pseudolituonella mariae* GENDROT, *Gendrotella rugoretis* (GENDROT), *Minouxia conica* GENDROT, *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Scandonea samnitica* DE CASTRO...) ya se han citado anteriormente en la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel y son muy característicos del Santoniense (Gendrot, 1968a y 1968b; Colectivo, 1983), si bien Floquet (1991) encuentra muchos de ellos en el Campaniense del Norte de Castilla. Simultáneamente se describen otras especies que aparecen por vez primera:

Cuneolina cylindrica HENSON. Gendrot (1968b) sitúa su aparición en el Santoniense terminal de Martigues, pero se ha descrito incluso en niveles maastrichtienses (Ramírez del Pozo, com. pers.).

La presencia de *Gavelinella* aff. *clementiana* (D'ORB.), indica una edad Campaniense (Edwards, 1981; Pomerol *coord.*, 1983; Robaszynski *coord.*, 1983).

Cabe igualmente destacar la presencia del alga verde *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, especie de la que ya se encuentran los primeros

ejemplares en los niveles superiores de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Se ha descrito en el Senoniense avanzado (parte superior de la Zona de *A. conica* y *M. apenninica* definida por De Castro, 1966 y 1969).

La asociación correspondiente a la Mesosecuencia superior (V.2) es la siguiente:

Foraminíferos:

Accordiella conica FARINACCI
Cuneolina conica D'ORB.
Cuneolina cylindrica HENSON
Cuneolina pavonia D'ORB.
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Dendritina gigantea (DE CASTRO)
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHALM.
Minouxia cf. *lobata* GENDROT
Minouxia conica FARINACCI
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Murciella cuvillieri FOURC.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Nummoloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Pseudolituonella mariae GENDROT
Quinqueloculina sp.
Raadshoovenia salentina (PAPETTI y TEDESCHI)
Rhapydionina liburnica (STACHE)
Scandonea samnitica DE CASTRO
Spiroplectammina sp.
Stensiöina surrentina TORRE
Textularia sp.
Tritaxia aff. *tricarinata* REUSS
Tritaxia sp.

Algas:

Aeolisaccus kotori RADOICIC
Cayeuxia sp.
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

Rudistas:

Biradiolites sp.
Hippurites sp. gr. *canaliculatus* ROLLAND DU ROQUAN
Mitrocaprina sp.
Vaccinites sp. aff. *loftusi* (WOODWARD)
Sabinia sp.

Esta asociación es muy parecida a la anterior presentando la mayor parte de los taxones de aquella. Además presenta una serie de especies que aparecen por vez primera, muchas de ellas con valor bioestratigráfico.

De especial interés es el gran desarrollo que alcanzan los Rhapydionininae (*sensu* Hamaoui y Fourcade, 1973), con la aparición de las especies *Murciella cuvillieri* FOURC., *Rhapydionina liburnica* (STACHE) y *Raadshoovenia salentina* (PAPETTI y TEDESCHI). Esta asociación permite asegurar una edad Campaniense - Maastrichtiense (no terminal) para los niveles que la contienen, sin más precisión.

Murciella cuvillieri FOURC. fue descrita por vez primera dentro de la región del Altiplano y precisamente en los materiales correspondientes a esta formación (Fourcade, 1966). Este autor le atribuye inicialmente, por su posición estratigráfica, una edad Campaniense. Sin embargo, el hallazgo de este taxón asociado a *Orbitoides media* (D'ARCH.) en la provincia de Valencia (Fourcade, 1970) podría indicar que alcanza el Maastrichtiense inferior (la aparición de Orbitoides media (D'ARCH.) se ha situado en el Campaniense superior en distintas cuencas (en Pirineos, Bilotte, 1983 y Caus y Gómez-Garrido, 1989; en Aquitania, Neumann y Platel, coords., 1983 y Neumann y Robaszynski, 1983).

Posteriormente, *Murciella cuvillieri* FOURC. se ha encontrado también en Grecia y Yugoslavia, siempre en niveles de edad Campaniense - Maastrichtiense.

Las otras dos especies, *Raadshoovenia salentina* (PAPETTI y TEDESCHI) y *Rhapydionina liburnica* (STACHE), se han citado (y frecuentemente asociadas) en el Campaniense y Maastrichtiense (no terminal) de Italia, Yugoslavia y Grecia (p.e.: Farinacci, 1965; Bignot, 1971; Hamaoui y Fourcade, 1973; Fleury *et al.*, 1985; Cestari y Sirna, 1987; Sartorio y Venturini, 1988...).

Por otro lado conviene señalar que Philip (1983) menciona en la región de Quatretonda (Valencia), en la parte superior de los litosomas correspondientes a esta unidad, la presencia de *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Lepidorbitoides bisambergensis* (JAEGER), *Orbitoides* cf. *tissoti* (SCHLUMB.), *Siderolites vidali* DOUV. y *Gavelinopsis voltzianus* (D'ORB.), asociación típica del Campaniense superior a Maastrichtiense inferior (Neumann, 1980; Bilotte, 1983; 1985; Groupe A10, 1983; Neumann y Platel, coords., 1983; Neumann y Robaszynski, 1983; Caus y Gómez-Garrido, 1989).

Por otra parte, los rudistas citados en esta asociación (*Hippurites* sp. gr. *canaliculatus* ROLLAND DU ROQUAN -comparables a las figuradas por Pons y Vicens (1991)-, *Sabinia* sp., *Vaccinites* sp. aff. *loftusi* (WOODWARD) y *Mitrocaprina* sp.) resultan también muy indicativos bioestratigráficamente. Dentro de la misma unidad litoestratigráfica, pero en la provincia de Valencia, Pons y Vicens (1991) encuentran estas tres especies en niveles equivalentes pero mucho más ricos en fauna de rudistas, a los cuales les asignan una edad Campaniense alto, por comparación con la distribución de rudistas de Pirineos.

Sabinia, género típicamente tethysiano y que no se ha encontrado en Pirineos, puede tener cierto interés bioestratigráfico. Este género aparece precozmente en el Campaniense inferior de la zona central de Túnez, y a lo largo del Maastrichtiense se produce su migración a Sicilia y Apulia (Philip, 1985). Las citas de este género en la literatura comprenden fundamentalmente desde el Campaniense (en Túnez, Philip, 1981, 1986 y Negra y Philip, 1987) al Maastrichtiense inferior (en Sicilia, Camoin *et al.*, 1983; en Omán, Skelton *et al.*, 1990) y rara vez sobrepasan esa edad (Maastrichtiense superior en la Península Salentina, Cestari y Sirna, 1987).

Conviene señalar que dentro del Prebético, *Sabinia* ha sido reconocido en distintos puntos del sur de la provincia de Valencia (Philip, 1983; Pons y Vicens, 1991), en niveles que el primer autor asigna al Maastrichtiense inferior y los segundos al Campaniense terminal o Maastrichtiense inferior.

4.1.10. FORMACIÓN CALIZAS DEL CARCHE

Esta unidad está constituida por calizas limosas finamente estratificadas o lajeadas que presentan pequeñas intercalaciones margosas, con abundantes calcisferas, foraminíferos planctónicos, bentónicos, restos de equinodermos e inocerámidos.

A partir del estudio de los foraminíferos planctónicos, se ha realizado la subdivisión bioestratigráfica, para la que se han seguido las biozonaciones propuestas por Robaszynski *et al.* (1984) y Bellier (1985) y tenido en cuenta las de Postuma (1971), Linares (1977) y Sigal (1977), así como los datos aportados por Ghlis y Bellier (1989).

Siguiendo esta premisa se han podido caracterizar, de base a techo, las biozonas de *elevata*, *ventricosa calcarata* y *falsostuarti*. Los últimos metros de la formación, contienen una asociación fosilífera típica de la biozona de *gansseri* (BOLLI), aunque el taxón índice de zona no ha sido identificado por el momento dentro de esta unidad en los cortes estudiados.

Biozona de *elevata*:

Los morfotipos indicadores de la zona de *Globotruncana (Globotruncanita) elevata* (BROTZ.) vienen acompañados de:

Foraminíferos planctónicos:

cf. *Globotruncana (Globotruncana) linneiana* (D'ORB.)
Globotruncana (Rosita) fornicata (CUSHM.)
Globotruncana (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Heterohelix cf. *globulosa* (EHRENBERG)
Heterohelix pseudolessera (CUSHM.)
Hedbergella sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

Foraminíferos bentónicos:

Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB.)

Globorotalites michelinianus D'ORB.
Arenobulimina d'orbignyi REUSS
Lenticulina sp.

Biozona de *ventricosa*:

En esta zona se encuentran, asociados a la especie índice (*Globotruncana (Globotruncana) ventricosa* WHITE), los siguientes taxones:

Foraminíferos planctónicos:

Globotruncana (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
Globotruncana (Globotruncana) bulloides VOGLER
Globotruncana (Globotruncana) cf. *linneiana* (D'ORB.)
Globotruncana (Rosita) fornicata (CUSHM.)
Heterohelix sp.
Hedbergella sp.

A los que hay que sumar la especie:

Globotruncana (Globotruncana) cf. *insignis* GANDOLFI

que aparece en la parte superior de la biozona.

Foraminíferos bentónicos:

Arenobulimina d'orbignyi (REUSS)
Cibicides cf. *excavata* BROTZ.
Gavelinopsis voltzianus (D'ORB)
Clavulinoides aspera (CUSHM.)
Dentalina sp.
Dorothia cf. *retyse* (CUSHM.)
Gaudryina rugosa D'ORB.
Lenticulina sp.
Lituola taylorensi CUSHM. y WATERS
Marginulina sp.

Minouxia sp.
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB)
Stensiöina sp.
Triplasia cf. *acutocarinata* ALEX. y SMITH
Verneuilina limbata CUSHM.

Calcisferas:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

Biozona de *calcarata*:

La biozona viene definida por el rango de la especie índice (*Globotruncana (Globotruncanita) calcarata* (CUSHM.)). Asociados a ella se encuentran:

Foraminíferos planctónicos:

Globotruncana (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Globotruncana (Globotruncana) bulloides VOGLER
Globotruncana (Globotruncana) insignis GANDOLFI
Globotruncana (Globotruncana) linneiana (D'ORB.)
Globotruncana (Globotruncana) ventricosa (WHITE)
Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana (Rosita) fornicata (PLUMM.)
Globotruncana (Globotruncana) cf. *orientalis* EL NAGGAR
Globotruncana (Globotruncana) cf. *rosetta* (CARSEY)
Archaeoglobigerina sp.
Heterohelix cf. *globulosa* (EHRENBERG)
Heterohelix cf. *striata* (EHREMB.)
Heterohelix pseudolessera (CUSHM.)

Foraminíferos bentónicos:

Arenobulimina d'orbignyi (REUSS)
Gavelinopsis voltzianus (D'ORB)
Gaudryina rugosa D'ORB.
Gyraidinoides nitida (REUSS)
Globorotalites michelinianus D'ORB.

Lenticulina sp.
Lituola taylorensi CUSHM. y WATERS
Marssonella trochus D'ORB.
Pseudotextularia sp.
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB)
Gavelinella montelerensis (MARIE)
Pulvinulinella texana CUSHM.
Rugoglobigerina cf. *rugosa* (PLUMMER)
Spiroplectammina laevis cretosa CUSHM.
Stensiöina pommerana BROTZ.
Tritaxia tricarinata REUSS

Calcisferas:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

Muchas de las especies citadas estaban ya presentes en la biozona anterior. Sin embargo, cabe destacar el hallazgo de los primeros ejemplares de *G. (Globotruncana) orientalis* EL NAGGAR, *G. (Globotruncana)* cf. *rosetta* (CARSEY), *Heterohelix* cf. *striata* (EHREMB.) y *Archaeoglobigerina* sp.

Por otro lado, entre los foraminíferos bentónicos, dentro de esta biozona se encuentran los últimos *Gavelinella* aff. *clementiana* (D'ORB), *Globorotalites michelinianus* D'ORB., *Arenobulimina d'orbignyi* REUSS, *Lituola taylorensi* CUSHM. y WATERS y *Gaudryina rugosa* D'ORB., coexistiendo con los primeros ejemplares de *Gavelinella monterelensis* (MARIE), *Marssonella trochus* D'ORB., *Spiroplectammina laevis cretosa* CUSHM., *Stensiöina pommerana* BROTZ., *Tritaxia tricarinata* REUSS y *Pulvinulinella texana* CUSHM., todos ellos de gran dispersión en la zona de *G. (G.) falsostuarti*.

Biozona de *falsostuarti*:

Dentro de la biozona marcada por la aparición del taxón índice (*Globotruncana (Globotruncana) falsostuarti* SIGAL) se produce además la primera aparición de:

Globotruncana (Globotruncana) aegyptiaca NAKKADY

Esos taxones apareces acompañados de otros foraminíferos, entre los que cabe destacar:

Foraminíferos planctónicos:

Globotruncana (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Globotruncana (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
Globotruncana (Globotruncana) linneiana (D'ORB.)
Globotruncana (Globotruncana) insignis GANDOLFI
Globotruncana (Globotruncana) orientalis EL NAGGAR
Globotruncana (Globotruncana) rosetta (CARSEY)
Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
Globotruncana (Rosita) cf. *fornicata* (CUSHM.)
Archaeoglobigerina sp.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMM.)
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Heterohelix globulosa (ERHEMB.)
Heterohelix cf. *striata* (EHREMB.)
Planoglobulina carseyae (PLUMM.)

Foraminíferos bentónicos:

Spiroplectammina laevis cretosa CUSHM.
Stensiöina pommerana BROTZ.
Tritaxia tricarinata REUSS
Marssonella trochus D'ORB.
Gavelinopsis voltzianus (D'ORB)
Gavelinella monterelensis (MARIE)

En esta asociación se reconocen, entre otros, los últimos ejemplares de *Globotruncana (Globotruncana) linneiana* (D'ORB.).

Biozona de *gansseri* (*p.p.*)

Los últimos metros de la Formación Calizas del Carche contienen una asociación fosilífera notablemente diferente de la expuesta en la Zona de *falsostuarti*.

Ésta se considera lo suficientemente característica como para, a título virtual, incluirla en la parte inferior de la Zona de *gansseri* a pesar de no haberse encontrado el taxón índice *Globotruncana (Gansserina) gansseri* (BOLLI) en esos niveles. La asociación reconocida es la siguiente:

Foraminíferos planctónicos:

Globotruncana (Globotruncana) cf. *mariei* BANNER y BLOW
Globotruncana (Globotruncana) aegyptiaca NAKKADY
Globotruncana (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Globotruncana (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
Globotruncana (Globotruncana) insignis GANDOLFI
Globotruncana (Globotruncana) orientalis EL NAGGAR
Globotruncana (Globotruncana) rosetta (CARSEY)
Globotruncana (Globotruncanella) petaloidea (GANDOLFI)
Globotruncana (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
Globotruncana (Globotruncanita) cf. *conica* (WHITE)
Globotruncana (Rosita) cf. *fornicata* (CUSHM.)
Globotruncana (Rosita) patelliformis (GANDOLFI)
Heterohelix globulosa (EHREMB.)
Heterohelix striata (EHREMB.)
Planoglobulina carseyae (PLUMM.)
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNN.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMM.)

En ella destaca la primera aparición de *Globotruncana (Globotruncanella) petaloidea* (GANDOLFI), *Globotruncana (Globotruncanita) stuarti* (DE LAPP.), *Globotruncana (Rosita) patelliformis* (GANDOLFI), *Globotruncana (Globotruncanita)* cf. *conica* (WHITE) y *Rugoglobigerina hexacamerata* BRÖNN., todos ellos taxones que aparecen y/o alcanzan su máxima expansión en la Biozona de *gansseri*.

La coexistencia de esas especies con *Globotruncana (Globotruncana)* cf. *ventricosa* WHITE, *Globotruncana (Globotruncana) arca* (CUSHM.), *Globotruncana (Globotruncana) orientalis* EL NAGGAR, *Globotruncana (Globotruncana)* cf. *mariei* BANNER y BLOW, indica que, dentro de la mencionada biozona, nos encontramos en su parte más baja.

Por tanto, la asociación correspondiente a los últimos metros de la Formación Calizas del Carche es típica de la parte inferior de la Biozona de *gansseri*, si bien el taxón índice de la misma (*Globotruncana (Gansserina) gansseri* (BOLLI)) no ha sido identificado por el momento dentro de esa formación (aunque sí en los niveles más bajos de la unidad suprayacente, la Formación Margas de Raspay).

4.1.11. FORMACIÓN CALIZAS ARENOSAS DEL MOLAR

Dentro de la formación se ha identificado una asociación paleontológica formada por los siguientes taxones:

Foraminíferos:

Clypeorbis mamillata (SCHLUMB.)
Cuneolina sp.
Gavelinella cf. *monterelensis* (MARIE)
Gavelinopsis cf. *voltzianus* (D'ORB.)
Globorotalites sp.
Globotruncana sp.
Goupillaudina sp.
Hellenocyclina beotica REICHEL
Heterohelix sp.
Idalina sp.
Lepidorbitoides minor (SCHLUMB.)
Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
Likiola sp.
Marssonella cf. *trochus* D'ORB.
Marssonella sp.
Moncharmontia apenninica DE CASTRO
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Nummoloculina sp.
Omphalocyclus macroporus (LAM.)
Orbitoides apiculata SCHLUMB.
Orbitoides media (D'ARCH.)
Planorbulina cretae (MARSSON)
Polimorphinidae

Pseudedomia multistriata HENSON.
Quinqueloculina sp.
Rugoglobigerina sp.
Siderolites calcitrapoides LAM.
Spiroplectammina sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Sulcoperculina dickersoni (PALMER) var. *vermunti* (THIADENS)
Sulcoperculina obesa DE CIZANC
Tritaxia cf. *tricarinata* REUSS

Además, en los tramos basales de la unidad se ha descrito:

Rhapydionina liburnica (STACHE)

Algas:

Aeolisaccus kotori RADOICIC
Archaeolithothamnium sp.

Calcisferas:

Pithonella sphaerica (KAUFM.)

Rudistas y otros bivalvos:

Inoceramus sp.
Radiolitidae
Hippuritidae

Del conjunto de fósiles recogidos cabe destacar la asociación de grandes foraminíferos formada por *Omphalocyclus macroporus* (LAM.), *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Clypeorbis mamillata* (SCHLUMB.), *Orbitoides apiculata* SCHLUMB., *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMB.) y *Siderolites calcitrapoides* LAM., que ha sido considerada, a partir de los trabajos ya clásicos de Neumann (1958, 1972a y 1972b), como característica de los tramos más altos del Maastrichtiense.

Sin embargo Van Gorsel (1978) afirma lo inexacta que puede ser esta atribución en muchos puntos, ya que en la mayor parte de los casos la edad de los materiales en que se encuentran esas especies está deducida a partir de su misma presencia. En este sentido trabajos recientes muestran como estas especies ya se habían desarrollado durante la parte alta del Maastrichtiense inferior:

Orbitoides apiculata SCHLUMB. y *Siderolites calcitrapoides* LAM. aparecen en el Maastrichtiense superior basal (o inferior "alto") de los Pirineos orientales (Bilotte, 1983). Sin embargo, en el Montsec, la aparición de *Orbitoides apiculata* SCHLUMB. y *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.) se sitúa ya en el Maastrichtiense inferior (Zona de *falsostuarti*) (Caus y Gómez-Garrido, 1989).

En este mismo sentido Farinacci y Yeniae (1986), en Turquía, sitúan la aparición de la asociación *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Siderolites calcitrapoides* LAM. y *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.) con Zona de *falsostuarti* (Maastrichtiense inferior). Por otro lado, Skelton *et al.* (1990) citan la asociación *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Omphalocyclus macroporus* (LAM.) y *Siderolites calcitrapoides* LAM. en el Maastrichtiense "medio" de Omán.

En definitiva, la mencionada asociación de grandes foraminíferos que caracteriza el conjunto de la Formación Calizas arenosas del Molar es indicadora de una edad Maastrichtiense "medio" - superior, sin poder dar, por sí sola, más precisión.

Desgraciadamente, el estudio de los foraminíferos planctónicos en lámina delgada, unido a su mal estado de conservación no ha permitido una determinación más que a nivel genérico de los mismos (*Globotruncana* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Heterohelix* sp., etc.).

4.1.12. FORMACIÓN MARGAS DE LOS CERRILLARES

Esta unidad está constituida por niveles métricos de margas y lutitas, separados por intercalaciones carbonáticas, que se generaron en sistemas lacustres costeros. En ellas el contenido fosilífero esta formado por restos de carofitas, ostrácodos, gasterópodos, algunos foraminíferos (*Planoglobulina carseyae* (PLUMM.), *Discorbidae*, *Miliolidae*) y escasas algas verdes (*Acicularia* sp.).

La asociación de carofitas que se ha identificado es la siguiente:

Saportanella maslovi GRAMB.
Saportanella elongata GRAMB. y GUT.
Amblyochara begudiana GRAMB.

Además, Gutiérrez (en: García de Domingo *et al.*, 1984) cita en esta misma formación y dentro de la región del Altiplano (concretamente en la Sierra de los Gavilanes) las siguientes carofitas:

Porochara oblonga GRAMB.
Platychara cf. *caudata* GRAMB.
Platychara sp.
Platychara complanata GRAMB.
Strobilochara aff. *viallardi* GRAMB.

En conjunto la asociación de carofitas descrita es típicamente Maastrichtiense (Grambast, 1971; Grambast y Gutiérrez, 1977; Babinot y Freytet, coords., 1983, entre otros).

Por otro lado, entre los ostrácodos se han identificado:

Neocyprideis murciensis DAMOTTE y FOURCADE
Paracandona sp.
aff. "*Hermanites* sp. 1" de Liebau, 1971

Mención especial merece el ostrácodo *Neocycprideis murciensis* DAM. y FOURC. Fue originalmente descrito en los materiales correspondientes esta formación y su localidad tipo se encuentra en la Sierra de los Gavilanes (Dammote y Fourcade, 1971). Con posterioridad ha sido citado en el Maastrichtiense del Norte de Castilla (Floquet, 1991).

En segundo lugar, *Paracandona* sp. es un ostrácodo continental típico del Campaniense superior ("Fuveliense") y el Maastrichtiense ("Begudiense" - "Rognaciense") del Norte de España y Sur de Francia (Babinot Freytet, coords., 1983).

Por último cabe reseñar que "*Hermanites* sp. 1" fue descrito por Liebau (1971) en el Maastrichtiense de Tremp.

4.1.13. FORMACIÓN MARGAS DE RASPAY

Constituye una unidad de poco espesor, que está básicamente formada por un tramo margoso de color verde oscuro (6-8m), rico en foraminíferos planctónicos, sobre el que se encuentran algunos niveles calcilutíticos.

Al igual que ocurría en la Formación Calizas del Carche, a partir del estudio de los foraminíferos planctónicos, se realiza una caracterización bioestratigráfica siguiendo las biozonaciones propuestas por Sigal (1977), Robaszynski *et al.* (eds., 1984) y Bellier (1985).

El estudio micropaleontológico permite caracterizar, en el conjunto de la unidad, la Biozona de *gansseri* para la cual se acepta una edad Maastrichtiense inferior (parte mas alta) - Maastrichtiense superior no terminal.

Biozona de *gansseri*:

Además del taxón indicador de zona (*Globotruncana (Gansserina) gansseri* (BOLLI)) se han determinado otros foraminíferos planctónicos, entre los que cabe destacar:

Globotruncana (Gansserina) gansseri (BOLLI)
Globotruncana (Globotruncana) cf. *aegyptiaca* NAKKADY
Globotruncana (Globotruncana) cf. *ventricosa* (WHITE)
Globotruncana (Globotruncana) insignis GANDOLFI
Globotruncana (Globotruncanita) conica WHITE
Globotruncana (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
Globotruncana (Rosita) cf. *patelliformis* (GANDOLFI)
Globotruncanella minuta CARON y GONZ.
Heterohelix globulosa (EHREMB.)
Planoglobulina carseyae (PLUMM.)
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNN.

Esta asociación, recogida en la base de la unidad, caracteriza la parte media - alta de la biozona (Robaszynski *et al.*, 1984).

Pocos metros por encima se ha recogido la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos:

Globotruncana (Globotruncana) dupeublei (CARON *et al.*)
Globotruncana (Globotruncana) insignis GANDOLFI
Globotruncana (Globotruncanita) conica WHITE
Globotruncana (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
Globotruncana (Rosita) cf. *patelliformis* (GANDOLFI)
Globotruncana (Rosita) cf. *walfischensis* TODD
Globotruncana (Rosita) contusa (CUSHM.)
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)

En ella encontramos tres nuevas especies: *Globotruncana (Globotruncana) dupeublei* (CARON *et al.*) *Globotruncana (Rosita)* cf. *walfischensis* TODD y *Globotruncana (Rosita) contusa* (CUSHM.) todas ellas características del Maastrichtiense superior alto.

Concretamente *Globotruncana (Rosita) contusa* (CUSHM.) ha sido tomada como indicador zonal por distintos autores (p.e.: Wonders, 1980; Haq. *et. al.*, 1987). Siguiendo a estos autores, esta biozona comprendería la parte superior de la Zona de *gansseri* tal y como se considera en este trabajo, y tendría una edad Maastrichtiense superior alto.

Por último cabe mencionar que la Zona de *Abathomphalus mayaorensis* (Maastrichtiense terminal) no se ha caracterizado en ninguna de las series, donde la mayor parte del contenido fosilífero se ha recogido en los niveles inferiores y medios, menos arenosos y calcáreos. Sin embargo, esta zona sí se ha identificado en otros puntos del Prebético y el Subbético (p.e.: Paquet, 1969; Marks, 1972; y Linares, 1977) aunque con los datos que disponemos actualmente resulta difícil precisar si los materiales donde se ha reconocido esa biozona son asimilables a la parte superior de la Formación Margas de Raspay.

4.2. BIOZONACIÓN

El análisis bioestratigráfico llevado a cabo sobre el Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla nos permite proponer una biozonación de carácter regional para las series de plataforma somera. Ésta está basada fundamentalmente en foraminíferos bentónicos y rudistas (y en menor proporción en algas).

4.2.1. ANTECEDENTES

Con anterioridad a este trabajo, la mayor parte de los datos bioestratigráficos disponibles de las plataformas del Cretácico superior del Altiplano se deben a Fourcade (1966, 1970), que propone la existencia de cinco "niveles" bioestratigráficos para el Cretácico medio - superior, asociados a los taxones:

.*Neorbitolinopsis conulus*
.*Neoiraquia* n.sp. (=*Orbitolina (C.) cuvillieri*) - "Orbitolinas planas"
.*Lacazina elongata*
.*Murciella cuvillieri*
.*Orbitoides media* - *Omphalocyclus macroporus*;

que han sido ratificados en trabajos posteriores (Perconig y Martín, 1971; Azéma, 1977; Azéma *et al.*, 1979a). En 1978, García Hernández propone una biozonación para el Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y de Segura, en la que las dos biozonas superiores (Zona de *Neorbitolinopsis conulus* y Zona de *Neoiraquia* sp.) son, en su opinión, coincidentes con los dos primeros "niveles" de Fourcade.

Más recientemente Masse *et al.* (*in litt.*) realizan una biozonación del Cretácico inferior en la región de estudio, de la cual dos biozonas (caracterizadas respectivamente por las asociaciones *Simplorbitolina conulus* - *Neorbitolinopsis conulus* y *Neorbitolinopsis conulus* - *Neoiraquia* sp.) están representadas en las

unidades más bajas de las series estudiadas y serían en conjunto correlacionables con la biozona de *N. conulus* de Fourcade (1970).

De otros sectores del Prebético, cabe mencionar además los datos bioestratigráficos obtenidos para el Cretácico superior más alto (Campaniense - Maastrichtiense) por Champetier (1972), Dabrio (1973), Dabrio y García Hernández (1975), González Donoso y López Garrido (1975), Philip (1983), Pons y Vicens (1991) y Pons *et al.* (1991).

El único intento de biozonación global para el Cretácico superior previo al que aquí se presenta se debe a Vera *et al.* (1982), el cual se resume en el capítulo de antecedentes.

4.2.2. PROPUESTA DE UNA BIOZONACIÓN

La realización de una biozonación a partir de organismos bentónicos presenta notables limitaciones que no debemos olvidar: La principal se encuentra en que el desarrollo de esos organismos está estrechamente relacionado con el medio deposicional en el que viven y, a una mayor escala, con el marco paleobiogeográfico en que las plataformas se desarrollan en cada intervalo de tiempo. Por estas razones, la aparición y desaparición de las especies en las series está íntimamente relacionada con la evolución geodinámica que tuvieron las plataformas (es decir, con los grandes episodios tectonoeustáticos que tienen su reflejo en las secuencias deposicionales).

Por otro lado, conviene recordar que los rangos de extensión de un taxón que nosotros apreciamos en las series estratigráficas pueden estar, en algunos casos, muy modificados por los procesos diagenéticos que destruyen o merman el registro fosilífero.

Por último, cabe reseñar que, de las biozonas propuestas, las correspondientes al Campaniense y Maastrichtiense se correlacionan con las biozonas globales basadas en foraminíferos planctónicos que se han reconocido en las series más meridionales del sector (descritas en el apartado anterior). Esta correlación, realizada con los criterios cronoestratigráficos básicos de la estratigrafía secuencial, permite datar con precisión las biozonas que aquí se proponen para esos pisos.

La biozonación se resume en la Fig. 25. Para su realización se han seguido los criterios básicos de la Nomenclatura Estratigráfica (Hedberg, ed., 1976 y posteriores circulares de la ISSC). De base a techo, las biozonas son las siguientes:

a. Biozona de *N. conulus*:

Definición: Es una biozona de rango de extensión del taxón *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLÉ), de la cual solo se estudia aquí su parte más alta, ya que la citada especie se encuentra ya representada por debajo de los materiales de la Formación Arenas de Utrillas (Arias *et al.*, 1989; Masse *et al.*, in litt.) que constituyen las series aquí consideradas. De las unidades estudiadas comprende la toda la Formación Jumilla a excepción de su miembro superior (Mb. Calizas de la Bicuerca) donde la intensa dolomitización ha impedido la preservación de microfósiles. Sin embargo, en la Cordillera Ibérica la especie índice sí se ha citado en el citado miembro, aunque siempre restringida a los niveles basales (p.e.: Giménez, 1987). Esta biozona es equivalente al conjunto formado por la "Zona de *Neorbitolinopsis conulus* y *Simplorbitolina conulus*" y la "Zona de *Neorbitolinopsis conulus* y *Neoiraquia*" propuestas por Masse *et al.* (*in litt.*).

Límites: Su límite inferior coincide con la primera aparición del taxón. El superior viene definido por la última aparición del mismo, que está enmascarada por la dolomitización.

Punto óptimo de observación: Sierra del Carche.

Contenido paleontológico: En los niveles más bajos estudiados de esta biozona, además del taxón índice cabe destacar la presencia de *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER y *Sabaudia* sp., así como los rudistas *Agriopleura* cf. *darderi* ASTRE, *Eoradiolites* sp. y *Monopleuridae*. En los tramos superiores la especie indicadora de zona aparece asociada a *Neoiraquia convexa* DANILOVA, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER), *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Moesiloculina angulare* (NEAGU), *Coskinolinella* sp., *Istriloculina elliptica* (IOVCHEVA), *Praechrysalidina* sp., *Nezzazata* aff. *gyra* (SMOUT), cf. *Dictyoconus* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Glomospira* sp. y los rudistas *Toucasia* sp. y *Polyconites* sp.

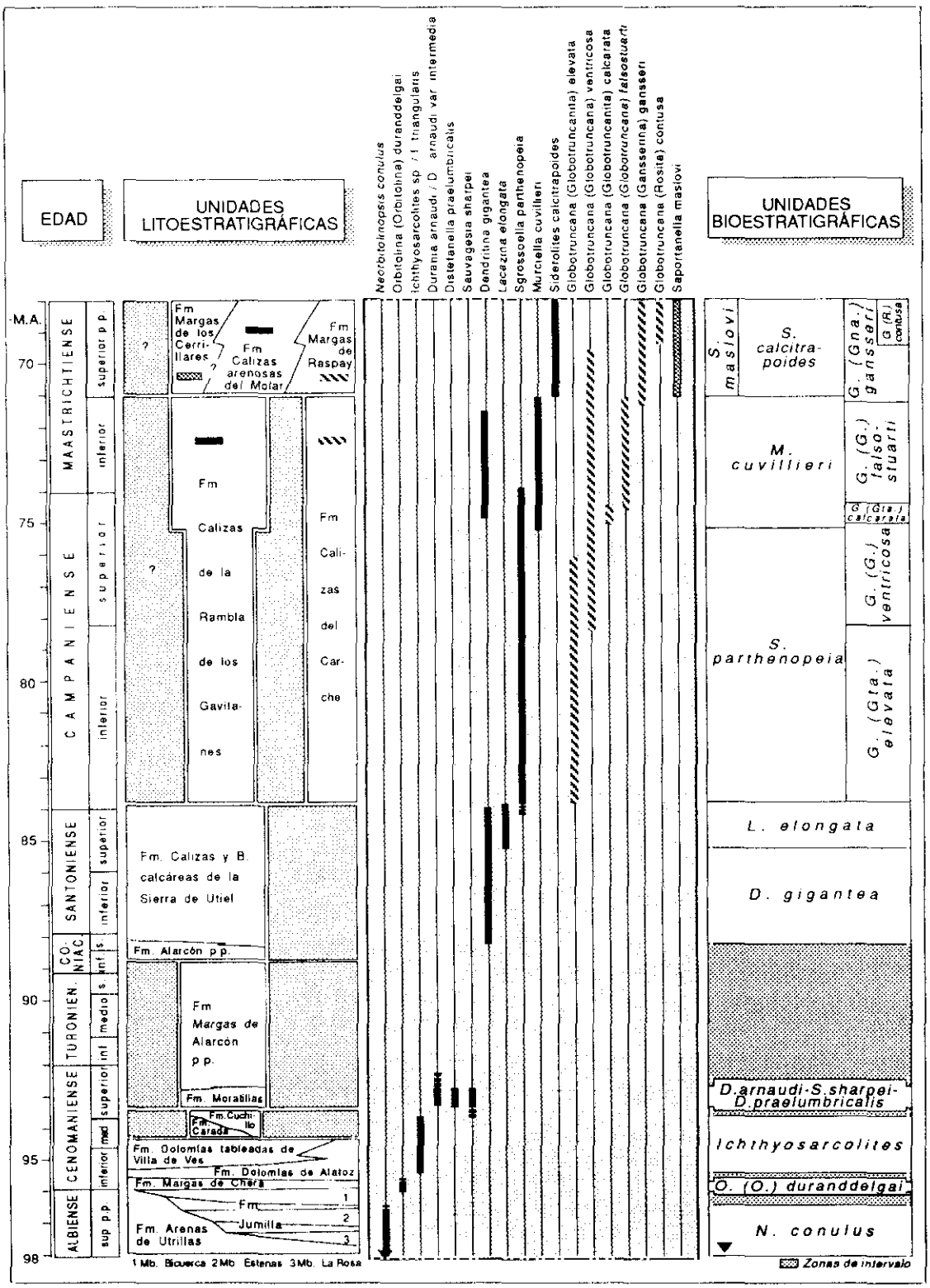


Fig. 27: Cuadro en el que se sintetizan las biozonas propuestas para las series de plataforma somera, basadas en foraminíferos bentónicos, algas y rudistas, y las biozonas de foraminíferos planctónicos identificadas en las series de plataforma externa. Así mismo se representa la distribución de los taxones índice.

Edad: Albiense superior "medio" - "Vraconiense"?. Deducida a partir de su contenido paleontológico y de su posición estratigráfica (Fourcade, 1970; Masse *et al.*, in litt.).

b. Zona de Intervalo (*barren interzone*):

Se sitúa entre las Biozonas de *Neorbitolinopsis conulus* y de *Orbitolina (O.) duranddelgai*. Comprende el litosoma correspondiente al Miembro Calizas de la Bicuerca, que aparece fuertemente dolomitizado en toda la región. En este miembro destaca la presencia de *Caprina choffati* DOUV.

Edad: Albiense superior "alto" ("Vraconiense").

c. Biozona de *O.(O.) duranddelgai*:

Definición: Viene definida por el rango de extensión de *O. (O.) duranddelgai* SCHROEDER. Dentro de la región de estudio comprende la Formación Margas de Chera.

Límites: Los límites vienen definidos por la primera y última aparición del taxón índice.

Punto óptimo de observación: Sierra del Carche, Castillo de Jumilla, Casas de Evaristo (Jumilla), Sierra del Picarcho.

Contenido paleontológico: Dentro de la biozona, además de la especie indicadora se encuentran, entre otras especies: *Nezzazata simplex* OMARA, *Orbitolina (Conicorbitolina) cuvillieri* (MOULLADE), *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Hensonina lenticularis* (HENSON) y *Apricardia* sp. En la parte superior de la misma se encuentra además *Sellialveolina viallii* (COLALONGO).

Edad: Albiense superior "alto" ("Vraconiense") - Cenomaniense inferior "bajo".

d. Zona de Intervalo (*barren interzone*):

Se sitúa entre las Biozonas de *Orbitolina (O.) duranddelgai* e *Ichthyosarcolites*. Comprende los niveles correspondientes a la base de las Dolomías de Alatoz.

Edad: Cenomaniense inferior "bajo". La datación se obtiene en función de su posición estratigráfica.

e. Biozona de *Ichthyosarcolites*:

Definición: Es una zona de rango de extensión del taxón índice, el género *Ichthyosarcolites*. Comprende los cuerpos litológicos correspondientes a las Formaciones Dolomías de Alatoz, Dolomías tableadas de Villa de Ves y Dolomías de Carada. El taxón se ha escogido por su fácil reconocimiento y su preservación incluso en series muy dolomitizadas.

Límites: Vienen definidos por la primera y la última aparición del taxón en las series estratigráficas.

Puntos óptimos de observación: Debido al gran número de litosomas que abarca, se citan diferentes puntos donde puede observarse con detalle alguno de los tramos de la biozona: Sierra del Príncipe (parte baja), Sierra Larga (parte media), Sierra del Cuchillo (parte alta).

Contenido paleontológico: Además del taxón índice se reconoce en toda la biozona de *Apricardia* sp. La fuerte dolomitización que ha sufrido la unidad impide el reconocimiento de microfósiles, con la excepción de algunos puntos: en los niveles más altos de la Formación Dolomías de Alatoz se encuentra la asociación formada por *Praealveolina (Simplalveolina)* sp. aff. *simplex* REICHEL, *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL, *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC), y *Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica* SCHROEDER. Hacia techo de la biozona, en la Formación Dolomías de Carada se encuentran los primeros ejemplares de *Distefanella* sp.

Edad: Cenomaniense inferior *p.p.*- medio - superior *p.p.*, deducida a partir del contenido paleontológico y de la posición estratigráfica.

f. Zona de Intervalo (*barren interzone*):

Se sitúa entre las Biozonas de *Ichthyosarcolites* y de *D. arnaudi intermedia - S. sharpei - D. praelumbricalis*. Comprende los litosomas correspondientes a la Formación Dolomías del Cuchillo.

Edad: Cenomaniense superior *p.p.*

g. Biozona de *D. arnaudi intermedia, S. sharpei* y *D. praelumbricalis*:

Definición: Es una zona de asociación (*assemblage-zone*) de los radiolítidos *Durania arnaudi* var. *intermedia* CHOFFAT, *Distefanella praelumbricalis* PHILIP y *Sauvagesia sharpei* CHOFFAT. Comprende el litosoma correspondiente a la Formación Calizas de las Moratillas.

Límites: Vienen definidos por los límites de existencia de la asociación que caracteriza la unidad. Esta está limitada por dos zonas de intervalo.

Puntos óptimos de observación: Sierra del Cuchillo, Sierra de las Moratillas.

Contenido paleontológico: Además de los taxones que forman la asociación indicadora de zona, se encuentra *Caprinula* sp. (?) y algunos foraminíferos muy característicos: cf. *Merlingina cretacea* HAMAOUI y SAINT MARC, *Peneroplis parvus* DE CASTRO, cf. *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO, *Trocholina* sp. y *Trochospira avnimelechi* HAMAOUI y SAINT-MARC.

Edad: Cenomaniense superior *p.p.*, obtenida a partir de las asociaciones paleontológicas y de la posición estratigráfica de la unidad.

h. Zona de Intervalo (*barren interzone*):

Se sitúa entre las Biozonas de *D. arnaudi intermedia - S. sharpei - D. praelumbricalis* y de *Dendritina gigantea*. Comprende los litosomas correspondientes a la Formación Margas de Alarcón. Éstos tienen escasa potencia y su estudio sedimentológico revela una sedimentación muy discontinua y reducida, con alto desarrollo de paleosuelos (ver apartados 5.4.4.2 y 5.5.4.1).

Edad: Cenomaniense terminal - Turoniense - Coniaciense inferior - Coniaciense superior *p.p.* (?)

i. Biozona de *D. gigantea*:

Definición: Constituye una zona de primera aparición (*first occurrence zone*) de *Dendritina gigantea* (GENDROT). Comprende los tramos "inferior" (Mesosecuencia IV.I) y "medio" (Mesosecuencia IV.2) de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

Límites: La biozona está enmarcada entre el biohorizonte de aparición del indicador zonal (límite inferior) y el de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. (límite superior).

Punto óptimo de observación: Sierra del Cuchillo, Sierra de las Moratillas, Sierra del Molar, entre otros.

Contenido paleontológico: Además del indicador zonal son frecuentes otras especies muy características de foraminíferos bentónicos entre las que cabe destacar: *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHAL., *Dictyopsella kiliani* SCHLUMB., *Favreina murciensis* (CUVILL., BASSOUL. y FOURCADE), *Gendrotella rugoretis* (GENDROT), *Minouxia lobata* GENDROT, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides* (MAGNÉ y SIGAL), *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Stensiöina surrentina* TORRE. En la parte inferior de la subzona se encuentra además *Orbitolinopsis senonicus* GENDROT y en la superior *Accordiella conica* FARINACCI, *Broekinella neumannae* GENDROT y *Pseudolituonella mariae* GENDROT. También cabe destacar la presencia de abundantes algas (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Aeolisaccus kotori* RADOICIC) y pellets fecales: *Favreina murciensis* (CUVILL. *et al.*).

Edad: Coniaciense superior *p.p.* (?) - Santoniense inferior. Edad obtenida del registro paleontológico y de la posición estratigráfica y secuencial de la biozona.

j. Biozona de *L. elongata*:

Definición: Constituye una zona de rango de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. y se enmarca en la parte superior de la Fm. Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Mesosecuencia IV.3).

Límites: Vienen definidos por la primera y la última aparición del indicador zonal en las series estratigráficas.

Punto óptimo de observación: Sierra del Cuchillo, Sierra de las Moratillas, Sierra del Molar, entre otros.

Contenido paleontológico: Además de los indicadores de subzona y zona y de la mayoría de las especies mencionadas en la subzona anterior, se encuentran los primeros ejemplares de *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Paleodictyoconus* sp., *Dictyopsella cuvillieri* GENDROT, *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON), *Nonion senonicus* (PEREBASKINE), *Nummofallotia* cf. *cretacea* (SCHLUMB.).

Edad: Santoniense superior - Campaniense basal. Edad obtenida a partir del registro paleontológico y de la correlación estratigráfico - secuencial.

k. Biozona de *S. parthenopeia*:

Definición: Se trata de una biozona de primera aparición de la especie *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO. Comprende los tramos de la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, correspondientes a la Mesosecuencia V.1.

Límites: El límite inferior corresponde con la primera aparición del taxón (es importante señalar que escasos ejemplares del mismo ya se encuentran en el techo de la Biozona de *L. elongata*). El límite superior de la misma viene marcado por el biohorizonte de aparición de *Murciella cuvillieri* FOURC.

Punto óptimo de observación: Rambla de los Gavilanes, al este de Yecla.

Contenido paleontológico: Dentro de esta biozona son abundantes los foraminíferos bentónicos, destacando la presencia de *Accordiella conica* FARINACCI, *Broekinella neumannae* GENDROT, *Cuneolina cylindrica* HENSON, *Dictyopsella cuvillieri* GENDROT, *Gendrotella rugoretis* (GENDROT),

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON), *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Gavelinella* aff. *clementiana* (D'ORB.), *Scandonea samnitica* DE CASTRO y *Stensiöina surrentina* TORRE. Además del taxón indicador de zona, se reconocen otras algas, como *Aeolisaccus kotori* RADOICIC y *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI.

Edad: Campaniense inferior (no basal) - Campaniense superior *p.p.*(?). Edad deducida a partir de la posición estratigráfica de la biozona y de su correlación secuencial. El registro fosilífero no contradice esta datación.

1. Biozona de *M. cuvillieri*:

Definición: Viene definida por el rango de extensión de *Murciella cuvillieri* FOUR. Corresponde con el reflejo de la Mesosecuencia V.2 en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes.

Límites: Vienen definidos por la primera y la última aparición del indicador zonal en las series estratigráficas.

Punto óptimo de observación: Sierra del Príncipe y Rambla de los Gavilanes.

Contenido paleontológico: Presenta además muchos de los foraminíferos y algas de las dos biozonas anteriores (como *Accordiella conica* FARINACCI, *Cuneolina conica* D'ORB., *Cuneolina cylindrica* HENSON, *Dendritina gigantea* (DE CASTRO), *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM., *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON), *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, *Spiroplectammina* sp., *Stensiöina surrentina* TORRE o *Pseudolituonella mariae* GENDROT.), así como otros de nueva aparición que tienen gran interés bioestratigráfico, como *Raadshoovenia salentina* (PAPETTI y TEDESCHI) y *Rhapydionina liburnica* (STACHE). Además es reseñable la asociación de rudistas encontrados en esta biozona: *Biradiolites* sp., *Hippurites* sp. gr. *canaliculatus* ROLLAND DU ROQUAN, *Mitrocaprina* sp., *Vaccinites* sp. aff. *loftusi* (WOODWARD) y *Sabinia* sp.

Edad: Campaniense superior *p.p.* - Maastrichtiense inferior "alto" (incluso podría alcanzar la base del Maastrichtiense superior). Edad obtenida a partir del registro paleontológico y de la correlación secuencial de los litosomas que contiene la biozona.

m. Biozona de *S. maslovi*:

Definición: Viene definida por el rango de existencia de este taxón. Corresponde con el cuerpo litológico que constituye la Formación Margas de los Cerrillares.

Límites: Vienen definidos por la primera y la última aparición del indicador zonal.

Punto óptimo de observación: Rambla de los Gavilanes (Término de Yecla).

Contenido paleontológico: Además del taxón índice se encuentran otras carofitas: *Saportanella elongata* GRAMB. y GUT., *Platychara caudata* GRAMB. y *Amblyochara begudiana* GRAMB.; así como de ostrácodos, destacando *Neocycprideis murciensis* DAM. y FOURC.

Edad: Maastrichtiense superior, en función del contenido paleontológico y de la correlación secuencial con las series con foraminíferos planctónicos.

n. Biozona de *S. calcitrapoides*:

Definición: Se trata de una biozona de rango del taxón *Siderolites calcitrapoides* LAM.. Se corresponde con la Formación Calizas arenosas del Molar.

Límites: Vienen definidos por los biohorizontes de aparición y desaparición del taxón.

Punto óptimo de observación: Sierra Larga, Sierra del Molar, Cuerda del Patojo.

Contenido paleontológico: El taxón índice aparece acompañado de otros foraminíferos muy característicos: *Omphalocyclus macroporus* (LAM.), *Orbitoides*

apiculata SCHLUMB., *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Clypeorbis mamillata* (SCHLUMB.), y *Hellenocyclina beotica* REICHEL, a los que hay que añadir otros tantos exclusivos de la parte superior de la biozona: *Sulcoperculina dickersoni* (PALMER) var. *vermunti* (THIADENS), *Sulcoperculina obesa* DE CIZANC, *Gavelinella* cf. *monterelensis* (MARIE), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMB.), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Pseudedomia multistriata* HENSON., *Gavelinopsis* cf. *voltzianus* (D'ORB.) y *Planorbulina cretae* (MARSSON).

Edad: Maastrichtiense superior. Datación obtenida a partir del registro fosilífero y corroborada por correlación secuencial con series ricas en foraminíferos planctónicos.

5. SECUENCIAS DEPOSICIONALES

5. SECUENCIAS DEPOSICIONALES

5.1. INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de la investigación estratigráfica es el análisis de la cuenca sedimentaria. El registro estratigráfico de esa cuenca constituye la respuesta a una serie de factores tectónicos, eustáticos o climáticos que controlan, a lo largo del tiempo, el espacio disponible y el tipo de sedimento, esto es, la geometría y naturaleza de los cuerpos sedimentarios. Las unidades básicas en el relleno de la cuenca son cuerpos formados por conjuntos de estratos coherentes y genéticamente relacionados, que son las *secuencias deposicionales*[1].

5.1.1. SECUENCIAS DEPOSICIONALES Y CORTEJOS SEDIMENTARIOS

En el sentido original de Mitchum *et al.* (1977), una secuencia deposicional está compuesta por una sucesión de estratos genéticamente relacionados y limitada en su base y su techo por discontinuidades (*unconformities*) y sus concordancias (*conformities*) correlativas. Estas unidades se determinan mediante criterios objetivos, dados por las relaciones de los estratos entre sí, y no son directamente dependientes de la determinación de litologías, fósiles, procesos sedimentarios u otros criterios que generalmente son subjetivos y varían dentro de una secuencia. La combinación de la determinación objetiva de los límites de secuencia y de los marcos sistemáticos de sedimentación de los estratos genéticamente relacionados hacen del

[1] Traducción del término inglés *depositional sequence* adoptada por Vera *et al.* (1989) en el *Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas* editado por la S.G.E.

concepto de secuencia deposicional una herramienta fundamental y extremadamente práctica en el análisis de una cuenca sedimentaria.

Las secuencias deposicionales presentan, por definición, fuertes connotaciones cronoestratigráficas: comprenden unos conjuntos litológicos generados en un intervalo de tiempo geológico dado por los límites de secuencia allí donde son concordancias, si bien el rango de edad de los materiales que constituyen la secuencia pueden variar de unos puntos a otros donde los límites son discontinuidades.

El desarrollo de la metodología del análisis secuencial se basó inicialmente en el estudio de perfiles sísmicos realizados sobre márgenes continentales (Payton *ed.*, 1977), aunque pronto se contempló la posibilidad de aplicarla al análisis de cuencas antiguas y deformadas (Mitchum *et al.*, 1977). Posteriormente el mismo grupo de trabajo (al que nos referiremos como *equipo de Vail*) ha ido modificando y perfeccionando las pautas inicialmente propuestas para el análisis secuencial (Vail *et al.*, 1987; Haq *et al.*, 1987 y 1988; Vail y Sangree, 1988; Van Wagoner, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988, Sarg, 1988...).

De acuerdo con las premisas de estos autores, la secuencia deposicional, unidad fundamental de la estratigrafía secuencial, puede ser dividida en cortejos sedimentarios (*systems tracts*) constituidos por materiales generados en sistemas sedimentarios contemporáneos cuyos límites vienen dados por cambios en la tendencia evolutiva, secciones condensadas...

Los cortejos sedimentarios pueden ser de diferentes tipos en función de su posición en la secuencia, la geometría de los estratos, la sucesión de asociaciones de facies representada, etc. Esas características vienen determinadas por cambios relativos en el nivel del mar:

.Cortejo de bajo nivel del mar (*lowstand systems tract, LST*), generado durante un período de descenso del nivel del mar e inicio de una subida relativa.

.Cortejo transgresivo (*transgressive systems tract, TST*), originado en los episodios de subida rápida relativa del nivel del mar.

.Cortejo de alto nivel del mar (*highstand systems tract, HST*) desarrollado durante el último intervalo de una subida relativa del nivel del mar.

De ellos, los que normalmente quedan reflejados en las series de plataforma, como las que constituyen el Cretácico superior del Altiplano, son los cortejos transgresivo y de alto nivel del mar. El primero está formado básicamente por un conjunto de secuencias de menor orden retrogradantes hacia el continente, mientras que el segundo lo compone un paquete de secuencias menores progradantes. Por el contrario los cortejos de bajo nivel marino rara vez están representados en esas series, desarrollándose desde el borde de la plataforma hacia zonas más abiertas de la cuenca (prisma de bajo nivel, abanicos submarinos, abanicos de talud...).

Estas generalizaciones pueden presentar notables excepciones que iremos describiendo a lo largo del capítulo 5. Así, en las series carbonáticas de plataforma que se han estudiado, pueden llegar a desarrollarse, bajo unas condiciones tectosedimentarias concretas, cortejos de bajo nivel marino en forma de cuñas clásticas procedentes del continente.

5.1.2. ALGUNOS ASPECTOS DE LA METODOLOGÍA APLICADA.

Los materiales del Cretácico superior del sector del Altiplano de Jumilla - Yecla constituyen series que globalmente pueden superar los ochocientos metros de potencia, cuya composición es carbonática o mixta carbonático - siliciclástica y que se generaron dentro de las plataformas que ocupaban la parte más externa de la margen bética.

El análisis secuencial de los mismos presenta, con respecto a los planteamientos esenciales de la filosofía de la estratigrafía secuencial propuesta por el equipo de Vail, una serie de limitaciones y singularidades que conviene señalar:

a. Sedimentación siliciclástica y carbonática:

Los modelos teóricos y las cuencas donde se ha aplicado con más frecuencia la estratigrafía secuencial son esencialmente siliciclásticos. La mayor diferencia entre estos y los carbonáticos reside precisamente en el origen del sedimento. Mientras que en un sistema siliciclástico los aportes vienen *de fuera* de la cuenca, y su llegada viene controlada por el perfil de los ríos y éste a su vez por el nivel relativo del mar y la tectónica en el

continente, en los sistemas carbonáticos el sedimento se genera en la misma cuenca, y su producción es dominantemente orgánica y no puede ser considerada uniforme.

En los sistemas mixtos carbonático-siliciclásticos ambos tipos de sedimentos coexisten o se alternan en el tiempo, complicando notablemente los supuestos teóricos. Así, ni la producción de carbonato ni la llegada de terrígenos pueden ser consideradas, ni por aproximación, como constantes (como propone Vail *et al.*, 1987 para los sistemas siliciclásticos). Por un lado, los factores que inducen y controlan un tipo u otro de sedimentación son radicalmente distintos. Por otro, la sedimentación terrígena aparece como el principal elemento inhibidor de la producción de carbonato en las plataformas continentales.

Por todo ello son aún escasos los trabajos en los que la estratigrafía secuencial se aplique a medios mixtos carbonático siliciclásticos, posiblemente porque las peculiaridades que presenta cada caso en concreto dificulta la modelización de estos sistemas.

b. Factores de control: Eustatismo y Tectónica:

La filosofía original de la estratigrafía secuencial buscaba la realización de una tabla cronoestratigráfica global basada en las fluctuaciones absolutas del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987). Por ello se estudiaron series desarrolladas en márgenes distensivos donde la tectónica se reduce a una lenta y progresiva subsidencia que ha sido considerada en muchos casos como constante y donde los cambios eustáticos (mucho más rápidos) constituían el principal factor de control en la sedimentación.

La margen bética, aunque debió de tener un comportamiento fundamentalmente distensivo al menos hasta el final del Mesozoico (Vera, 1988), presenta una fuerte actividad tectónica sinsedimentaria durante el Cretácico Superior (tal y como se deduce de los datos obtenidos). Esta actividad tectónica aparece en muchos casos como el factor fundamental en la evolución de las plataformas.

c. Análisis secuencial de las plataformas:

La estratigrafía secuencial supone una metodología idónea para un estudio globalizador de una cuenca. En ella, la caracterización de los cortejos sedimentarios (a través de los sistemas sedimentarios que los constituyen y que varían desde continentales a abisales), constituye la base para su reconstrucción y para el conocimiento de su historia tectosedimentaria.

Sin embargo, los materiales que aquí se estudian conciernen exclusivamente a rocas generadas en el marco de la plataforma y, por ello, nuestra visión de la cuenca va a ser sólo parcial. Esto implica que los criterios utilizados en este trabajo para definir y jerarquizar los límites de las secuencias deposicionales no pueden contemplar la totalidad de los propuestos por el equipo de Vail, los cuales están esencialmente basados en la extensión de las discontinuidades (emersión y erosión de toda o parte de la plataforma, erosión del talud...).

d. La tectónica postsedimentaria:

Por último, la deformación alpina que sufrieron los materiales de esta margen, junto con los escasos datos de subsuelo de que se dispone para el Prebético, constituyen un problema en la reconstrucción de la geometría originaria de las capas, uno de los aspecto básicos para poder aplicar la metodología de Vail en toda su extensión.

Por todo ello, y aunque la filosofía de la estratigrafía secuencial resulta globalmente válida, presenta limitaciones metodológicas cuando se aplica sobre cuencas como la que aquí se estudia. Las mismas se irán discutiendo en los capítulos correspondientes a cada secuencia.

5.1.3. DELIMITACIÓN Y JERARQUIZACIÓN DE SECUENCIAS DEPOSICIONALES.

De acuerdo con lo expuesto en el apartado anterior, el reconocimiento, correlación y jerarquización de secuencias deposicionales en el Cretácico superior del Prebético se basa en una serie de criterios, muchos de los cuales vienen condicionados por la singularidad geológica del sector estudiado. Básicamente son:

.Cambios en la geometría de la cuenca:

Constituyen cambios bruscos en la disposición de los sistemas sedimentarios, tipo de plataforma, polaridad continente - océano, área ocupada por la plataforma, etc. y vienen condicionados por episodios de actividad tectónica notable. Las discontinuidades provocadas por estos eventos son de primer orden.

.Tipo y extensión de la discontinuidad:

Considerar el tipo de discontinuidad, su reflejo en las series sedimentarias (superficie erosiva, costra ferruginosa, paleosuelo...), su extensión (regional, cuencal, supracuencal) y sus implicaciones genéticas (emersión de la plataforma, erosión, exhumación del talud...), resulta fundamental a la hora de jerarquizar las unidades genéticas que limita.

.Cambios en el aporte terrígeno:

El incremento en el aporte de terrígenos, a nivel regional o de cuenca, implica una reactivación del área madre, provocada por una variación del nivel del mar, un evento tectónico, un cambio climático... La llegada importante de terrígenos va a tener como primera consecuencia una disminución en la producción orgánica de carbonatos.

.Cambios bruscos en la evolución de la plataforma:

Se caracterizan por cambios rápidos en los medios sedimentarios, y/o en las tendencias evolutivas, deducidos a partir de las asociaciones de facies. De especial interés son aquellos que indiquen cambios batimétricos considerables. Conviene recordar que de acuerdo con la metodología propuesta

por Vail y colaboradores, las superficies que reflejan el paso de una retrogradación a una progradación en el seno de una secuencia (*maximum flooding surface* de esos autores) no se consideran como límites de secuencias.

.Faltas en el registro sedimentario:

Tiempo que representa una discontinuidad, controlado bioestratigráficamente.

.Cambios en la subsidencia:

Las variaciones bruscas en la subsidencia, reflejadas en las tasas de acumulación de sedimentos y en la naturaleza de estos, reflejan cambios importantes en las condiciones tectosedimentarias que controlan la evolución de la cuenca.

.Cambios en las asociaciones bióticas:

Las discontinuidades pueden separar materiales de origen sedimentario distinto, lo que provoca saltos bruscos en las biofacies (variaciones paleoecológicas). Por otro lado, los límites de secuencias pueden reflejar importantes cambios en el registro paleontológico, aun cuando los medios sedimentarios que reflejen las facies sean comparables. Estos pueden ser: extinciones (cuencales o supracuencales...) de determinados taxones, desaparición de endemismos, cambios en las provincias faunísticas...

En función de estos criterios se reconocen dos grandes jerarquías de unidades secuenciales:

.Las de mayor rango, que denominaremos secuencias deposicionales, están limitadas por discontinuidades que representan cambios bruscos en la geometría de la cuenca. Son discontinuidades que tienen una extensión cuencal o supracuencal y llevan asociados cambios radicales en la paleogeografía, tipo de sedimentación, paleobiogeografía...

.Las de menor rango, que denominaremos para diferenciarlas de las anteriores como mesosecuencias deposicionales, están limitadas por discontinuidades que no representan cambios geométricos sustanciales en la cuenca de sedimentación. Sin embargo su extensión es comparable a las de las

anteriores (cuencal o supracuencal) y suelen llevar asociados cambios en el tipo de sedimentación y en las tendencias evolutivas, así como ligeras variaciones en la paleogeografía. Estas discontinuidades generalmente reflejan procesos de emersión importante en las áreas más someras de la plataforma y saltos batimétricos importantes.

A estos dos tipos de unidades secuenciales hay que añadir un tercero: las secuencias elementales (escala decimétrica a métrica). Son comparables a las parasecuencias de Van Wagoner *et al.* (1988) y constituyen sucesiones conformes de capas limitadas por superficies de inundación marina y sus niveles correlativos.

Así, las secuencias deposicionales pueden estar constituidas por una o más mesosecuencias, y estas, a su vez por secuencias elementales.

Tanto las secuencias deposicionales como las mesosecuencias pueden ser desglosadas en cortejos sedimentarios (*systems tracts*). Para diferenciar los correspondientes a unos y otros tipos de secuencias se ha utilizado el prefijo "mega-" para designar a los de las secuencias deposicionales. De este modo las secuencias están formadas por "megacortejos" sedimentarios ("megacortejo" transgresivo, "megacortejo" de alto nivel, etc.) mientras que las mesosecuencias pueden desglosarse en cortejos sedimentarios.

5.1.4. DESCRIPCIÓN DE LAS SECUENCIAS DEPOSICIONALES

El análisis sedimentológico, bioestratigráfico y paleogeográfico de los materiales del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla permite reconocer una serie de unidades genéticas o secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades sedimentarias.

Con todo lo anterior se definen seis secuencias de depósito que se nombran con sus edades respectivas y se numeran consecutivamente:

S.D. I: Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.*
S.D. II: Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.*
S.D. III: Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p.*
S.D. IV: Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal

S.D. V: Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior
S.D. VI: Maastrichtiense superior

Estas secuencias están limitadas por discontinuidades de primera magnitud, que tienen, cuanto menos, rango cuencal. Sus límites vienen marcados por cambios en la geometría de la cuenca y saltos bruscos en las tendencias evolutivas, medios de sedimentación, litología y contenido fosilífero. En las series correspondientes a las zonas más someras los límites pueden representar importantes faltas en el registro sedimentario. Su correlación con procesos de erosión del talud (en el Subbético) sólo es posible en algunos casos, debido fundamentalmente a la escasez de datos precisos existentes hoy sobre estas series.

La descripción de cada una de las secuencias deposicionales descritas se realiza siguiendo los siguientes puntos:

.**Descripción general**: Unidades litoestratigráficas que la constituyen y relaciones geométricas entre ellas. Potencias del conjunto de la secuencia. Extensión espacial y distribución.

.**Cronoestratigrafía**: Está basada fundamentalmente en: (a) el valor cronoestratigráfico del contenido fosilífero de los materiales que constituyen la secuencia; (b) la correlación secuencial entre diferentes sectores paleogeográficos dentro del Prebético; y (c) la posición estratigráfica relativa de la secuencia (cuando los datos bioestratigráficos son insuficientes). Por otro lado, las discontinuidades que limitan las secuencias tienen una extensión que excede los límites geográficos del Altiplano de Jumilla - Yecla, por lo que, en los casos donde hayan sido reconocidas en sectores vecinos (dentro o fuera del Prebético) se contrastarán las dataciones realizadas.

.**Análisis sedimentológico**: El estudio de los materiales permite, desde un *punto de vista descriptivo, diferenciar múltiples facies que, en función de las* relaciones geométricas que guardan entre sí, se agrupan a su vez en *asociaciones de facies: Estas permiten interpretar los medios en que se* desarrollaron los sedimentos. El conjunto de medios sedimentarios vinculados entre sí constituye un sistema deposicional. Los sistemas deposicionales y sus productos sedimentarios son el resultado de la suma total de los factores (autigénicos y alogénicos) que controlan la evolución del sector de la cuenca en el que se desarrollan.

.**Paleogeografía y Evolución de los Sistemas de Depósito**: En este apartado se presentan las reconstrucciones paleogeográficas obtenidas a partir de los datos sedimentológicos y su distribución espacial para un tiempo dado. De la comparación de las reconstrucciones paleogeográficas sucesivas dentro de la secuencia se deduce la evolución de los sistemas de depósito a lo largo del tiempo.

.**Análisis de la subsidencia**: A partir de los mapas de isópacas y de los paneles de correlación realizados entre los diferentes cortes, se estudia la subsidencia relativa de los diferentes sectores que componen la región estudiada, así como la mayor importancia que tiene la misma en cada episodio de evolución de la secuencia.

.**Aspectos diagenéticos**: Se describen los aspectos diagenéticos más representativos de cada secuencia y sus implicaciones genéticas y evolutivas.

.**Controles en la evolución de la Secuencia**: En este apartado se presenta el análisis de la secuencia deposicional correspondiente en términos de la Estratigrafía Secuencial: mesosecuencias, cortejos sedimentarios, "megacortejos", etc. Finalmente se discuten los factores que controlaron la evolución de la secuencia: tectónica local o regional, diapirismo, eustatismo...

5.2. SECUENCIA DEPOSICIONAL I: ALBIENSE SUPERIOR P.P. - CENOMANIENSE MEDIO P.P.

5.2.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

La primera secuencia deposicional está representada en la región del Altiplano de Jumilla - Yecla, por las siguientes unidades litoestratigráficas, ordenadas de más antiguo a más moderno:

.Formación Arenas de Utrillas
.Formación Jumilla
.Formación Margas de Chera
.Formación Dolomías de Alatoz
.Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves

Dentro de la Formación Jumilla, de naturaleza heterolítica (alternancia de cuerpos terrígenos y carbonáticos) se reconocen además las siguientes subunidades de carácter carbonático:

.Miembro Calizas de la Rosa
.Miembro Calizas de Estenas
.Miembro Calizas de la Bicuerca

La potencia del conjunto de la secuencia oscila entre los cien metros de las áreas más septentrionales y los casi cuatrocientos del dominio suroriental. Está presente en todo el dominio estudiado, y las variaciones más importantes entre los diferentes sectores vienen dadas por:

a. En el Dominio de Albacete:

.Aparece bien representada la Formación Arenas de Utrillas, con potencias que superan los 60m.

.Sobre esta unidad encontramos una Formación Jumilla de poco espesor (siempre menos de veinte metros), de carácter dolomítico y alta proporción de material terrígeno. En ella no se reconoce el Miembro Calizas de la Rosa, pudiendo faltar también, en los puntos más occidentales, el Miembro Calizas de Estenas e incluso toda la Formación. En este caso, sobre la Formación Arenas de Utrillas se apoya directamente la Formación Margas de Chera.

.La Formación Margas de Chera tiene naturaleza muy margosa y en este dominio aparece muy dolomitizada, con potencias variables, que oscilan entre los 10 y los 25m.

. Sobre ella, la Formación Dolomías de Alatoz registra, en este sector, las menores potencias del Altiplano (menos de 15m en algunos puntos) y puede presentar cierta proporción de terrígenos especialmente en su base.

.Finalmente, la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves nunca llega a observarse completa. Los espesores estimados para la misma se encuentran por encima de los 60m.

b. En el Sector Noroccidental:

.El conjunto de la secuencia presenta una potencia que sobrepasa en muchos puntos los 200m, cifra que casi duplica el valor medio estimado para el Dominio de Albacete.

.Sin embargo, la Formación Arenas de Utrillas tiene menor espesor que en el citado dominio. Esta disminución está relacionada fundamentalmente con el paso lateral de la parte superior de esta unidad a la Formación Jumilla.

.En la Formación Jumilla aparecen ahora bien representados sus dos miembros superiores (Mb. Calizas de Estenas y Mb. Calizas de la Bicuerca), si bien sigue faltando el inferior (Mb. Calizas de la Rosa).

.La Formación Margas de Chera tiene un espesor que oscila en torno a los 15-25m, muy similar al del dominio anterior, si bien, desde un punto de vista litológico, presenta ahora un mayor número de intercalaciones carbonáticas.

.Sobre ella la Formación Dolomías de Alatoz alcanza potencias que oscilan entre los 15m de la Sierra de las Moratillas y los setenta metros de la Sierra del Cuchillo. En esta sierra se observan fuertes variaciones de espesor incluso a escala de afloramiento.

.Por último, la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, que cierra la secuencia en todos los puntos de este sector, presenta una potencia media de cien metros (Casas de la Cingla, etc.).

c. En el Sector Central:

.Las mayores diferencias con el noroccidental se encuentran en las Formaciones Jumilla y Margas de Chera, mientras que el resto de las unidades mantienen unas características y potencias muy similares a las del sector noroccidental.

.La Formación Jumilla presenta ahora una mayor potencia (los valores medios se sitúan en torno a los cuarenta metros, pero se miden valores comprendidos entre los 12m de la Sierra del Picarcho (norte) y los más de 80m de la columna de la Estación del Carche). Sus tres miembros carbonáticos (Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca) están bien representados y tienen naturaleza dolomítica.

.Sobre ella, la Formación Margas de Chera tiene espesores comprendidos entre 10 y 40 metros. Su litología dominante no son las margas, como en los sectores anteriores, sino las calizas y dolomías bien estratificadas con proporciones variables de terrígenos, en general finos. Un aspecto importante de la unidad en este sector es que aparece en muchos puntos sin dolomitizar.

d. En el Sector Meridional:

.La Formación Arenas de Utrillas está bien representada. En Sierra Larga está constituida por un potente tramo de arenas blancas de grano fino, que supera los 50m. En Santa Ana la potencia se reduce a 25m.

.La Formación Jumilla aparece bien representada (potencias entre treinta y cincuenta metros). En Sierra Larga llama la atención el gran espesor que presentan los términos terrígenos frente al relativamente pequeño de los carbonáticos (Miembros Calizas de La Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca).

.La Formación Margas de Chera presenta un carácter también eminentemente arenoso y potencias anormalmente bajas, en torno a los 10m.

.Sobre esta última, la Formación Dolomías de Alatoz tiene espesores próximos a los 100m.

.Este valor es también superado por la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Un aspecto singular de este litosoma en el sector meridional es la presencia de intercalaciones métricas a decamétricas de dolomías de aspecto masivo. Estos bancos marcan el cambio lateral de facies que se produce hacia el sur con la parte superior de la Formación Dolomías de Alatoz.

e. En el Sector Suroriental:

.La secuencia está representada por todas las unidades mencionadas al principio a excepción de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, que ha desaparecido completamente por paso lateral a la Formación Dolomías de Alatoz. Esta unidad tiene, por ello, unas potencias muy elevadas en relación con las que se encuentran en los otros sectores.

.La secuencia está caracterizada por el escaso espesor de la Formación Arenas de Utrillas (menos de diez metros en la Sierra del Carche).

.La Formación Jumilla presenta sus mayores espesores dentro del Altiplano (187m en el Carche). Se encuentran bien representados los Miembros Calizas de la Rosa y Calizas de Estenas, que tienen naturaleza calcárea, así como el Miembro Calizas de la Bicuerca, que aparece dolomitizado.

.La Formación Margas de Chera alcanza potencias de 25m, y está formada por una alternancia de niveles carbonáticos y arenosos.

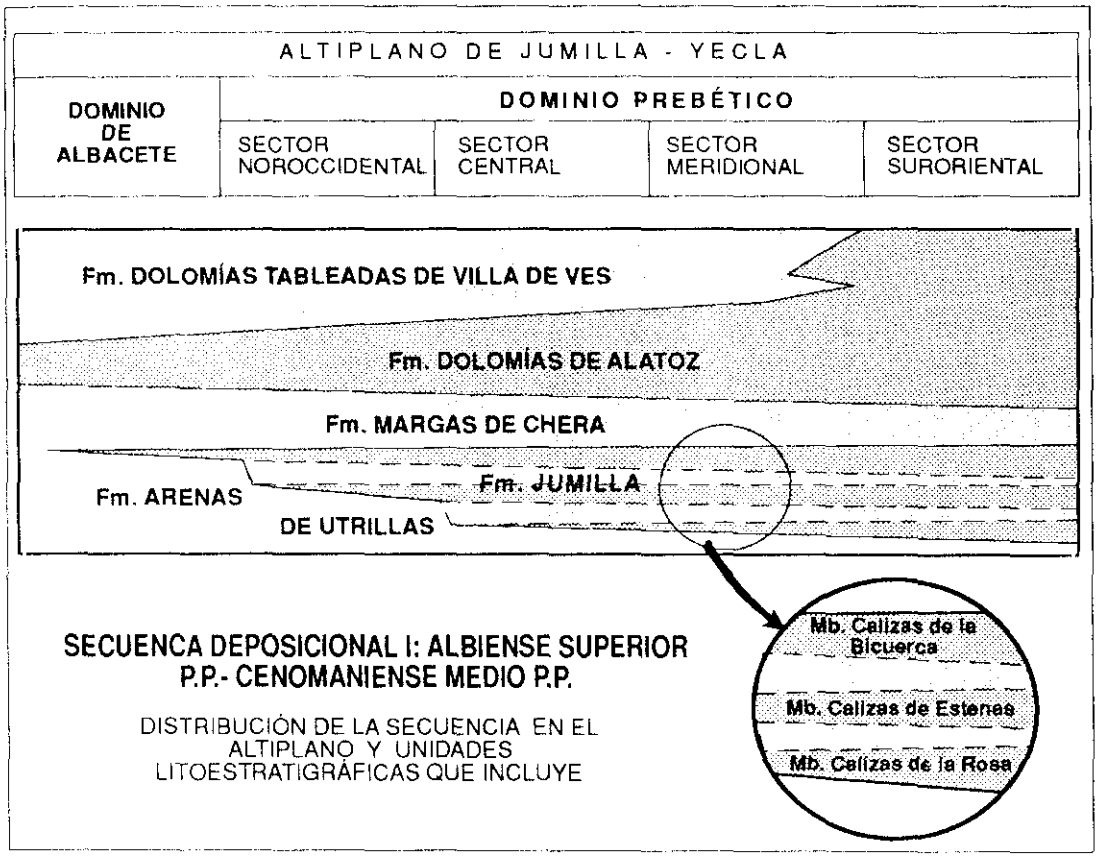


Fig. 28

.La Formación Dolomías de Alatoz alcanza igualmente su máximo espesor: 180m. Este valor anormalmente alto aparece relacionado con la desaparición del litosoma correspondiente a la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, que pasa lateralmente (por cambio de facies) a la mencionada formación.

.Conviene resaltar la excepción que supone dentro de este dominio el sector septentrional de la Solana del Sopalmo, donde el Miembro Calizas de la Bicuerca no supera los 4m de espesor y la Formación Margas de Chera no sobrepasa los 10m y la Fm. Dolomías de Alatoz tiene tan solo 19m. Este hecho se asocia a la fuerte actividad diapírica local y sinsedimentaria que tuvo lugar durante la génesis de las mencionadas unidades (y que se discute en el apartado 5.2.6. *Análisis de la Subsidencia*).

La distribución geométrica de los diferentes litosomas en el conjunto del Altiplano de Jumilla - Yecla se sintetiza en la Fig. 28.

5.2.2. LÍMITES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

La secuencia constituye un conjunto coherente de litosomas genéticamente relacionados, limitados por dos discontinuidades estratigráficas:

a. Límite inferior:

Representa una discontinuidad regional. En todo el dominio estudiado, la Formación Arenas de Utrillas constituye la base de la secuencia, apoyándose sobre materiales de diferentes edades y/o naturaleza.

En el Dominio de Albacete llega a descansar directamente sobre materiales del Jurásico mientras que dentro del Dominio Prebético (en todos los sectores), se encuentra sobre el techo de la "Megasecuencia Gargasiense superior - Albiense superior *p.p.*" de Arias *et al.* (1989) constituida por litosomas asimilables a la Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sácaras o bien a la Formación Lignitos de Escucha (definidas en la Cordillera Ibérica por Vilas *et al.*, 1982c y Aguilar *et al.*, 1971 respectivamente). A techo de estas unidades, de edades equiparables, la discontinuidad estratigráfica queda físicamente representada por una costra ferruginosa que puede alcanzar gran desarrollo.

b. Límite superior:

Constituye una interrupción sedimentaria de extensión regional que se sitúa, en todo el Altiplano a excepción del Sector Suroriental, a techo de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Esta interrupción aparece reflejada en algunos puntos en el desarrollo de grandes masas de brechas de colapso, ocasionadas por la disolución penecontemporánea de depósitos salinos y el consiguiente hundimiento gravitacional de los niveles carbonáticos intercalados.

En el Sector Suroriental la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves desaparece por paso lateral a la Formación Dolomías de Alatoz y por ello la discontinuidad se encuentra a techo de esta unidad. Este límite viene marcado por una superficie endurecida que presenta señales de exposición subaérea (costra laminar).

Sobre el límite superior de la secuencia deposicional se apoyan (en paraconformidad o discordancia cartográfica) materiales cretácicos correspondientes a las secuencias deposicionales: II (Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.*), III (Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p.*), IV (Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal), V (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior), y VI (Maastrichtiense superior).

5.2.3. CRONOESTRATIGRAFÍA.

Los resultados cronoestratigráficos obtenidos para el conjunto de la primera secuencia deposicional se basan en los siguientes criterios:

a. Bioestratigráficos:

Las asociaciones de fósiles encontradas en los litosomas (descritas con detalle en el capítulo 4 y resumidas en la Fig. 29) permiten precisar las siguientes edades para las unidades que las contienen:

Formación Jumilla:
Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense basal(?)
Miembro Calizas de la Rosa:
Albiense superior *p.p.*
Miembro Calizas de Estenas:
Albiense superior *p.p.*
Miembro Calizas de la Bicuerca:
Albiense superior "alto" ("Vraconiense")-Cenomaniense basal (?)
Formación Margas de Chera:
Cenomaniense inferior "bajo"

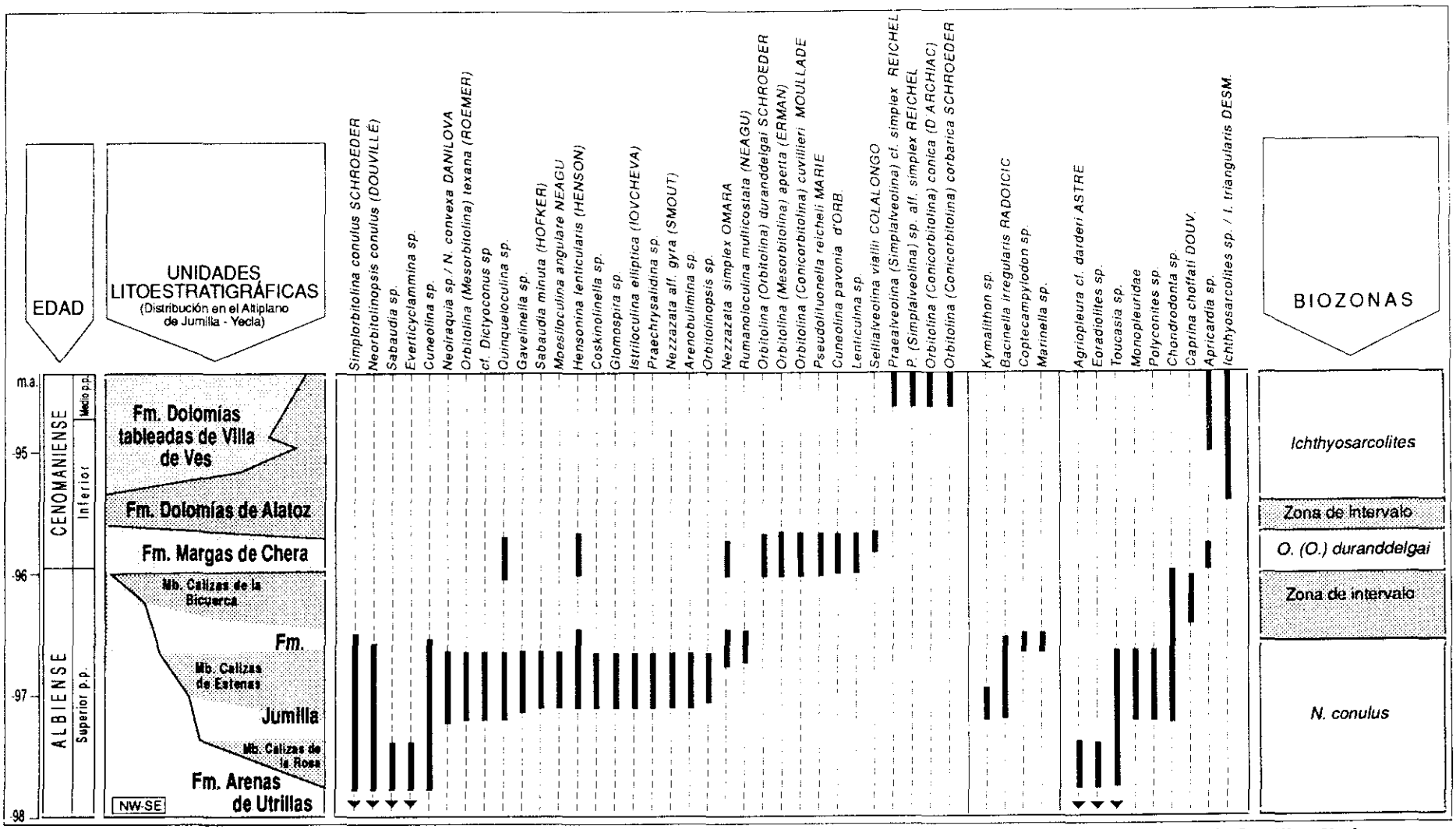


Fig. 29 : Distribución de los principales fósiles (foraminíferos, algas y rudistas) en la Secuencia Deposicional I dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla.

Formación Dolomías de Alatoz:

Cenomaniense inferior *p.p.*- medio *p.p.*

Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves:

Cenomaniense inferior *p.p.*(?) - medio *p.p.*

b. Posición estratigráfica de la secuencia seposicional:

La secuencia está separada de la precedente (Secuencia Gargasiense superior - Albiense superior *p.p.* de Arias *et al.*, 1989) por una discontinuidad de edad intra Albiense superior. Este hecho nos permite conocer la edad de la Formación Utrillas en su base.

Por otro lado, la secuencia suprayacente (Secuencia Deposicional II) está enmarcada dentro del Cenomaniense medio - superior. Este hecho permite precisar la edad del límite superior de la secuencia como intra-Cenomaniense medio.

c. Correlación secuencial entre los litosomas que componen la secuencia seposicional:

La correlación de las mesosecuencias que componen la secuencia deposicional entre diferentes sectores de la región del Altiplano permite extrapolar las edades de las series datadas bioestratigráficamente a otros puntos donde los mismos litosomas o sus equivalentes laterales presentan un registro paleontológico muy pobre (p.e. por la dolomitización). Esta correlación permite datar la Formación Arenas de Utrillas en los diferentes puntos del Altiplano.

En resumen la cronoestratigrafía obtenida se representa en la Fig. 29, donde además se ha incluido la distribución de los principales taxones encontrados en las diferentes unidades.

La Formación Arenas de Utrillas presenta una fuerte heterocronía en sus límites. En función de su posición estratigráfica se puede asegurar que tiene una edad Albiense superior (no basal) en sus tramos inferiores, y que, dependiendo del punto de la cuenca en que nos encontremos, la edad de su techo oscila entre Albiense superior (no terminal) y Cenomaniense basal (?). La heterocronía de su

techo viene controlada por el mayor o menor desarrollo de la Formación Jumilla, unidad con la que presenta un cambio lateral de facies. En el sector estudiado del Dominio de Albacete, donde la Formación Jumilla llega prácticamente a desaparecer, la Formación Arenas de Utrillas alcanza en sus tramos más elevados el Albiense terminal (o el Cenomaniense basal?). Por el contrario, dentro de los sectores Central, Suroccidental y Meridional (donde la Formación Jumilla sí está bien representada), la edad del techo de la Formación Arenas de Utrillas no alcanza ni siquiera el Albiense terminal.

El conjunto de la Formación Jumilla tiene una edad Albiense superior (no basal) si bien sus tramos más altos podrían alcanzar el Cenomaniense más bajo. En correspondencia con lo explicado para la Formación Arenas de Utrillas, el límite inferior de la Formación Jumilla es fuertemente heterócrono, en función de que estén o no representados los Miembros Calizas de la Rosa y Calizas de Estenas.

La Formación Margas de Chera tiene, en función de los datos bioestratigráficos que ha aportado, una edad Cenomaniense inferior "bajo", si bien sus niveles inferiores podrían aún tener una edad Albiense terminal. El límite Albiense - Cenomaniense debe encontrarse, por tanto, entre los últimos niveles de la Formación Jumilla (o de la Formación Arenas de Utrillas, donde aquella no está presente) y en los niveles basales de la Formación Margas de Chera, sin que pueda darse con los datos de que se dispone una mayor precisión.

Por último, el conjunto formado por la Formación Dolomías de Alatoz y la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves tiene una edad Cenomaniense inferior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.*

5.2.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.

Los materiales que constituyen la secuencia deposicional en el Altiplano de Jumilla - Yecla encontraron su génesis en ambientes sedimentarios que van desde continentales a los propios del margen de una plataforma carbonatada. Así mismo, la naturaleza de la sedimentación oscila entre siliciclástica pura y carbonática pura. A continuación se describen someramente las asociaciones de facies que se encuentran en cada unidad litoestratigráfica.

5.2.4.1. Formación Arenas de Utrillas

El inicio de la secuencia deposicional queda reflejado, en todo el Altiplano, en un cuerpo siliciclástico que constituye la Formación Arenas de Utrillas. Este alcanza su máxima expresión en el Dominio de Albacete, donde tiene una edad que abarca desde el Albiense superior no terminal hasta probablemente el Cenomaniense basal. En el resto del Altiplano, su edad se restringe a parte del Albiense superior, debido al cambio lateral que presenta, desde el techo hacia la base, con la Formación Jumilla. Esta unidad puede considerarse como básicamente constituida por tres cuerpos de naturaleza carbonática (Miembros Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca) y dos tramos terrígenos que los separan y que, en muchos casos, presentan litofacies *típicas* de la Formación Arenas de Utrillas.

El tránsito entre estas dos unidades queda marcado en el progresivo acuñamiento y desaparición final de los litosomas carbonáticos, que se produce desde el este-sureste hacia el oeste-noroeste de manera escalonada: el primero en desaparecer es el miembro inferior (Mb. Calizas de la Rosa) y el último es el superior (Mb. Calizas de la Bicuerca).

El estudio sedimentológico de la Formación Arenas de Utrillas en el Altiplano de Jumilla - Yecla viene limitado por las malas condiciones de afloramiento que presenta esta unidad: no se observa completa en casi ningún punto y los afloramientos existentes no presentan buenas condiciones para ser analizados en detalle por medio de paneles fotográficos. Los datos en que se basa el estudio se restringen por ello a aquellos que se han obtenido a partir de las columnas y cortes estratigráficos, así como en observaciones de afloramientos puntuales. Estas limitaciones van a dificultar, en especial, el conocimiento de las relaciones entre las facies y, sobre todo, la geometría de los cuerpos arenosos, dominantes en el conjunto de la unidad.

Con los datos disponibles se han podido diferenciar tres grandes asociaciones de facies:

-Asociación de facies de sistemas fluviales *braided*.
-Asociación de facies de sistemas costeros siliciclásticos (llanura de marea).
-Asociación de facies de sistemas de llanura de marea mixta (carbonático-siliciclástica)

a. Asociación de facies de sistemas aluviales **braided.**

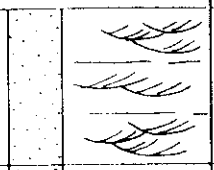
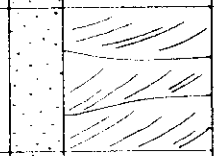
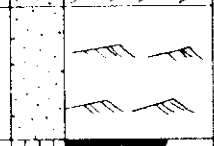
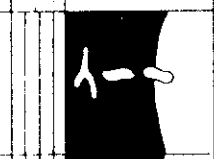
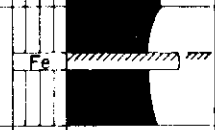
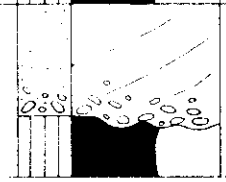
Esta asociación resulta dominante en el conjunto de la Formación Arenas de Utrillas, y sus facies más características se resumen en la Fig. 30.

Entre ellas son dominantes las arenas y areniscas poco cementadas con estratificación cruzada de gran escala, de surco o planar, (facies "a" y "b" de la mencionada figura; *St* y *Sp* de la nomenclatura de Miall, 1977 y 1978), siendo la del primer tipo claramente dominante. Estas facies constituyen cuerpos arenosos (complejos de barras) en general métricos y de notable extensión lateral. Son arenas cuya composición es predominantemente arcósica, aunque en algunos puntos llega a ser cuarzoarenítica. Texturalmente presentan muy buena selección y están bastante redondeadas, indicando estos aspectos un fuerte retrabajamiento.

También se reconocen, aunque son menos frecuentes, bancos de arenas poco cementadas de grano fino, que presentan estratificación cruzada de pequeña escala debida a la migración de *ripples* de corriente (facies "c" de la Fig. 30; equivale a la facies *Sr* de la nomenclatura de Miall). Se encuentran en niveles poco potentes asociados a otras facies arenosas ya descritas y su génesis está en relación con períodos de menor régimen de flujo en el sistema fluvial. También se pueden encontrar como niveles poco continuos y finos intercalados entre las facies lutíticas, que podrían corresponder a depósitos de derrames laterales de los canales en momentos de crecidas poco relevantes.

De modo subordinado aparecen esas facies más finas, constituidas por lutitas masivas, que pueden presentar pequeños nódulos de posible origen edáfico (facies "d" de la Fig. 30; *Fm* de Miall) o por lutitas laminadas, en general muy micáceas que presentan finas intercalaciones arenosas con pequeños *ripples*, así como pequeñas huellas de raíces, algunos restos vegetales y pequeñas costras carbonáticas de origen edáfico (facies "e" de la figura, *Fl* de la nomenclatura de Miall). Estas facies, esencialmente lutíticas, reflejan una sedimentación dominante por decantación y se interpretan como sedimentos de acreción vertical. Constituyen niveles poco potentes que aparecen fuertemente ferruginizados.

Durante la diagénesis, la concentración preferencial de óxidos de hierro en torno a estos niveles poco permeables puede ser muy importante y llegar a generar auténticas costras ferruginosas, a veces de varios centímetros de espesor (facies "f" de la figura).

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Arenas y areniscas poco cementadas de grano medio (dominante), estratificadas en bancos tabulares (decimétricos a métricos) con estratificación cruzada de surco en sets decimétricos (20-70cm)		RELLENO DE CANAL/ LLANURA ARENOSA
b		Arenas y areniscas poco cementadas, de grano medio a fino, en cuerpos tabulares de potencia generalmente decimétrica, con estratificación cruzada planar. *Mud pebbles*.		RELLENO DE CANAL/ LLANURA ARENOSA
c		Arenas y areniscas poco cementadas, de grano fino, en niveles centi a decimétricos, con estratificación cruzada de pequeña escala (*ripples*)		LLANURA DE INUNDACIÓN
d		Lutitas masivas, de color rojo, verde o gris, en niveles de 1-30cm (excepcionalmente hasta varios metros), masivas. Escasos nódulos carbonáticos edáficos.		DEPÓSITO DE ACRECIÓN LATERAL
e		Lutitas arenosas (muy micáceas), en niveles centi a decimétricos, laminados. Presentan finas intercalaciones de arenas con *ripples*.		DEPÓSITO DE ACRECIÓN LATERAL
f		Costras ferruginosas de potencia decimétrica y escasa continuidad lateral, desarrollada sobre facies lutíticas preferentemente.		DEPÓSITO DE ACRECIÓN LATERAL
g		Niveles de concentración de cantos blandos, de composición lutítica, asociados a superficies erosivas, a veces de gran continuidad lateral.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*
h		Niveles conglomeráticos de poca extensión lateral y potencia centimétrica. Clastos de tamaño inferior a 1cm. Asociados a superficies erosivas y base de cuerpos arenosos.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*

ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS ALUVIALES BRAIDED
(Fm. Arenas de Utrillas)

Fig. 30

Tapizando superficies erosivas, que en ocasiones alcanzan dimensiones de varios metros, pueden aparecer niveles de acumulación de cantos blandos arcillosos (facies "g" de la Fig. 30), procedentes de la destrucción, en momentos de crecida, de las facies lutíticas antes descritas.

Por último, cabe señalar lo escasos que son los depósitos conglomeráticos. Sólo aparecen en la base de algunos niveles (constituyendo *lags* de base de canal) siempre en columnas del sector noroccidental y del Dominio de Albacete (los más

proximales) y están formados por cantos cuyo diámetro, en general, no sobrepasa la medida de un centímetro (facies "h" de la figura).

En conjunto, el medio deposicional se interpreta como un sistema aluvial de canales entrelazados (*braided*), de carga de fondo casi exclusivamente arenosa (*braided* distal). Esta carga se deposita formando grandes cuerpos arenosos, desarrollados dentro de canales de baja sinuosidad de dimensiones métricas a decamétricas y, especialmente, en la llanura arenosa (*sand flat*) del sistema. En ésta se acumularon grandes masas en momentos de crecida del río, que quedaban parcial o totalmente emergidas en épocas de régimen bajo y moderado. Dentro de esos ambientes, en zonas inactivas o abandonadas, puede además producirse cierta sedimentación por decantación (depósitos de acreción vertical) particularmente tras los períodos de avenida importantes que inundarían la llanura en su totalidad. Si los períodos sin inundaciones son lo suficientemente largos, puede desarrollarse una pequeña cubierta vegetal sobre los depósitos lutíticos y los arenosos más elevados. La escasez de facies de llanura de inundación podría estar en relación con la alta movilidad de los canales en estos sistemas, que impediría su preservación.

En definitiva la asociación presenta facies de un sistema fluvial de canales entrelazados de baja sinuosidad, con carga de fondo arenosa.

b. Asociación de facies de sistemas mareales siliciclásticos.

Esta asociación, aunque muy subordinada con respecto a la precedente, puede llegar a ser importante en la parte superior de la Formación Arenas de Utrillas en muchos puntos. Por otro lado, llega a ser dominante en algunos tramos de las cuñas terrígenas de la Formación Jumilla, como se describe más adelante.

Dentro del conjunto de las facies, resumido en la Fig. 31, destacan con respecto a la asociación anterior, fundamentalmente dos aspectos: por un lado, la importancia que toman los depósitos lutíticos y arcilloso-dolomíticos (facies "f", "g" y "h" de la mencionada figura) prácticamente ausentes en aquella; y, por otro, la presencia en algunas facies de restos fósiles y estructuras orgánicas (bioturbación) típicamente marinos, así como de estructuras con bidireccionalidad de corriente.

El conjunto de facies y estructuras nos revela una génesis en medios costeros siliciclásticos, en los que las mareas deben influir notablemente. Los criterios básicos que permiten el reconocimiento de tales procesos incluyen:

FACIES	DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a	Arenas y areniscas poco cementadas, en cuerpos tabulares o lenticulares (ocasionalmente), con estratificación cruzada planar (*sets* decimétricos a métricos), superficies de reactivación y *mud-drapes*. Bipolaridad de corriente	—	SUBMAREAL AGITADO ↙↙
b	Arenas con estratificación cruzada planar o de surco en sets decimétricos. Abundantes *mud pebbles* a favor de los *fore-sets*.	♧	SUBMAREAL MODERADAMENTE AGITADO (SOMERO) ↙↙↙
c	Alternancia de niveles arenosos, con estratificación cruzada (*megaripples*) y lutíticos de tonos oscuros.	—	INTERMAREAL BAJO ↙↙
d	Arenas y areniscas poco cementadas, micáceas, de grano fino y tonos claros con pequeñas intercalaciones de lutitas (*flaser*), de color gris a negro. Las arenas pueden presentar estratificación cruzada de pequeña escala.	—	INTERMAREAL MEDIO - BAJO ↙↙
e	Arenas de grano fino, estratificadas en niveles decimétricos. Intensamente bioturbadas	—	SUBMAREAL A INTERMAREAL BAJO ↙
f	Lutitas masivas o laminadas, muy micáceas, de color gris, verde o negro, con niveles arenosos milimétricos intercalados, que presentan *ripples* (estratificación lenticular). Ricas en materia orgánica.	♧	INTERMAREAL MEDIO ↙↙
g	Arcillas dolomíticas de tonos verdes a ocres, arenosas.	—	SUBMAREAL TRANQUILO ↙
h	Lutitas de color negro, masivas o finamente laminadas, estratificadas en niveles centi a decimétricos.	♧	SUPRAMAREAL (CHARCAS O *PONDS*) ↙

ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS MAREALES SILICICLÁSTICOS
(Fm. Arenas de Utrillas y Fm. Jumilla)

Fig. 31

-Estructuras de bipolaridad en la dirección del flujo y abundantes superficies de reactivación en los cuerpos arenosos con estratificación cruzada (facies "a"), que corresponden con las zonas más externas de la llanura de marea.

-Desarrollo de *mud drapes* a favor de los *foresets* de estos cuerpos, que indican alternancias repetidas en las condiciones de flujo que controlan la sedimentación, típicas de zonas submareales someras, con régimen de flujo moderado, así como de abundantes *mud chips* (cantos blandos) integrados en la base de los bancos o a favor de los *foresets*, procedentes de la erosión de los primeros (facies "a" y "b").

-Presencia de estructuras de tipo *flaser*, *wavy* y *lenticular*, típicas de la llanura de marea y producidas por la alternancia de períodos de decantación (lutitas, frecuentemente micáceas) y de mayor hidrodinámica (migración de *ripples* y *megaripples* constituidos por arenas de grano fino). Facies "c", "d" y "f".

Otra facies descrita incluye las arenas de grano fino fuertemente bioturbadas (facies "e") típica de medios submareales a intermareales bajos donde, una vez que la migración y desarrollo de megaripples cesa, existe un período de tiempo sin sedimentación importante, durante el cual el cuerpo calcarenítico es bioturbado. Así mismo, dentro de las zonas submareales e intermareales "tranquilas" se produce una sedimentación de margas (hoy transformadas en arcillas dolomíticas). Esta facies, aunque subordinada, nos refleja una producción carbonática ya importante en estos medios, que sólo queda reflejada cuando la tasa de sedimentación siliciclástica es baja (facies "g").

También se encuentran pequeños niveles lutíticos masivos (5-20cm), de color negro o gris oscuro y con abundantes restos vegetales. Su génesis se encuentra en las zonas más altas de la llanura de marea (intermareal alto-supramareal) asociada a pequeñas charcas donde predominan los procesos de decantación. La abundancia de materia orgánica que presentan estas facies podría reflejar el desarrollo de importante vegetación.

En conjunto, los datos de que se dispone permiten reconstruir ambientes de depósito típicos de zonas litorales con sedimentación siliciclástica, notable influencia de las mareas y llegadas importantes de aguas dulces desde el continente.

c. Asociación de facies de sistemas mareales mixtos (carbonático - siliciclásticos)

Esta asociación aparece de modo subordinado dentro de la Formación Arenas de Utrillas, estando únicamente presente en los tramos de esta unidad que marcan

el tránsito lateral o vertical con los Miembros Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca (los tres enmarcados dentro de la Formación Jumilla).

Por el contrario, aparece bien representada en los tramos terrígenos que separan los citados miembros dentro de la Formación Jumilla, así como en muchos cortes de la Formación Margas de Chera. Una descripción de esta asociación se realiza dentro del apartado correspondiente a esa unidad.

5.2.4.2. Formación Jumilla

Esta formación presenta una gran heterogeneidad litológica y de facies, que refleja *a priori* una gran variabilidad en cuanto a medios de sedimentación y naturaleza del sedimento. Está constituida por tres paquetes carbonáticos (Miembro Calizas de la Rosa, Miembro Calizas de Estenas y Miembro Calizas de la Bicuerca), frecuentemente dolomíticos, y por dos términos terrígenos que los separan, cuya potencia y naturaleza es muy variable.

Los miembros carbonáticos guardan notables afinidades sedimentológicas entre sí y representan, *a grosso modo,* la instalación de tres plataformas carbonatadas sucesivas cuyo desarrollo va a estar estrechamente relacionado con el cese del aporte terrígeno desde el continente, factor que aparece como el principal inhibidor de la producción carbonática y por tanto de su sedimentación. El flujo terrígeno, tal como han puesto de manifiesto diferentes autores (p.e.: Scoffin, 1987), puede provocar la acidificación de las aguas y la consiguiente disolución de carbonato, así como aumentos importantes en la turbidez que inducen una disminución en la penetración de la luz. Un buen ejemplo lo constituyen los rudistas, que tienen un papel primordial en la producción de carbonato en el Cretácico superior, y que eran organismos sedentarios suspensívoros (Skelton, 1976) y fotófilos (Bilotte, 1985) que no toleran, en su mayor parte, proporciones mínimas de turbidez. Por otro lado, el flujo terrígeno induce el desarrollo de substratos poco favorables para la vida del *benthos* marino, y suele además estar asociado a la llegada de grandes masas de agua dulce que modifican la salinidad de los medios peor comunicados con mar abierto.

El estudio sedimentológico de la Formación Jumilla permite diferenciar tres grandes asociaciones de facies:

-Asociación de facies de sistemas de plataforma interna carbonatada.
-Asociación de facies de sistemas mareales mixtos (carbonático-siliciclásticos).
-Asociación de facies de sistemas mareales siliciclásticos.

La primera está representada en los Miembros Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca, mientras que las otras dos, que caracterizan medios más someros y con llegada de aportes continentales, están presentes en las cuñas siliciclásticas que separan los mencionados miembros y en el tránsito lateral entre esos miembros y la Formación Arenas de Utrillas.

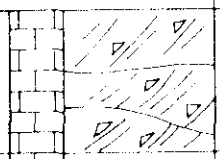
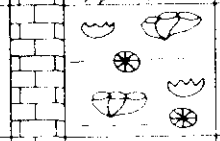
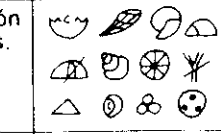
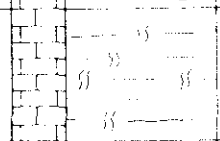
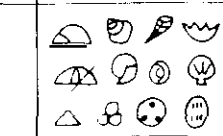
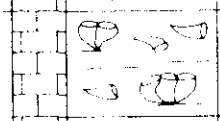
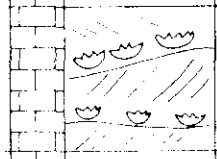
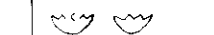
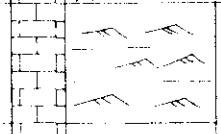
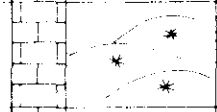
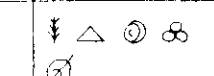
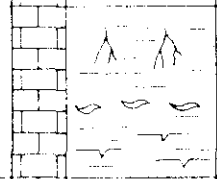
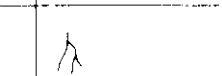
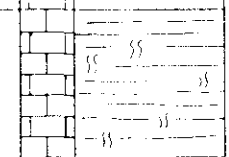
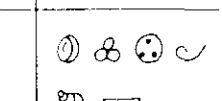
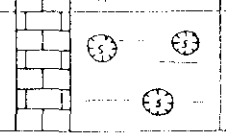
a. Asociación de facies de sistemas deposicionales de plataforma interna carbonatada.

El conjunto de las principales facies reconocidas dentro de esta asociación se resume en la Fig. 32.

De ellas resultan dominantes los cuerpos calcareníticos, en general de composición bioclástica, que presentan estratificación cruzada con morfología tabular o, en ocasiones, lenticular (facies "a" de la citada figura); las bioconstrucciones de rudistas, corales y condrodontos, que constituyen *thickets* con textura *bafflestone*, y con un espesor decimétrico a métrico y notable continuidad lateral facies "b") y las biopelmicritas bioturbadas (facies "c") que presentan frecuentemente pequeños *clusters* de radiolítidos (facies "d").

Todas ellas son facies que nos reflejan condiciones de sedimentación y ecología de aguas someras, limpias y bien comunicadas con mar abierto. Las mayores diferencias vienen dadas por factores batimétricos, hidrodinámicos y de proximalidad-distalidad dentro de la plataforma.

En las zonas agitadas, correspondientes con las áreas más externas, se desarrollan los cuerpos calcareníticos, con potencias que pueden alcanzar varios metros. Frecuentemente se encuentran tapizados por acumulaciones de condrodontos (facies "e"), los cuales colonizan el techo de las barras en el momento que cesa la actividad de las mismas y desempeñan un papel importante en su estabilización, ya que son capaces de soportar condiciones de hidrodinámica elevada. Posteriormente, conforme la agitación disminuye, otros organismos bentónicos se instalan sobre los cuerpos, bioturbando notablemente su parte superior. Excepcionalmente, las barras

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Cuerpos calcareníticos bioclásticos. Estratificación cruzada. Generan cuerpos tabulares y, en ocasiones, con morfología lenticular y base *plana*.		MARINO SOMERO ALTA ENERGÍA ↙↙↙
b		Calizas *bafflestone*, con acumulación de condrodontos, rudistas y corales. Moderada a intensa bioturbación. Son cuerpos tabulares con una potencia de 0,7-1,5m.		MARINO SOMERO PROTEGIDO ↙↙↙
c		Biopelmicritas *wackestone - pakstone*, bioturbadas en grado variable.		MARINO SOMERO PROTEGIDO Y BIEN COMUNICADO ↙↙
d		Bioconstrucciones de pocos individuos (*clusters*) de rudistas (radiolítidos fundamentalmente)		MARINO SOMERO PROTEGIDO ↙↙↙
e		Niveles de acumulación de *ostreidos / condrodontos*. Se encuentran en posición de vida "tapizando" cuerpos calcareníticos.		MARINO SOMERO MODERADA ENERGÍA ↙↙↙
f		Biomicritas *packstone* a bioesparitas *grainstone*, con estratificación cruzada de pequeña escala (*ripples de corriente*).		MUY SOMERO MOD. ENERGÍA ↙
g		Bioconstrcciones de *Bacinella*.		MARINO SOMERO ARRECIFAL ↙↙
h		Señales de exposición subaérea desarrolladas sobre diferentes facies en general de naturaleza micrítica: porosidad fenestral, microkarstificación, grietas de *retracción, huellas de raíces*.		EMERSION (MAREAL) ↙
i		Biomicritas y pelbiomicritas wackestone a micritas fosilíferas bioturbadas. Constituyen niveles tabulares de pocos decímetros de espesor.		SUBMAREAL RESTRINGIDO ↙
j		Biomicritas wackestone con abundantes corales solitarios.		MARINO SOMERO ABIERTO ↙

ASOCIACIÓN DE FACIES DE PLATAFORMA CARBONATADA INTERNA
(Fm. Jumilla: Miembros C. de la Rosa, C. de Estenas y C. de la Bicuerca)

Fig. 32

aparecen en su techo colonizadas por corales solitarios (facies "f"), aspecto que probablemente esté relacionado con un episodio de profundización.

En zonas protegidas, situadas tras los cuerpos calcareníticos, tenemos una sedimentación controlada por una menor hidrodinámica pero con buena comunicación con mar abierto (condiciones de salinidad normal), caracterizada por el desarrollo de *thickets* de condrodontos, rudistas (radiolítidos, caprínidos, requiénidos, algunos monopléuridos) y corales: Estas bioconstrucciones tienen textura *bafflestone* y constituyen cuerpos (*patches*) de varias decenas de metros de diámetro y 1-4 metros de potencia (facies "b").

Asociadas a estas facies de naturaleza arrecifal, se encuentran frecuentemente texturas de tipo *Bacinella*, que aparecen incrustando otros componentes pero que llegan a constituir el grueso de muchas zonas (facies "g"). Estas texturas, atribuidas originalmente a algas verdes (Radoicic, 1959) se asocian actualmente a la actividad de microorganismos (Maurin *et al.*, 1985) que tienen realmente poder autoconstructivo.

Dentro de las franjas protegidas, y además de las bioconstrucciones descritas, predomina la sedimentación de biopelmicritas *wackestone-packstone,* con bioturbación y abundantes algas verdes y foraminíferos bentónicos, entre los que destacan orbitolínidos, nezzazátidos, miliólidos y textuláridos. La macrofauna está compuesta por gasterópodos, requiénidos y pequeñas colonias de radiolítidos y monopléuridos, y otros moluscos. La variedad en las asociaciones bióticas, y la presencia de abundantes organismos estenohalinos indican la existencia de condiciones de salinidad normal y buena comunicación con mar abierto.

Así mismo, cabe mencionar la presencia, aunque subordinada, de biomicritas y bioesparitas *packstone-grainstone* con estratificación cruzada de pequeña escala, desarrolladas por migración de *ripples* en zonas de cierta agitación y someras. Suelen aparecer sobre otros cuerpos calcareníticos de mayor envergadura (barras) reflejando una ralentización en la hidrodinámica al mismo tiempo que una somerización.

Otra facies subordinada en la asociación son las biomicritas y pelbiomicritas *wackestone* (a micritas fosilíferas) bioturbadas y con una biota poco variada: miliólidos, gasterópodos, algunas algas verdes y escasos ostrácodos (facies "i"), que se interpreta como el resultado de la sedimentación en zonas de aguas tranquilas (protegidas) y con mala comunicación con mar abierto. En éstas áreas restringidas se alcanzan salinidades anómalas que condicionan el desarrollo biológico.

Por último, sobre estas facies y, en especial, a techo de los estratos, pueden encontrarse sobreimpuestas diferentes estructuras o caracteres diagenéticos tempranos relacionados con ambientes subaéreos o vadosos como pueden ser: porosidad fenestral, microkarstificación, grietas de retracción, huellas de raíces, etc. (facies "h"); que reflejan estadios poco prolongados de emersión de los sedimentos submarinos más someros.

En conjunto, la asociación de facies define un medio sedimentario marino y somero en el cual la influencia de terrígenos es poco importante y la comunicación con mar abierto globalmente buena. Dentro de este medio se diferencian dos subambientes: uno, más externo, con desarrollo de un complejo de cuerpos calcareníticos y otro, más interno y protegido por los citados complejos, caracterizado por aguas más tranquilas que presentan buena comunicación con mar abierto. En ellos la biota es muy rica y abundante, y condiciona una alta productividad orgánica.

b. Asociación de facies de medios de llanura de marea mixta.

Esta asociación está presente en los términos siliciclásticos de la Formación Jumilla, así como en las terminaciones noroccidentales de los miembros carbonáticos, donde se produce el paso físico a la Formación Arenas de Utrillas. Por otro lado es importante dentro de la Formación Margas de Chera y, también se encuentra, aunque subordinada, en los tramos de la Formación Arenas de Utrillas que marcan el tránsito a la Formación Jumilla.

Conviene señalar que presenta un fuerte solapamiento de facies con la asociación que caracterizaba medios mareales siliciclásticos, descrita dentro de la Formación Arenas de Utrillas (y también presente en la Formación Jumilla). La mayor diferencia entre ambas reside en la importancia que toman las litofacies carbonáticas en la asociación que ahora describimos.

Presenta una gran variabilidad en cuanto a facies y subambientes de depósito, que vienen controlados fundamentalmente por cambios laterales en la batimetría y variaciones en la llegada de material terrígeno. Las principales se resumen en la Fig. 33, y en conjunto definen una llanura de marea de naturaleza mixta carbonático siliciclástica, con cinturones bien definidos:

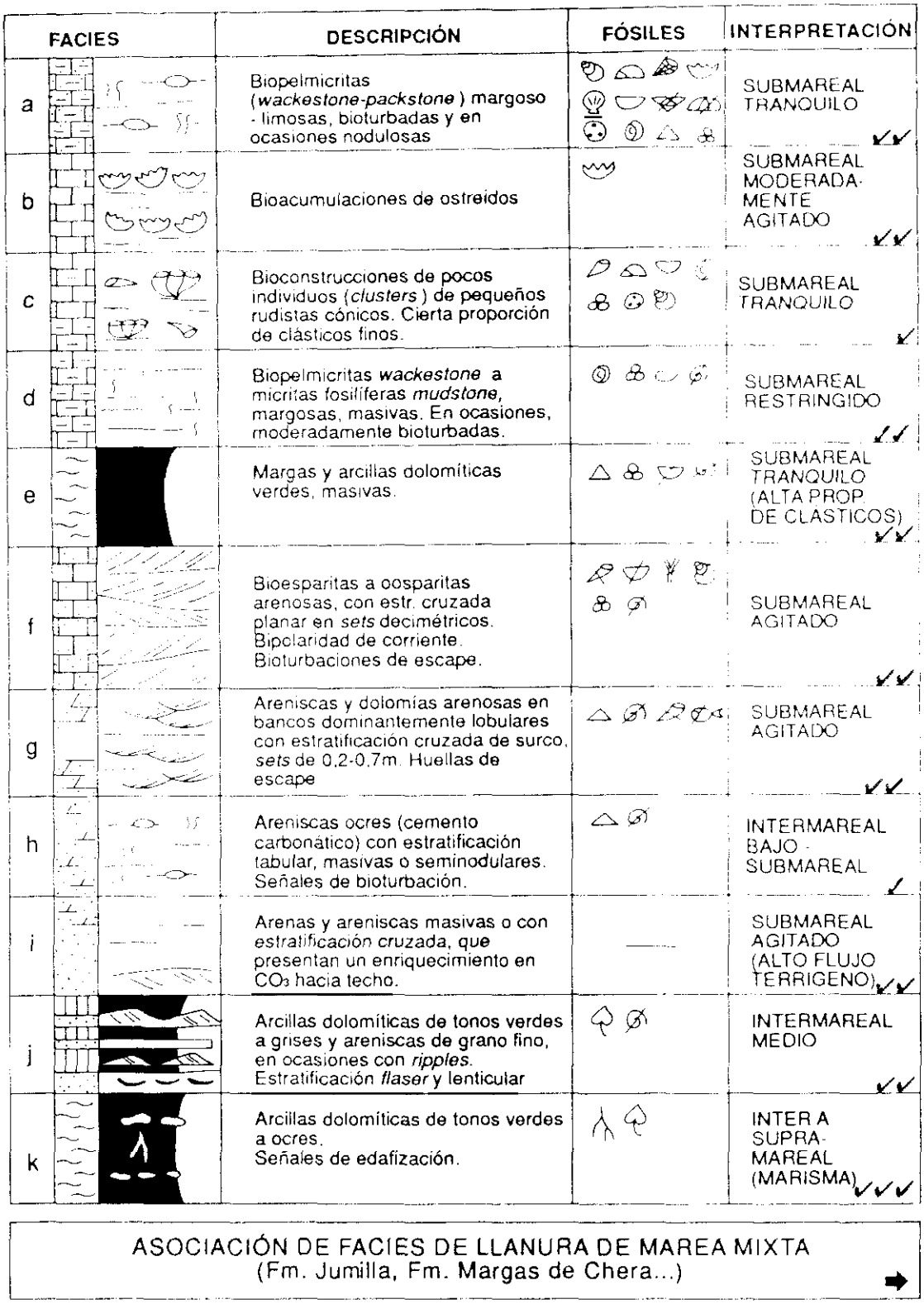
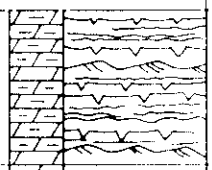
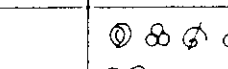
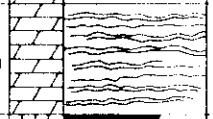
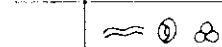
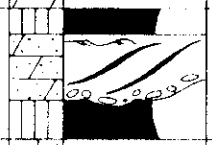
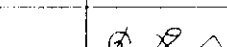
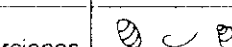

FACIES
DESCRIPCIÓN
FÓSILES
INTERPRETACIÓN
a
Biopelmicritas (*wackestone-packstone*) margoso - limosas, bioturbadas y en ocasiones nodulosas
SUBMAREAL TRANQUILO
b
Bioacumulaciones de ostreidos
SUBMAREAL MODERADAMENTE AGITADO
c
Bioconstrucciones de pocos individuos (*clusters*) de pequeños rudistas cónicos. Cierta proporción de clásticos finos.
SUBMAREAL TRANQUILO
d
Biopelmicritas *wackestone* a micritas fosilíferas *mudstone*, margosas, masivas. En ocasiones, moderadamente bioturbadas.
SUBMAREAL RESTRINGIDO
e
Margas y arcillas dolomíticas verdes, masivas.
SUBMAREAL TRANQUILO (ALTA PROP. DE CLASTICOS)
f
Bioesparitas a oosparitas arenosas, con estr. cruzada planar en *sets* decimétricos. Bipolaridad de corriente. Bioturbaciones de escape.
SUBMAREAL AGITADO
g
Areniscas y dolomías arenosas en bancos dominantemente lobulares con estratificación cruzada de surco, *sets* de 0,2-0,7m. Huellas de escape
SUBMAREAL AGITADO
h
Areniscas ocres (cemento carbonático) con estratificación tabular, masivas o seminodulares. Señales de bioturbación.
INTERMAREAL BAJO - SUBMAREAL
i
Arenas y areniscas masivas o con *estratificación cruzada*, que presentan un enriquecimiento en CO_3 hacia techo.
SUBMAREAL AGITADO (ALTO FLUJO TERRIGENO)
j
Arcillas dolomíticas de tonos verdes a grises y areniscas de grano fino, en ocasiones con *ripples*. Estratificación *flaser* y lenticular
INTERMAREAL MEDIO
k
Arcillas dolomíticas de tonos verdes a ocres. Señales de edafización.
INTER A SUPRA-MAREAL (MARISMA)
ASOCIACIÓN DE FACIES DE LLANURA DE MAREA MIXTA
(Fm. Jumilla, Fm. Margas de Chera...)

Fig. 33

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
l		Dolomicritas limoso arcillosas laminadas, con grietas de retracción y nivelillos de *ripples* y pasadas estromatolíticas intercalados.		INTERMAREAL MEDIO-ALTO A SUPRAMAREAL ✓✓
m		Dolomicritas con laminación subhorizontal estromatolítica.		INTERMAREAL MEDIO ALTO ✓✓
n		Cuerpos dolomítco-arenosos canaliformes, masivos o con estratificación cruzada difusa. Presentan granoselección positiva.		CANAL DE MAREA ✓✓
ñ		Micritas fosiliferas con proporciones variables de arena, mezcladas por bioturbación.		CHARCAS - *PONDS* SUPRA-MAREALES ✓✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE LLANURA DE MAREA MIXTA
(Fm. Jumilla, Fm. Margas de Chera...)

Fig. 33 (cont.)

Zonas submareales:

Las áreas más externas, correspondientes a zonas submareales, estarían caracterizadas por una sedimentación que, dependiendo de la llegada de terrígenos (en general finos) a cada punto y en cada momento, puede oscilar entre esencialmente carbonática y fuertemente siliciclástica.

Si los aportes son escasos se desarrolla, bajo una agitación moderada y buena comunicación con mar abierto, una sedimentación de biopelmicritas margosas a limosas, en ocasiones nodulares, intensamente bioturbadas y con abundantes organismos bentónicos (gasterópodos, requiénidos, pequeños rudistas cónicos, ostreidos, otros bivalvos, equínidos, escasos restos de braquiópodos, orbitolínidos, miliólidos y otros foraminíferos) y algas verdes (facies "a" de la Fig. 33).

En estas áreas tranquilas se desarrollan también acumulaciones de ostreidos (facies "b" de la misma figura) así como pequeñas colonias (*clusters*) de rudistas cónicos (facies "c"), cuyo escaso tamaño (tanto de los rudistas como de las colonias) parece relacionado con condicionamientos ambientales, especialmente la presencia de ciertas proporciones de terrígenos finos en suspensión.

En ambientes peor comunicados con mar abierto la sedimentación predominante es la de biomicritas *wackestone* y micritas *mudstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, bivalvos y gasterópodos (facies "n").

En las situaciones en que la llegada de terrígenos en suspensión es mayor, los depósitos generados son esencialmente margosos (hoy se encuentran intensamente dolomitizados), presentando igualmente restos de fauna marina (pelecípodos, orbitolínidos y otros foraminíferos bentónicos) así como señales de bioturbación (facies "e").

Indicando condiciones de mayor agitación, se encuentran pequeños cuerpos calcareníticos, con proporciones de arenas muy variables y estratificación cruzada dominantemente planar que, en ocasiones, muestra bipolaridad en la dirección del flujo (tipo *herring bone*) (facies "f").

En menor proporción, se encuentran cuerpos tabulares con estratificación cruzada de surco, de potencia decimétrica, que presentan además, de forma ocasional, bioturbaciones verticales de tipo huella de escape, que reflejan una gran velocidad de sedimentación (facies "g").

En las facies calcareníticas descritas, los granos carbonáticos son esencialmente bioclastos, sólo localmente aparecen oolitos; los siliciclásticos son fundamentalmente granos de cuarzo y, en menor proporción, de feldespato y siempre aparecen muy corroídos por el carbonato circundante. En su conjunto, estas facies calcareníticas se generan en medios submareales agitados.

En algunos cortes se han observado alternancias bastante monótonas de niveles decimétricos de arenas (facies "i") y calizas/dolomías, o bien de margas y carbonatos, en las cuales se aprecia una entrada brusca de terrígenos y una progresiva disminución de éstos y del tamaño de grano hasta pasar a carbonatos al techo (Fig. 34). Estos *dobletes* se interpretan como secuencias elementales que son el resultado de entradas episódicas y rápidas de material terrígeno en zonas someras, seguidas de períodos más prolongados sin llegada terrígena, durante el cual se produce una progresiva recuperación de la sedimentación carbonática. Cuando la secuencia está completa, los carbonatos llegan a ser dominantes a techo, donde suelen encontrarse abundantes ostreidos u otros bivalvos.

Zonas inter y supramareales:

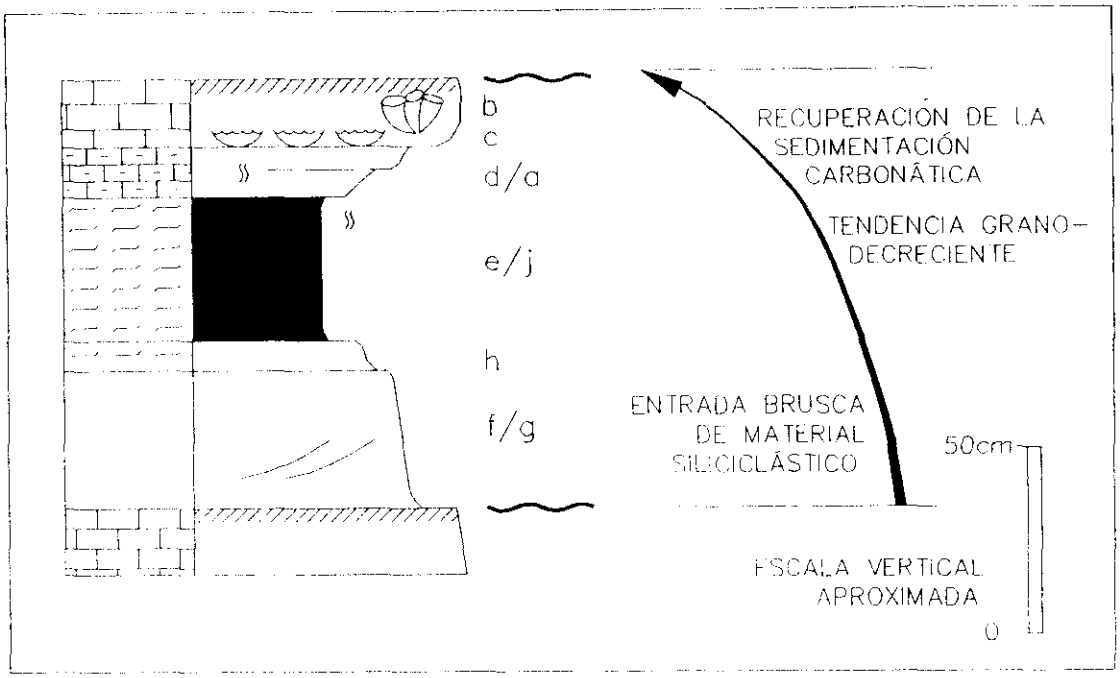


Fig. 34 : Modelo de secuencia elemental presente en la asociación de facies de llanura de marea mixta (ver explicación en el texto).

En zonas intermareales se desarrolla una sedimentación dominada por margas (o arcillas dolomíticas), de tonos verdes a ocres, que presentan algunos restos vegetales y escasos fantasmas de bioclastos (facies "j" de la Fig. 33). Estas facies muestran pequeñas intercalaciones de niveles arenosos finos, masivos o con laminación de *ripples*.

Correspondiendo con las zonas más altas de la zona intermareal y con la zona supramareal, también se encuentran arcillas dolomíticas, en general masivas, que pueden presentar señales de edafización (nódulos carbonáticos, marmorización, posibles huellas de raíces) (facies "h").

Cuando la influencia terrígena es menos importante, dentro de esas zonas intermareales - supramareales se desarrollan dolomicritas limoso-arcillosas, que pueden presentar una fina laminación, así como grietas de retracción, niveles de pequeños *ripples*, porosidad fenestral y láminas de cianofíceas intercaladas (facies "l").

En algunos puntos se encuentran niveles centi a decimétricos de naturaleza estromatolítica. También se encuentran bancos tabulares masivos de areniscas dolomíticas, generados en estos ambientes agitados, pero luego, cuando cesa su actividad, colonizados por benthos abundante que los bioturba y uniformiza el

sedimento (facies "h"). Son generalmente dolomicritas con una laminación que va desde subhorizontal a irregular bastante marcada. Intercaladas entre las láminas, se encuentran delgadas pasadas micríticas con pequeños miliólidos y otros foraminíferos (facies "m"). Estas son típicas de la franja intermareal.

Además, esa zona intermareal está surcada por pequeños canales de marea que tienen su reflejo en cuerpos lenticulares de techo plano y base cóncava erosiva, constituidos por areniscas bioclásticas cementadas por carbonato y por dolomías arenosas de grano medio a grueso y granoselección positiva (facies "n"). Es frecuente que presenten señales de bioturbación a techo. Ocasionalmente se aprecia en estos cuerpos estratificación cruzada difusa, y puntualmente se reconocen superficies de acreción lateral, resaltadas por la existencia de *mud-drappes* (revestimientos lutíticos), que reflejarían la migración lateral de canales de alta sinuosidad.

Es frecuente que en la base de estos cuerpos canaliformes se encuentren *lags* residuales de cantos y bioclastos, que tapizan las superficies erosivas. Hacia techo se aprecia laminación de *ripples*, que reflejarían la menor agitación existente en los momentos finales en la evolución del canal, antes de su abandono. Secuencias comparables, aunque de mayores dimensiones, han sido descritas en medios actuales por diferentes autores (p.e.: Sellwood, 1986).

Por último, en las zonas intermareales más altas y supramareales pueden desarrollarse pequeñas charcas o *ponds* de agua dulce o salobre, que presentan una sedimentación esencialmente carbonática y de naturaleza micrítica. En ellas se encuentra una biota rica en carofitas, ostrácodos y gasterópodos. Esta sedimentación carbonática puede verse esporádicamente interrumpida por la entrada (en momentos de tormentas) de material siliciclástico, que se deposita formando pequeños niveles arenosos. La posterior bioturbación puede ocasionar la mezcla y homogeneización del sedimento, encontrándose facies "atípicas" como micritas muy arenosas (facies "ñ" de la Fig. 33).

En conclusión, las facies descritas reflejan la sedimentación en medios litorales con influencia mareal notable, caracterizados por una sedimentación mixta carbonático - siliciclástica, en la que las proporciones de unos y otros componentes son muy variables según cada subambiente y período de tiempo.

c. Asociación de facies de sistemas mareales siliciclásticos.

Esta tercera asociación diferenciada en la Formación Jumilla aparece sólo de forma muy subordinada y está siempre restringida a los términos terrígenos de esta unidad. No se hará aquí una descripción de la misma por haberse realizado ya su estudio pormenorizado dentro de la Formación Arenas de Utrillas, donde la asociación tiene una mayor relevancia.

5.2.4.3. Formación Margas de Chera

La Formación Margas de Chera constituye un litosoma de composición mixta carbonático-siliciclástica y potencia variable. En el marco global de la secuencia representa la última incursión siliciclástica importante.

La gran variabilidad litológica que caracteriza esta unidad tiene su reflejo en las numerosas facies que se han diferenciado, las cuales se han agrupado dentro de cuatro grandes asociaciones:

-Asociación de facies de sistemas de plataforma interna mixta (carbonático - siliciclástica).
-Asociación de facies de sistemas mareales mixtos.
-Asociación de facies de sistemas mareales siliciclásticos.
-Asociación de facies de sistemas fluviales *braided*.

Las dos primeras están bien representadas en el conjunto de la unidad, siendo la primera la más importante en el Dominio de Albacete y en el Sector Noroccidental y la segunda en los Sectores Central, Meridional y Suroriental. De modo subordinado, se encuentran las dos últimas, que únicamente llegan a ser dominantes en algunos afloramientos (S. Larga).

a. Asociación de facies de sistemas de plataforma interna mixta (carbonático - siliciclástica)

Las múltiples facies de esta asociación vienen controladas fundamentalmente por los factores de proximalidad - distalidad a la línea de costa, mayor o menor

hidrodinámica y proporción terrígenos - carbonatos en la sedimentación. De ellas, las más características se recogen en la Fig. 35.

Esta asociación caracteriza medios marinos someros, en general bien comunicados con mar abierto y en los que una producción relativamente elevada de carbonatos soporta las llegadas de aportes terrígenos desde el continente. Estos aportes son moderados y nunca llegan a ocluir la sedimentación carbonática.

En las zonas más externas de la plataforma interna existen condiciones de mayor agitación, con desarrollo de cuerpos calcareníticos de composición esencialmente bioclástica y puntualmente oolítica, en los que los componentes terrígenos, fundamentalmente granos de cuarzo monocristalino, pueden superar porcentajes del 30-40% del total de los granos.

El principal componente bioclástico lo constituyen los orbitolínidos, cuya concha es de naturaleza aglutinante y frecuentemente incorpora abundantes granitos de cuarzo, en general más pequeños que los que se encuentran en el conjunto de la calcarenita. Este aspecto muestra que el desarrollo de estos organismos se produjo bajo condiciones de menor energía que las existentes durante la génesis de las barras.

Los cuerpos calcareníticos tienen potencias decimétricas y es frecuente que aparezcan intensamente bioturbados. Este hecho muestra su colonización por organismos bentónicos una vez que cesa su actividad.

Cuando la llegada de terrígenos es mayor, se desarrollan esporádicamente cuerpos arenosos poco potentes que pueden presentar tendencia granodecreciente hacia techo. Una vez que su actividad ha cesado, estos substratos son colonizados por acumulaciones de bivalvos, fundamentalmente ostreidos y más raramente pectínidos (facies "e"). Estos organismos preceden a otro *benthos* que finalmente se instala y bioturba la parte superficial de estos cuerpos.

Dentro de estas áreas más abiertas, pero en zonas con menor agitación (zonas de "sombra" de las barras) vive un *benthos* rico en orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, algunos rudistas, otros bivalvos y equínidos. La sedimentación que tiene lugar es de tipo biomicrítico, con intensa bioturbación (facies "d").

FACIES	DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a	Bioesparitas a bio-oosparitas *grainstone*, arenosas. Cuerpos lenticulares o tabulares con estratificación cruzada planar con sets decimétricos. Bioturbados a techo.		ZONAS EXTERNAS AGITADAS (BARRAS) ✓
b	Biomicritas *packstone*, arenoso - limosas, con acumulaciones de orbitolínidos. Constituyen bancos tabulares con espesores de 0.4-1.4m, masivos u ocasionalmente con estratificación cruzada. Bioturbación importante.		ZONAS EXTERNAS MODERADA-MENTE AGITADAS ✓✓✓
c	Arenas y areniscas con proporciones importantes de bioclastos.		BARRAS CLÁSTICAS ✓
d	Biomicritas limosas con bioturbación variable		ZONAS PROTE-GIDAS BIEN COMUNICADAS ✓✓
e	Acumulaciones de ostreidos (o pectínidos), que tapizan cuerpos calcareníticos o arenosos		COLONIZA-CIÓN DE SUBSTRATOS MÓVILES ✓✓
f	Biopelmicritas *wackestone*, margoso- limosas. Señales de bioturbación abundantes.		ZONAS INTERNAS PROTEGIDAS *(LAGOON)* ✓✓
g	Bioconstrucciones (*clusters*) de rudistas (radiolítidos, monopleúridos) Proporciones moderadas de terrígenos finos.		ZONAS INTERNAS PROTEGIDAS *(LAGOON)* ✓✓
h	Margas y arcillas dolomíticas, en niveles decimétricos (ocasionalmente métricos) masivos.		ZONAS INTERNAS PROTEGIDAS (ALTO FLUJO CLÁSTICO) ✓✓✓

ASOCIACION DE FACIES DE PLATAFORMA INTERNA MIXTA
(Fm. Margas de Chera)

Fig. 35

En medios más internos y protegidos, bajo condiciones de hidrodinámica moderada a baja, tenemos una sedimentación de biomicritas y pelbiomicritas, limoso-arcillosas y de textura principalmente *wackestone*, con señales de bioturbación variable y que presentan abundantes algas verdes, gasterópodos, requiénidos, pequeños rudistas cónicos, ostreidos y foraminíferos bentónicos. Entre éstos destaca la presencia de miliólidos, nezzazátidos, alveolínidos, textuláridos y ataxofrágmidos siendo, por el contrario, muy escasos los orbitolínidos (facies "f").

También dentro de estos ambientes, cuando el flujo terrígeno es poco importante, se pueden desarrollar colonias de rudistas (*clusters*), en general de escasas dimensiones y constituidas por pequeños radiolítidos o monopléuridos (facies "g"). Estas facies y asociaciones bióticas son típicas de áreas de *lagoon*.

Dentro de estas áreas restringidas el flujo terrígeno llega en suspensión, salvo en los períodos de tormenta. Si este flujo es considerable puede inhibir el desarrollo de muchos organismos suspensívoros, como los rudistas. En estos casos se generan depósitos margosos, de tonos verdosos a marrones, con restos de fauna marina, fundamentalmente de moluscos y orbitolínidos.

En definitiva, las facies nos permiten reconstruir un sistema deposicional marino, somero, con subambientes globalmente bien comunicados, y con sedimentación mixta carbonático-siliciclástica. En él se puede diferenciar un cinturón externo, de mayor agitación y con asociaciones bióticas típicamente estenohalinas, y un cinturón interno, con ambientes de tipo *lagoon*.

Conviene por último reseñar el fuerte solapamiento que presenta la asociación con la que caracteriza sistemas mareales mixtos, que se describe a continuación. Existe entre ellas un tránsito muy gradual, marcado entre las facies más internas de la primera y las más externas de la segunda.

b. Asociación de facies de sistemas mareales mixtos.

Caracteriza sistemas costeros con alta influencia de las mareas, en los que se produce una sedimentación mixta carbonático siliciclástica. Resulta dominante en la Formación Margas de Chera en el Dominio de Albacete y el Sector Noroccidental y aparece de manera subordinada en el resto de la región estudiada.

Cabe señalar que la asociación resulta equivalente al conjunto de las asociaciones "BA" y "BC" de Giménez (1987), dominantes en la misma formación en el sector de Almansa -Requena (Dominio Ibérico).

La descripción de la misma se omite aquí al haber sido ya expuesta dentro de la Formación Jumilla, donde también tiene gran importancia.

c. Asociación de facies de sistemas mareales siliciclásticos.

Difiere de la precedente en la naturaleza casi exclusivamente terrígena que presenta el sedimento. Tiene una representación subordinada dentro de la Formación Margas de Chera, habiéndose descrito en diferentes cortes del Sector Suroriental y del Sector Meridional.

La descripción de la asociación se realiza dentro de la Formación Arenas de Utrillas.

d. Asociación de facies de sistemas fluviales braided.

Se encuentra de modo muy restringido dentro de la Formación Margas de Chera, habiéndose descrito únicamente en el Sector Meridional (Sierra Larga). La descripción de la misma se detalla en el apartado correspondiente a la Formación Arenas de Utrillas, unidad donde esta asociación es dominante.

5.2.4.4. Formación Dolomías de Alatoz

La unidad está constituida por un cuerpo litológico esencialmente dolomítico cuya potencia oscila en el Altiplano de Jumilla - Yecla, entre unos pocos metros y casi 200m. Antes de entrar en su análisis sedimentológico, conviene reseñar las dificultades y limitaciones del mismo, en relación con la fuerte dolomitización que sufrieron los materiales originalmente calcáreos. Esta transformación, cuyo origen y consecuencias se discuten en el apartado 5.2.7., ha destruido en la mayor parte de los casos el contenido paleontológico y la textura original del sedimento. Por otro lado, los únicos puntos donde la unidad aparece sin dolomitizar se sitúan en la parte superior de la misma y en el sector suroriental, tramos que por su posición en la serie (pasan rápidamente hacia el noroeste a la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves) y por el marco paleogeográfico en que se desarrollaron, no son extrapolables al resto de la unidad.

Para el conjunto de la formación se reconocen tres macroasociaciones de facies:

.Asociación de facies de margen de plataforma carbonatada
.Asociación de facies de plataforma interna - media
.Asociación de facies de llanuras de marea carbonatadas.

De estos tres grupos, los dos primeros están muy bien representados en el conjunto de la formación. Por el contrario, el tercero sólo se encuentra, y de modo subordinado, en los tramos que marcan el tránsito de esta unidad a la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves.

Un aspecto sedimentológico importante de la Formación Dolomías de Alatoz se encuentra en la existencia de cuerpos de brechas dolomíticas en varios cortes, cuya génesis parece asociada a factores externos al medio de sedimentación. A ellas nos referimos al final de este apartado.

a. Asociación de facies de margen de plataforma carbonatada:

Esta asociación aparece bien representada en los sectores meridional, suroriental y algunos puntos del sector central (p.e.: Sierra del Príncipe) y las facies más representativas se describen de manera resumida en la Fig. 36.

El complejo deposicional que constituye el margen de la plataforma carbonatada se ciñe a una franja relativamente estrecha (de escala kilométrica) y de gran longitud que separa las zonas someras de la plataforma media e interna del mar abierto (plataforma externa, talud...).

Dentro de estas zonas, se encuentran dos grandes grupos de facies: por un lado, las que constituyen grandes cuerpos calcareníticos y por otro, las bioconstrucciones de rudistas y su entorno.

Los cuerpos calcareníticos tienen grandes dimensiones: potencias decamétricas y extensiones de centenas de metros (facies "a" de la Fig. 36). Tienen composición esencialmente bioclástica, siendo los componentes fundamentales los fragmentos de rudistas, otros bivalvos, equínidos y los orbitolínidos, rotálidos y otros foraminíferos. Su estructura más característica es la megaestratificación cruzada, con *sets* métricos a decamétricos de morfología tabular y ángulo de *foreset* elevado (superior a los 30°). Esta megaestructura resulta de la adición de sedimentos a la cara de avalancha por precipitación de los cuerpos arenosos de menores dimensiones que migran sobre las grandes barras.

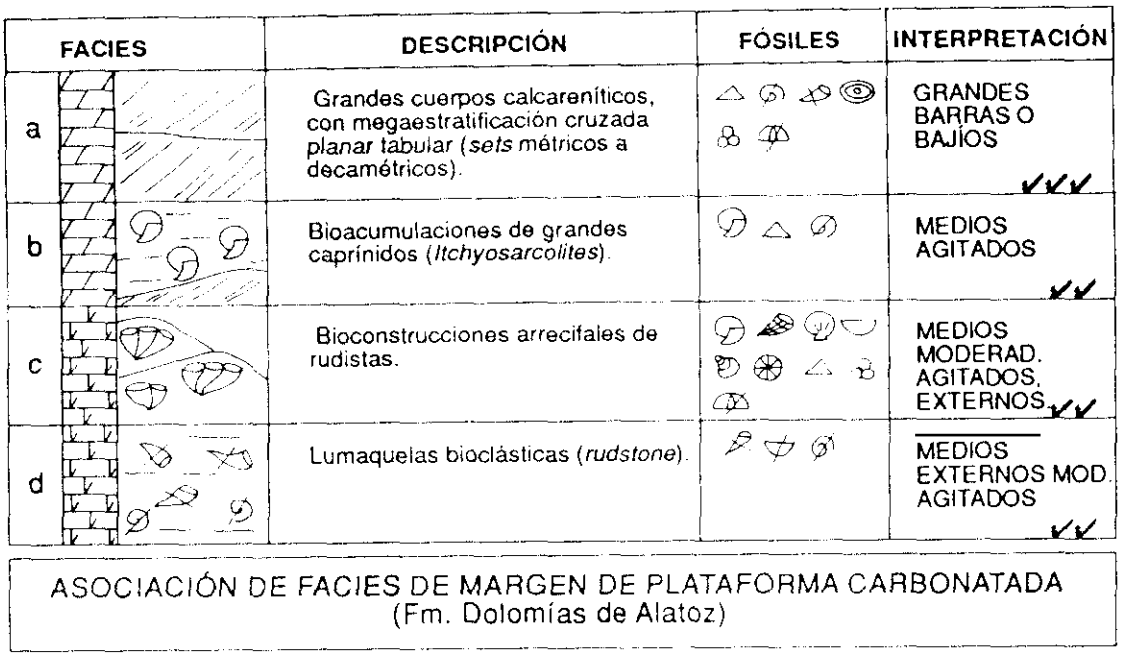


Fig. 36

Adaptados a las condiciones de elevada hidrodinámica en que se desarrollan muchas de las facies calcareníticas, se encuentran abundantes rudistas de gran tamaño, que corresponden al género *Ichthyosarcolites*. Estos organismos presentan una morfología irregular, con las dos valvas de gran tamaño y de concha gruesa que dan al individuo una gran superficie efectiva de apoyo sobre el substrato, lo cual les permite gozar de una gran estabilidad dinámica y subsistir en medios con corrientes tractivas y procesos de erosión del substrato. Esta estrategia adaptativa de estos rudistas ha llevado a calificarlos como adherentes (Philip, 1972) o recumbentes (Skelton, 1979; Skelton y Gili, *in litt.*).

Dada la poca competencia ecológica que sufren en estos medios, dichos organismos pueden constituir acumulaciones importantes de carácter monoespecífico (facies "b" de la Fig. 36). La preservación de estas acumulaciones se asocia con momentos de pérdida de actividad en las barras, en los que serían masivamente colonizadas.

Dentro de la franja que constituye el margen de la plataforma, en sus zonas más externas, que presentan una menor agitación y una mayor batimetría, se desarrollan bancos arrecifales que tienen morfología biohérmica y dimensiones en torno a varias decenas de metros de diámetro y potencias que no sobrepasan la

decena. Están constituidos por pequeños caprínidos y radiolítidos, y en menor proporción por otros moluscos, raros foraminíferos (orbitolínidos) y escasos corales. Su textura es *bafflestone*, y la matriz es micrítica (facies "c" de la Fig. 36). En torno a estos cuerpos se encuentran bandas bioclásticas, de carácter lumaquélico, que proceden de la destrucción de las conchas de los rudistas fundamentalmente (facies "d").

Cabe reseñar que la génesis de estos cuerpos pudo verse favorecida, en las zonas paleogeográficamente más externas y con una batimetría globalmente mayor, por una paleotopografía positiva generada por el ascenso diapírico local de los materiales del Trías. Este fenómeno se discute en el apartado 5.2.6. *Análisis de la subsidencia*.

Desde un punto de vista paleoecológico, estos cuerpos biohérmicos guardan notables semejanzas con los *coral knobs* actuales descritos en Bermudas (p.e.: Garret *et al.*, 1971). En el registro fósil se han descrito cuerpos de características similares en Méjico (Wilson, 1975) y en Provenza (Philip, 1984), asociados en ambos casos a grandes cuerpos calcareníticos del borde de plataforma y desarrollados en su parte más externa.

En conclusión, la asociación caracteriza la franja relativamente estrecha que constituye el margen de la plataforma carbonatada. Esta representa una barrera geográfica que separa y protege la plataforma media e interna del mar abierto.

b. Asociación de facies de plataforma interna - media

Bajo la denominación de la plataforma interna - plataforma media (*middle shelf*) se engloba el conjunto de ambientes sedimentarios desarrollados en una franja amplia que viene limitada, en su parte externa, por el margen de la plataforma, y en la interna, por el tránsito a los medios de llanura de marea. Las principales facies que constituyen esta asociación se resumen en la Fig. 37.

Estos ambientes ocupan una franja que aparece protegida por la barrera que representa el margen de la plataforma. Son por ello medios con una agitación generalmente moderada o baja, que permite una sedimentación tranquila, con facies en origen biopelmicríticas (hoy aparecen totalmente dolomitizadas) que presentan intensa bioturbación (facies "a" de la Fig. 37). En estos ambientes se desarrollan comunidades bentónicas muy ricas y con abundantes organismos estenohalinos que

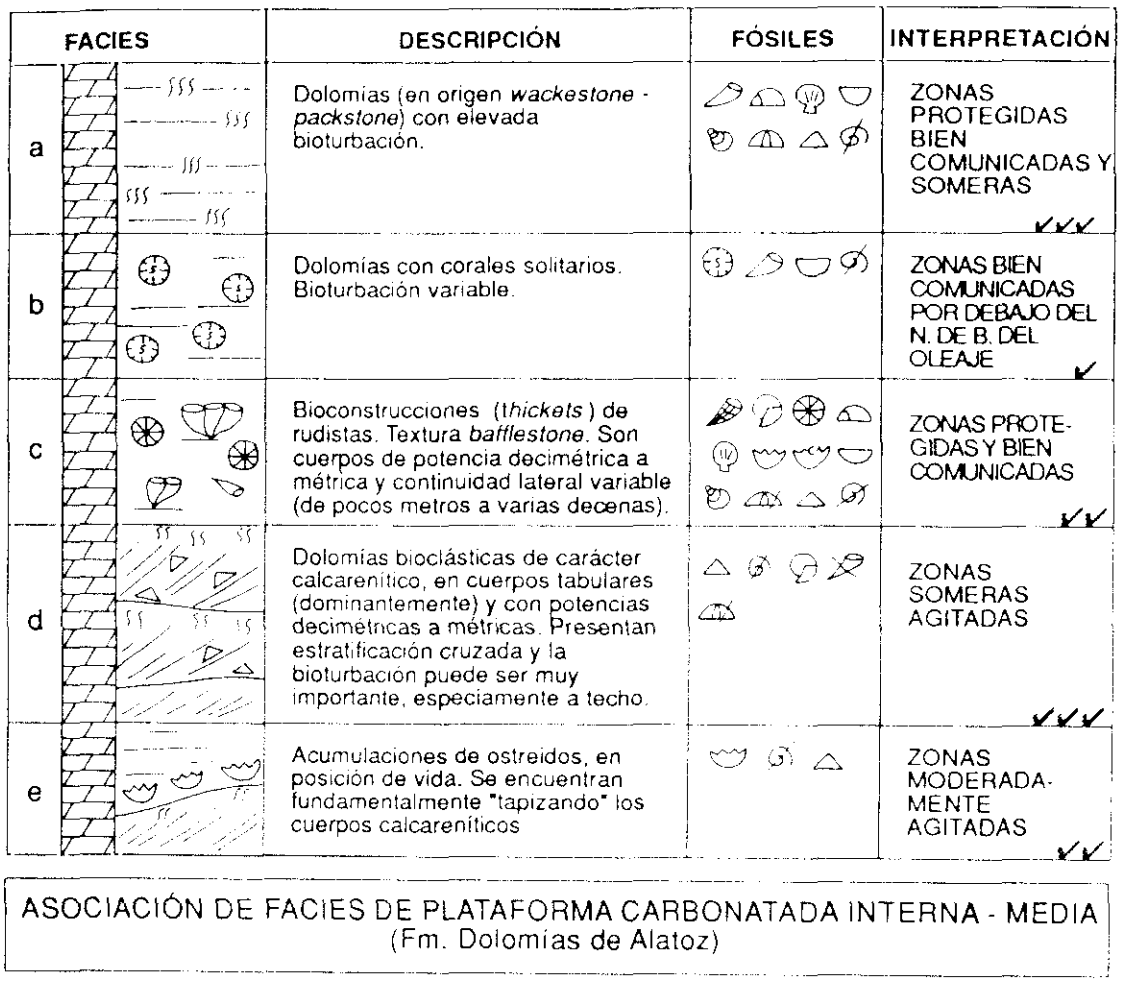


Fig. 37

nos muestran la buena comunicación que existía con mar abierto. La batimetría es, en general, escasa pero puede, en las zonas medias - externas, sobrepasar la profundidad del nivel de base del oleaje. En esas áreas se desarrollan corales solitarios y algunos rudistas (facies "b"), mientras que de las zonas someras son típicas las bioconstrucciones (*bafflestone*) de rudistas, fundamentalmente caprínidos, radiolítidos y requiénidos, que aparecen asociados a corales, condrodontos, pectínidos, otros bivalvos, abundantes orbitolínidos, ostreidos y gasterópodos (facies "c").

En zonas y/o momentos de mayor hidrodinámica se desarrollan barras calcareníticas reflejadas en los bancos con estratificación cruzada en *sets* decimétricos a métricos (facies "d" de la Fig. 37). Estos cuerpos se desarrollaron preferentemente en las zonas internas de la franja que constituye la plataforma media, donde la hidrodinámica puede llegar a ser elevada, al menos episódicamente. Tienen un período de actividad relativamente corto y rápidamente son colonizadas

por ostreidos (facies "e"). Otro *benthos*, que las bioturba intensamente, se instala a continuación, llegando a desaparecer por completo la textura original del sedimento.

En conjunto, la plataforma interna - media constituye una franja amplia, con sedimentación exclusivamente carbonática, en la que dominan las condiciones hidrodinámicas de baja energía. La batimetría es moderada y variable según las zonas. La comunicación con mar abierto es buena.

c. Asociación de facies de llanuras de marea carbonatadas.

Este último grupo de facies aparece, como se señaló al principio, restringido a los puntos en que se produce el tránsito, tanto lateral como vertical, entre ésta formación y la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, donde estas asociaciones son dominantes. Por ello, la descripción global de las mismas se detalla en el apartado correspondiente a esa unidad.

d. Brechas dolomíticas y calcáreas

Un aspecto importante de la Formación Dolomías de Alatoz en el sector del Altiplano es la presencia, aunque restringida a escasos puntos como la Solana del Sopalmo y la Sierra del Cuchillo, de niveles parcial o totalmente brechificados. Estos niveles, no englobables dentro de ninguna de las asociaciones descritas, presentan sin embargo un alto interés en la paleogeografía y la evolución de este sector de la cuenca.

Los niveles de brechas tienen potencias métricas y su naturaleza es dolomítica o calcárea (Fig. 38). Sus clastos son heterométricos y monogénicos (en cuanto al tipo de facies que los constituyen), están en contacto unos con otros y tienen una disposición que refleja, según los puntos, un desplazamiento relativo entre los clastos más o menos importante. Entre los cantos, la matriz es micrítica (no es cemento). Siguiendo la clasificación de Morrow (1982) serían asimilables a *particulate, crackle to mosaic packbreccia*. Su génesis se asocia a etapas de inestabilidad dentro de la plataforma, relacionadas posiblemente con movimientos halocinéticos del Trías (ver apartado 5.2.6). Durante estos episodios de inestabilidad, el sedimento, que presenta un grado elevado de litificación es fragmentado parcial o totalmente. El espacio entre los clastos es posteriormente rellenado por sedimento micrítico. El carácter eogenético de estas brechas viene apoyado por la naturaleza del relleno entre cantos.

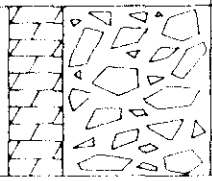
FACIES	DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a 	Brechas dolomíticas o calcáreas. Clastos *angulosos, heterométricos* y monogénicos. Matriz micrítica. Desplazamiento relativo entre los clastos variable. El tránsito con la *dolomía / caliza sin brechificar es* gradual.	△ ⌀	INESTABILIDAD EN LA PLATAFORMA CARBONATADA
BRECHAS DOLOMÍTICAS O CALCÁREAS (Fm. Dolomías de Alatoz)			

Fig. 38

Así mismo, el estudio petrológico de las mismas demuestra que su génesis es anterior a la dolomitización de la unidad, proceso que se desarrolla en las etapas iniciales de diagénesis en estos litosomas (ver apartado 5.2.7).

5.2.4.5. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves

Esta unidad constituye el techo de la secuencia deposicional en todos los dominios salvo el sector suroriental donde no aparece representada por paso lateral a la parte superior de la Formación Dolomías de Alatoz.

Básicamente está constituida por una serie relativamente homogénea de dolomías (dolomicritas y doloesparitas), dolomías arcillosas y, en menor proporción, arcillas dolomíticas, bien estratificadas, que resulta del apilamiento de secuencias elementales de somerización hacia techo (*shallowing upwards sequences* en el sentido de James, 1984a), de dimensiones que oscilan entre varios decímetros y varios metros, y cuyas facies caracterizan sistemas de llanura de marea, correspondientes a las zonas más internas de la plataforma carbonatada.

Una excepción a este patrón general lo constituyen las series del sector meridional (Sierra Larga, Santa Ana) en las que queda marcado el tránsito lateral entre esta unidad y la Formación Dolomías de Alatoz. Este se refleja en una pérdida parcial del carácter tableado de las dolomías por la presencia de paquetes dolomíticos más gruesos (hasta decamétricos) y, desde un punto de vista sedimentológico, en la presencia de asociaciones de facies que caracterizan los sistemas de depósito de la plataforma media.

El conjunto de las facies diferenciadas en esta unidad nos permite proponer la existencia de dos grandes asociaciones de facies:

-Asociación de facies de llanuras de marea carbonatadas.
-Asociación de facies de plataforma interna - media carbonatada.

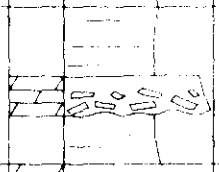
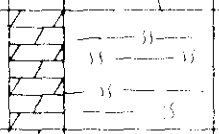
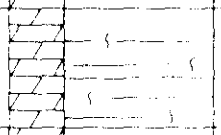
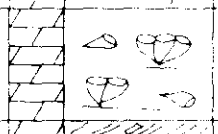
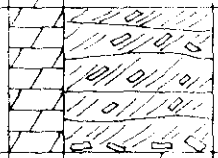
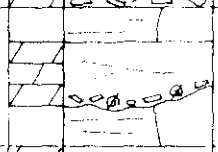
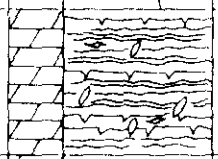
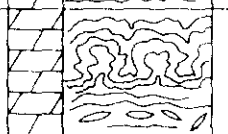
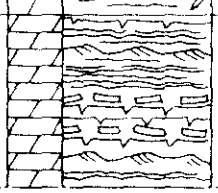
a. Asociación de facies de llanuras de marea carbonatadas

Resulta, como se ha dicho, dominante en el conjunto de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. También se ha descrito, aunque de modo subordinado, en los últimos metros de la Formación Dolomías de Alatoz (coincidiendo con el tránsito a la primera).

El sistema deposicional englobado bajo el nombre de llanuras de marea reúne una gran cantidad de medios y submedios de sedimentación que van desde submareales someros, adyacentes a la llanura de marea *s.s.*, a supramareales, con alta influencia continental, pasando por las zonas intermareales que pueden presentar, dependiendo de los factores climáticos, sedimentológicos y oceanográficos (rango mareal) muy diferente configuración.

La gran variedad de ambientes desarrollados en estos sistemas, queda reflejada en el número de facies reconocidas, de las cuales las principales se resumen en la Fig. 39. Las relaciones entre éstas ponen de manifiesto su ordenamiento en pequeñas unidades genéticas o secuencias elementales que están limitadas por pequeñas interrupciones en la sedimentación. Están constituidas por la superposición de varios términos que, desde la base y hacia el techo, se generaron en ambientes progresivamente más someros. Estas secuencias elementales han recibido diferentes nombres en la bibliografía: *shallowing upwards sequences* (James, 1983a, 1984a), *peritidal shoaling units* (Wright, 1984; Tucker y Wright, 1990), etc. Los factores que controlaron su génesis se discuten en el apartado 5.2.8.

La integración de los datos permite proponer cinco modelos principales de secuencias elementales completas (Fig. 40). Estas secuencias están constituidas, de base a techo, por los siguientes términos:

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Niveles centi a decimétricos lumaquélicos, que se sitúan en la base de ouerpos dolomíticos.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*. ↙
b		Niveles centi a decimétricos de brechas intraclásticas, que se sitúan en la base de ouerpos dolomíticos, en especial de los canaliformes.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*. ↙
c		Dolomías con bioturbación (en origen biopelmicritas *wackestone - packstone*).		SUBMAREAL TRANQUILO ↙↙↙
d		Dolomicritas poco bioturbadas (en origen *wackestone-mudstone*).		SUBMAREAL RESTRINGIDO ↙↙
e		Bioacumulaciones de rudistas, formando colonias de pocos individuos (*clusters*).		SUBMAREAL TRANQUILO ↙↙
f		Dolomías de carácter calcarenítico, masivas o con estratificación cruzada en *sets* decimétricos. Abindantes intraclastos (cantos planos) incorporados en los *sets*.		SUBMAREAL A INTERMAREAL BAJO (AGITADO) ↙↙
g		Dolomías de grano medio, masivas o con estratificación cruzada difusa, estratificadas en bancos lenticulares de techo plano. Potencia decimétrica. Base erosiva.		CANAL MAREAL ↙
h		Dolomicritas con laminación estromatolítica subhorizontal. Porosidad fenestral. Grietas de retracción. Pseudomorfos de cristales de yeso.		INTERMAREAL ↙↙↙
i		Domos estromatolíticos. Laminación corrugada. Abundantes grietas de retracción. Pseudomorfos de cristales de yeso.		INTERMAREAL MEDIO ↙
j		Dolomías laminadas por altenancia de *bindstone* algares y *grainstone* peloidales muy finos y con *ripples*. Frecuentes grietas de retracción y cantos planos.		INTERMAREAL MEDIO - ALTO ↙↙↙

ASOCIACIÓN DE FACIES DE LLANURAS DE MAREA CARBONÁTICAS (Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves) ➡

Fig. 39

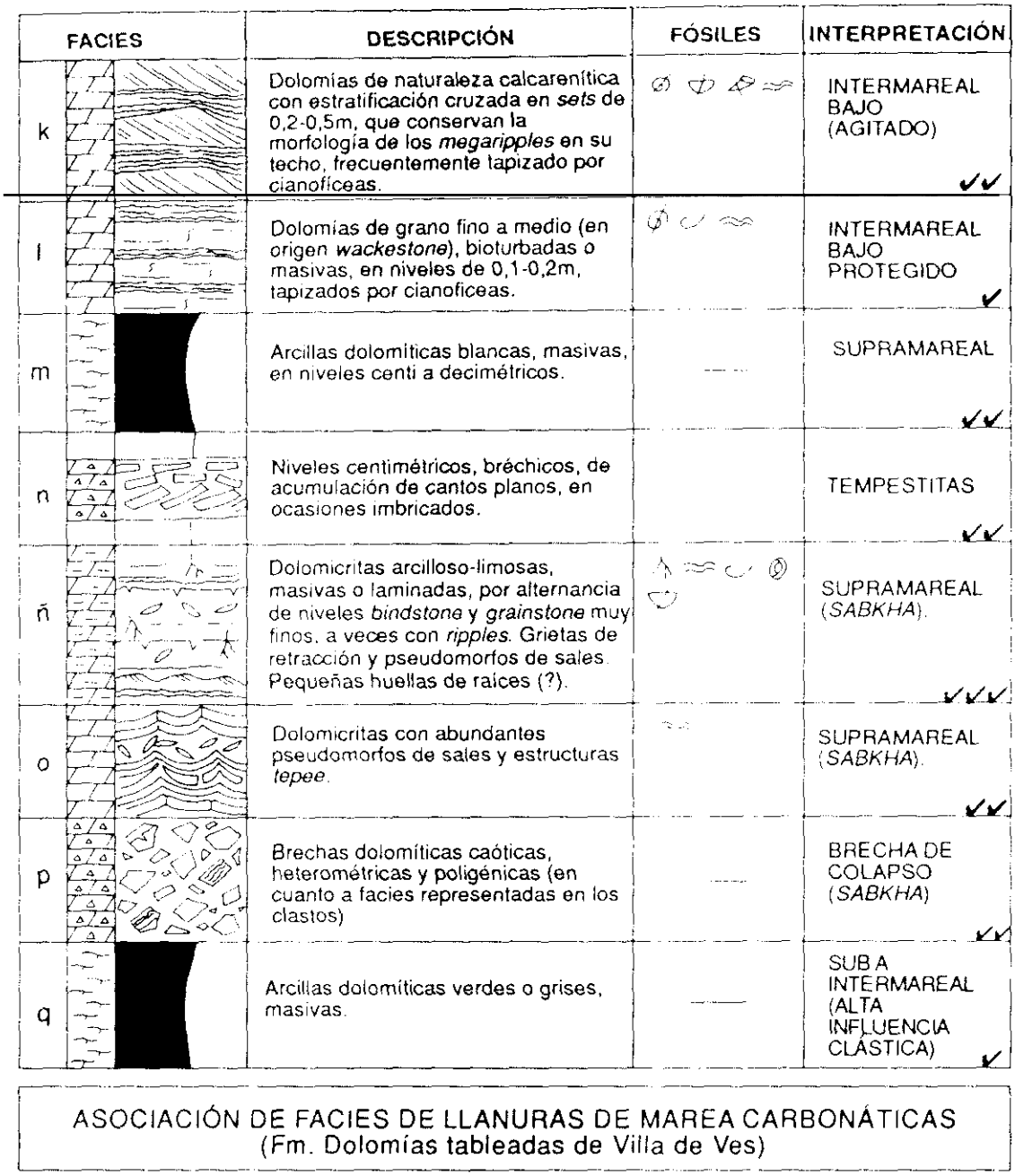


Fig. 39 (cont.)

Término "A" (depósito residual o lag*)*:

Constituye el tramo inferior de las secuencias y es frecuente que no esté bien representado. Constituye un depósito poco potente (centimétrico) básicamente formado por una acumulación lumaquélica de fragmentos de conchas (facies "a" de la Fig. 39), una brecha intraclástica (facies "b" de la

misma figura) o una combinación de ambas. Se interpreta como un nivel residual de removilización reflejo de un episodio transgresivo que se produce en la base de la secuencia.

Término "B" (término submareal):

Tiene una potencia decimétrica a métrica y está formado por una o más facies que varían notablemente según los ambientes sedimentarios: Puede estar constituido por dolomías más o menos bioturbadas (en origen biopelmicritas *wackestone-packstone*, facies "c" de la Fig. 39), dolomías (en origen *wackestone-mudstone*) con escasos fósiles y moderada bioturbación (facies "d" de dicha figura) que indican medios restringidos, o dolomías constituidas por *clusters* de abundantes rudistas (facies "e"), que reflejarían condiciones de sedimentación tranquilas y, en general, bien comunicadas; o bien por dolomías de carácter calcarenítico y estratificación cruzada con *sets* decimétricos (en origen oosparitas y bioesparitas *grainstone* y biomicritas *packstone*, facies "f" de la Fig. 39), que reflejarían ambientes con una mayor agitación.

Por otro lado, un caso un tanto especial del término "B" lo constituyen cuerpos lenticulares con techo plano (facies "g" de la misma figura), de potencias decimétricas, escasa continuidad lateral y en los que no se aprecia ningún tipo de estructuración interna (lo cual puede estar provocado por la homogeneización que supuso la dolomitización). Éstos se interpretan como el resultado de la migración y el relleno de pequeños canales que surcarían la llanura de marea. Estos canales pueden considerarse como extensiones de la zona submareal en el cinturón intermareal.

Término "C" (término intermareal):

Suele estar bien representado, alcanzando potencias que oscilan entre unos pocos centímetros a más de un metro dentro de la secuencia.

La facies más característica de este término son los niveles estromatolíticos de composición dolomicrítica y textura *bindstone*, que aparecen constituyendo alternancias micro, mili o centimétricas con pasadas dolomíticas de naturaleza micrítica con algunos bioclastos y peloides o calcarenítica fina con laminación de *ripples*. Estas facies pueden ser ligeramente arcillosas o limosas y presentar pequeños cristales de yeso (o los pseudomorfos procedentes de la disolución de los mismos) intercrecidos en el

sedimento, que aparecen concentrados en determinados niveles. También es frecuente que aparezca una porosidad fenestral bastante desarrollada (facies "h", "i" y "j" de la Fig. 39).

Dentro de este término podrían a su vez reconocerse varios subtérminos: *intermareal bajo*, *medio* y *alto*, existiendo entre ellos una perfecta gradación.

En el subtérmino intermareal bajo, las intercalaciones calcareníticas pueden llegar a ser dominantes. Especialmente en los casos en los que el término submareal tiene también naturaleza calcarenítica, pueden aparecer intercalaciones de hasta quince o veinte centímetros con estratificación cruzada originada por migración de *megarripples* (facies "k" de la Fig. 39).

En otras secuencias con pocos sedimentos de tipo calcarenítico, en el subtérmino intermareal bajo puede aparecer algún nivel dolomítico de color claro e intensamente bioturbado o masivo (facies "l").

En este subtérmino y en el subtérmino medio la morfología dominante de los niveles laminados es subhorizontal o ligeramente ondulada (facies "h" y "j"), y en ocasiones se adaptan a la morfología de los cuerpos intercalados calcareníticos. Frecuentemente se encuentran disectados por grietas de retracción de tamaño muy variable y puntualmente, por pequeños tubos verticales de bioturbación.

En el subtérmino alto son también dominantes los niveles estromatolíticos subhorizontales, aunque también se encuentran, de modo subordinado, formas estromatolíticas corrugadas y dómicas (facies "i"), comparables a las LLH-S de Logan *et al.* (1964).

Son asimismo frecuentes los niveles de concentración de cantos planos (litoclastos individualizados por desecación de la superficie del sedimento) que frecuentemente aparecen imbricados. Se interpretan como el resultado de la removilización y acumulación del sedimento en momentos de elevada agitación, que tienen lugar durante inundaciones esporádicas relacionadas con tormentas ("tempestitas") (facies "l").

Término "D" (término supramareal):

Alcanza potencias decimétricas y presenta un tránsito gradual sobre el término anterior. Suele tener un aspecto lajeado y un tacto pulverulento. Está constituido por dolomicritas arcilloso limosas de color crema claro a blanco amarillento (facies "ñ"), que frecuentemente presentan una fina laminación, dada por la alternancia micro a milimétrica de niveles dolomicríticos (*mudstone* con escasos miliólidos y otros bioclastos de pequeño tamaño), estromatolíticos (*bindstone* de cianofíceas, de color más oscuro por presentar cierta proporción de materia orgánica) y calcareníticos (*grainstone* peloidales de grano muy fino y ocasionalmente con *ripples*). En menor proporción, se encuentran niveles de arcillas dolomíticas (facies "m").

Frecuentemente esa laminación aparece truncada por grandes grietas de retracción y algunas huellas de raíces de pequeño tamaño. En relación con las primeras se desarrollan abundantes cantos planos que pueden ser retrabajados y acumulados durante las tormentas, como ya se ha descrito para el término intermareal (facies "n").

Es típico también de este término el crecimiento intersticial de sales (yeso) asociado a procesos de sobresaturación por evaporación del agua del sedimento. Este proceso es desplazativo y puede destruir la textura original del sedimento (facies "o").

De estas facies y ambientes son también características las estructuras de tipo *tepee*. Son antiformas irregulares con el ápice anguloso que presentan dimensiones de hasta varios metros de longitud de onda y que pueden levantarse varios decímetros del nivel del suelo. La génesis de estas estructuras, discutida por Assereto y Kendall (1977) y más recientemente por Kendall y Warren (1987) está relacionada con zonas emergidas que presentan la lente freática marina (agua salada) a poca profundidad.

Un término "D" muy especial lo constituyen paquetes de brechas dolomíticas, de aspecto caótico, con clastos heterométricos que son fragmentos, siempre muy angulosos, de cualquiera de las otras facies descritas en la asociación, si bien son dominantes las correspondientes a los términos inter o supramareales (niveles estromatolíticos, *tepees*...) (facies "p"). La matriz que rodea los cantos es un cemento esparítico posterior. Siguiendo la clasificación de Morrow (1982) estas brechas son *cemented, crackle to rubble*

packbreccia. En conjunto, estos niveles se interpretan como *brechas de colapso*, producidas por el derrumbamiento parcial de la serie relacionado con la disolución de los niveles de sales generados en las zonas supramareales, ocasionada por la percolación de aguas subsaturadas.

Una variación general a los modelos de secuencias propuestos viene dado por la llegada de aportes terrígenos finos desde el continente, en cantidades suficientes como para que los términos inter y supramareal tengan una composición margosa o arcilloso-dolomítica (facies "q" de la Fig. 39).

En conjunto la superposición de estos términos refleja una tendencia de somerización. En función de la naturaleza de los términos que componen las secuencia se definen los tipos I, II, III, IV, V o VI (Fig. 40).

Las dos primeras presentan el término submareal de baja energía: son asimilables a las secuencias de somerización de tipo *muddy* de James (1984a).

La tercera tiene el término submareal de composición calcarenítica, reflejando condiciones de agitación elevada: es asimilable a la secuencia de tipo *grainy* de ese mismo autor.

En la cuarta, el término "submareal" está formado por un cuerpo lenticular desarrollado en un canal de marea. La secuencia es comparable a las descritas por Shinn (1973) en el Golfo Pérsico.

La quinta secuencia viene definida por el desarrollo de brechas de colapso, que pueden afectar a los términos más altos de la misma o a su totalidad. Resulta asimilable al modelo de *carbonate-evaporite sequence* de James (1984a).

Por último, la secuencia VI representa la mencionada excepción al modelo general de sedimentación carbonática que caracteriza las asociaciones de facies: muestra llegadas notables de material terrígeno en suspensión desde el continente. Esta secuencia está muy subordinada.

Las asociaciones de facies, en su conjunto, permiten reconstruir grandes zonas costeras con desarrollo de llanuras de marea y sedimentación casi exclusivamente carbonática. Dentro de estos sistemas se reconocen tres grandes dominios:

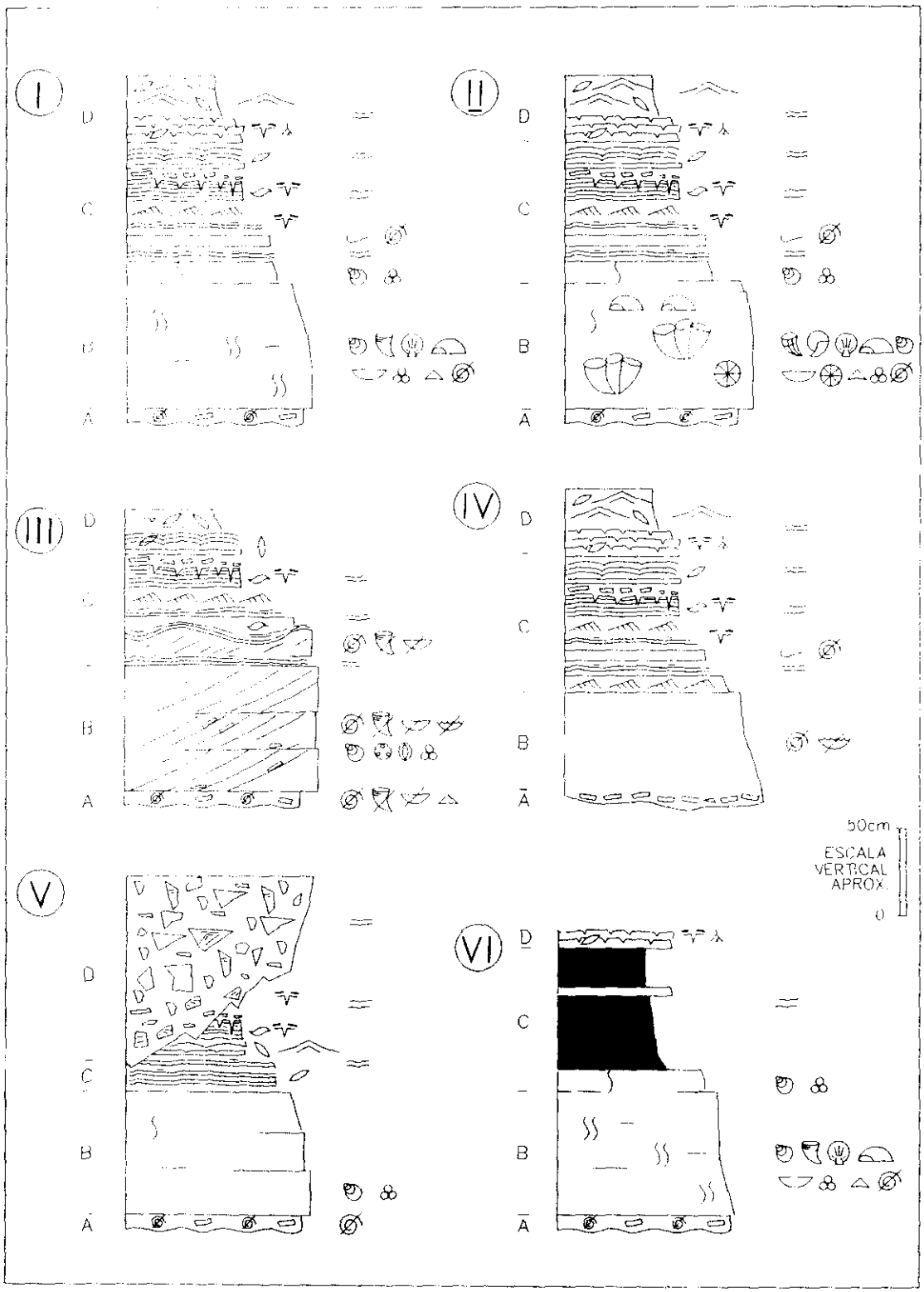


Fig. 40 : Principales tipos de secuencias elementales de somerización hacia techo encontrados en la asociación de facies de llanuras mareales carbonáticas (Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves).

El dominio submareal, permanentemente sumergido y somero. Sus límites vienen marcados, hacia mar abierto, por un tránsito gradual con los sistemas de plataforma media, y hacia tierra, por el paso a la franja que constituye el dominio intermareal. Dentro del mismo se produce una sedimentación carbonática bajo condiciones dominantes de baja energía y un desarrollo importante de comunidades bentónicas ricas en organismos estenohalinos. Únicamente en las zonas más internas, donde la influencia de las zonas emergidas es mayor y la comunicación con mar abierto menor, se pudieron alcanzar condiciones de salinidad anormalmente elevada que condicionaron la existencia de una biota más limitada.

Un caso especial viene representado por la sedimentación de cuerpos calcareníticos en áreas submareales someras (a intermareales bajas) en períodos en los que la costa presenta un régimen hidrodinámico de mayor energía, posiblemente en relación con una menor protección ejercida por el margen de la plataforma que a su vez podría estar relacionada con subidas relativas del nivel del mar (ver apartado 5.2.8).

El dominio intermareal representa una franja comprendida entre los otros dos dominios. La gran importancia que adquieren las facies típicas de estos ambientes nos revela la existencia de un rango mareal importante que, al actuar sobre zonas de escaso desnivel topográfico, provoca el desarrollo de extensas zonas intermareales.

En esas áreas es característico el desarrollo de velos de algas cianofíceas, que alcanzan una gran dispersión, estando presentes, en función de las facies a las que se asocian, en toda la franja intermareal.

Siguiendo las ideas de Garret (1970), el hecho de que éstos se encuentren también en los tramos más bajos de la misma, que permanecen sumergidos la mayor parte del tiempo, denotaría la existencia de condiciones ecológicas poco propicias para el desarrollo de organismos pastadores (*grazers*) que, si existiesen, devorarían estos tapices impidiendo su crecimiento.

Este aspecto podría estar relacionado con la elevada salinidad que pudo tener el agua de estas zonas. Este hecho está apoyado también por la presencia de abundantes seudomorfos de sales en el sedimento de las zonas intermareal media y alta. Otra observación importante que corrobora esta hipótesis es la casi total ausencia de huellas de bioturbación en todas las facies descritas como intermareales. El sedimento preserva una fina laminación que resulta de la alternancia de episodios

en general prolongados con desarrollo estromatolítico y de etapas mucho más cortas, esporádicas, asociadas posiblemente a tormentas o a mareas vivas, en la que se produce una sedimentación fundamentalmente de tipo calcarenítico de material arrastrado desde la zona submareal.

En relación con estos episodios y en las áreas más altas de la franja intermareal también es frecuente el retrabajamiento de cantos planos, que son transportados y resedimentados por las corrientes. Este tipo de alternancias se han descrito en llanuras de marea áridas actuales (Purser, 1980).

De igual modo, cabe señalar que la franja intermareal aparece surcada por escasos canales mareales, que además tienen dimensiones relativamente pequeñas.

Por último, en la zona supramareal actúan los mismos procesos que en las intermareales más altas, si bien los niveles de tormenta son menos importantes y las señales de exposición subaérea denotan largos períodos de emersión. Los sedimentos que se generan son el resultado de la combinación de distintos procesos sedimentarios que alternan en el tiempo: desarrollo de facies estromatolíticas, llegada de depósitos desde el mar durante tormentas y ciertos aportes continentales, reflejados en la presencia de terrígenos finos.

La progradación de la zona intermareal sobre la submareal, deja tras de sí extensas zonas con tasas de sedimentación más reducidas y en las que, debido a las condiciones dominantes de aridez, se produce, por evaporación de las aguas intersticiales, el crecimiento desplazante de evaporitas en el seno del sedimento, dentro de ambientes de tipo *sabkha* comparables a los que hoy se encuentran en Abu Dhabi (síntesis en Kendall, 1984). La recarga de agua de estas zonas se produce en su mayor parte por ascenso capilar o por percolación durante las inundaciones producidas en momentos de tempestades y, en menor medida, por lluvias. El crecimiento de cristales de sales no es el único proceso diagenético temprano importante que se produce en estas zonas: la dolomitización viene favorecida por el medio hidrogeoquímico que se genera en estos ambientes (ver apartado 5.1.7. *Diagéneis*).

En definitiva, las asociaciones de facies descritas reflejan una génesis en medios litorales con baja energía dominante, en los que se produce una sedimentación esencialmente carbonática que está muy controlada en gran medida por el régimen mareal. Este induce el desarrollo de extensas llanuras de marea en las que, bajo las constantes climáticas existentes, muy áridas y cálidas, las franjas

inter y supramareal aparecen surcadas por escasos canales y se desarrollan ambientes de tipo *sabkha*, con importante generación de evaporitas. En todos estos medios los episodios de tormentas tienen una gran relevancia en la sedimentación.

En cuanto al origen de estas secuencias elementales de somerización hacia techo existen distintas hipótesis que difieren en el factor fundamental de control en el desarrollo de las mismas. Por un lado Anderson y Goodwin (1980), Read *et al.* (1986), Goodwin y Anderson (1985) y Strasser (1988), entre otros, abogan por un control eustático (variaciones del nivel del mar de alta frecuencia, en relación con los ciclos de Milankovitch), mientras que Ginsburg (1971) considera que la propia producción carbonática del sistema deposicional bajo un incremento uniforme del nivel relativo del mar es capaz de producir una secuencialidad como la descrita. Por otro lado, James (1984a) y Pratt y James (1986) consideran que las secuencias elementales pueden ser el resultado de la migración autocíclica de las zonas emergidas (islas) sobre las zonas sumergidas, dentro de sistemas litorales con un mosaico de subambientes, como respuesta a los cambios en las condiciones hidrodinámicas a lo largo del tiempo, sin que éstas sean necesariamente producidas por variaciones del nivel del mar. Con los datos de que se dispone actualmente es difícil inclinarse por cualquiera de las hipótesis, si bien algunos aspectos resultan significativos y podrían apoyar la idea de un origen alocíclico, controlado por variaciones relativas del nivel del mar:

.Las secuencias se generaron sobre áreas muy extensas, que no sólo abarcan el Altiplano, sino otras áreas del Prebético y del Dominio de Albacete y la totalidad de la Cordillera Ibérica Meridional. En este marco es difícil explicar la progradación global de las zonas supramareales sobre las submareales considerando la producción - sedimentación de carbonato como única responsable (modelo de Ginsburg, 1971).

.Las secuencias elementales tienen potencias medias superiores a 1m y una gran continuidad lateral (se siguen, al menos, a lo largo de varios kilómetros). Este hecho no parece apoyar la idea de la migración de "islas" dentro de sistemas de mosaico, tal y como postulan James (1984a) y Pratt y James (1986).

b. Asociación de facies de plataforma interna - media carbonatada.

Los afloramientos de la Formación Dolomías Tableadas de Villa de Ves correspondientes a esta secuencia deposicional, presentan, en el Sector Meridional (columnas de Sierra Larga y Santa Ana) una asociación de facies que permite caracterizar ambientes sedimentarios de plataforma carbonatada interna - media.

Precisamente es en ese sector donde queda plasmado el tránsito lateral entre la Formación Villa de Ves y la Formación Dolomías de Alatoz. En esta última, la mencionada asociación tiene una gran importancia, tal y como se describe en el apartado 5.2.4.4. Las características de esta asociación y del sistema sedimentario que permite reconstruir se han expuesto ya dentro de ese apartado.

5.2.5. PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DE DEPÓSITO

A partir del análisis sedimentológico, de la realización de diferentes paneles de correlación (Figs. 41a, 41b, 41c y 41d) y de los mapas de paleogeográficos (Fig. 42), entre otros aspectos, se deduce la existencia de diferentes etapas en la evolución de la secuencia deposicional:

5.2.5.1. Etapa inicial de sedimentación continental

La secuencia deposicional se inicia con una sedimentación de naturaleza siliciclástica (Fm. Arenas de Utrillas) desarrollada fundamentalmente dentro de un extenso sistema fluvial de baja sinuosidad (*braided*) y con carga de fondo casi exclusivamente arenosa. Estos sistemas representan la parte distal de un gran aparato aluvial cuyas zonas proximales, caracterizadas por el desarrollo de abanicos o sistemas *braided* conglomeráticos, se situaron fuera del Altiplano de Jumilla - Yecla y en áreas próximas a la Meseta, como el sector de Tobarra - Peñas de San Pedro (Albacete), donde se describen grandes masas de conglomerados (Mb. Conglomerados y Arenas de Peñas de San Pedro, de Vilas *et al.*, 1982c) correlacionables con la base de la secuencia.

La distribución espacial de los principales sistemas de depósito en esta etapa inicial se esquematiza en la Fig. 42a. En la misma se aprecia el gran desarrollo de la sedimentación continental en todo el Altiplano. Sólo en las áreas más surorientales se llegaron a generar sistemas costeros, también con sedimentación siliciclástica.

Estos sistemas presentan una primera etapa progradante, reflejada en las tendencias granocreciente y estratocreciente descritas en la parte inferior de la Formación Arenas de Utrillas.

5.2.5.2. La instalación de sucesivas rampas carbonatadas

A esa primera etapa progradante le sigue otra de naturaleza retroactiva, reflejada en una disminución paulatina del tamaño de grano, y que puede relacionarse con un amortiguamiento en el volumen de erosión de la roca madre conforme el relieve sufre una progresiva denudación, pero que sobre todo parece relacionado con una importante subida relativa del nivel del mar, que provocaría un fuerte reajuste en el nivel de base de los sistemas fluviales y una inflexión en sus tendencias evolutivas.

Esta subida del nivel del mar conlleva la instalación de sistemas costeros marinos dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla. Dependiendo de las zonas geográficas (en función del volumen de terrígenos que los sistemas fluviales sigan aportando en cada una de ellas y de su altitud relativa) se desarrollan sistemas que van desde siliciclásticos puros a carbonáticos puros y desde mareales a marinos someros (plataforma interna).

El cese de flujo terrígeno unido a la invasión marina permite, bajo unas condiciones climáticas favorables, el desarrollo de sedimentos carbonáticos. El arraigo de este tipo de sedimentación se inicia frecuentemente por la colonización del substrato arenoso (desfavorable para el desarrollo de gran parte del *benthos* con concha calcárea) por acumulaciones de ostreidos u otros bivalvos, que llegan a crear un auténtico tapiz basal en estas plataformas y fijan el substrato sobre el que se desarrollarán otros organismos.

La sedimentación que se produce en este conjunto de sistemas tiene su reflejo en la Formación Jumilla, formada por tres paquetes carbonáticos (que constituyen los miembros Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca) y dos términos terrígenos intercalados de composición y potencia muy variable. Esta formación presenta un cambio lateral, hacia el noroeste (es decir, hacia la Meseta) con la Formación Arenas de Utrillas, que se refleja en el acuñamiento y desaparición de los miembros carbonáticos. Ésta se puede apreciar en los diferentes paneles de correlación (Figs. 41a, 41b, 41c y 41d) y en los mapas paleogeográficos de la Fig. 42.

El primero de ellos (Mb. Calizas de la Rosa) es el que tiene menor entidad, tanto en extensión como en potencia (Fig. 42b). Su zona de existencia se restringe a los sectores Suroriental, Meridional y Central del Altiplano.

El segundo (Miembro Calizas de Estenas) tiene una mayor extensión y potencia (Fig. 42c): está representado en los mismos sectores que el anterior más la totalidad del Noroccidental y la parte más suroriental del Dominio de Albacete.

Por último, el Miembro Calizas de la Bicuerca es extensivo sobre los otros dos y se encuentra representado en todos los sectores del Altiplano a excepción de las áreas más occidentales del Dominio de Albacete, donde la Formación Jumilla desaparece totalmente por paso lateral a la Formación Utrillas (Fig. 42d).

Cada uno de estos miembros representa el desarrollo de una plataforma carbonatada dentro de un episodio evolutivo concreto, que tiene su reflejo en una mesosecuencia (ver apartado 5.2.8). La instalación de la plataforma se inicia con un evento transgresivo que induce una progresiva y rápida disminución de los aportes terrígenos y, simultáneamente, el desarrollo de medios marinos someros carbonatados, aunque en los momentos iniciales tienen aún carácter mixto.

Dentro de cada miembro, queda reflejada, desde la base y hacia techo, una tendencia de apertura en las facies: progresivamente se alcanzan condiciones más abiertas, aunque siempre muy someras: sobre las facies de medios internos (llanura de marea, generalmente de naturaleza mixta, o *lagoon*) dominantes en los tramos basales se encuentran cuerpos calcareníticos y/o arrecifales típicos de zonas más externas.

Esta tendencia de apertura se mantiene hasta casi el techo de cada miembro, donde se produce un cambio hacia facies nuevamente más litorales, que

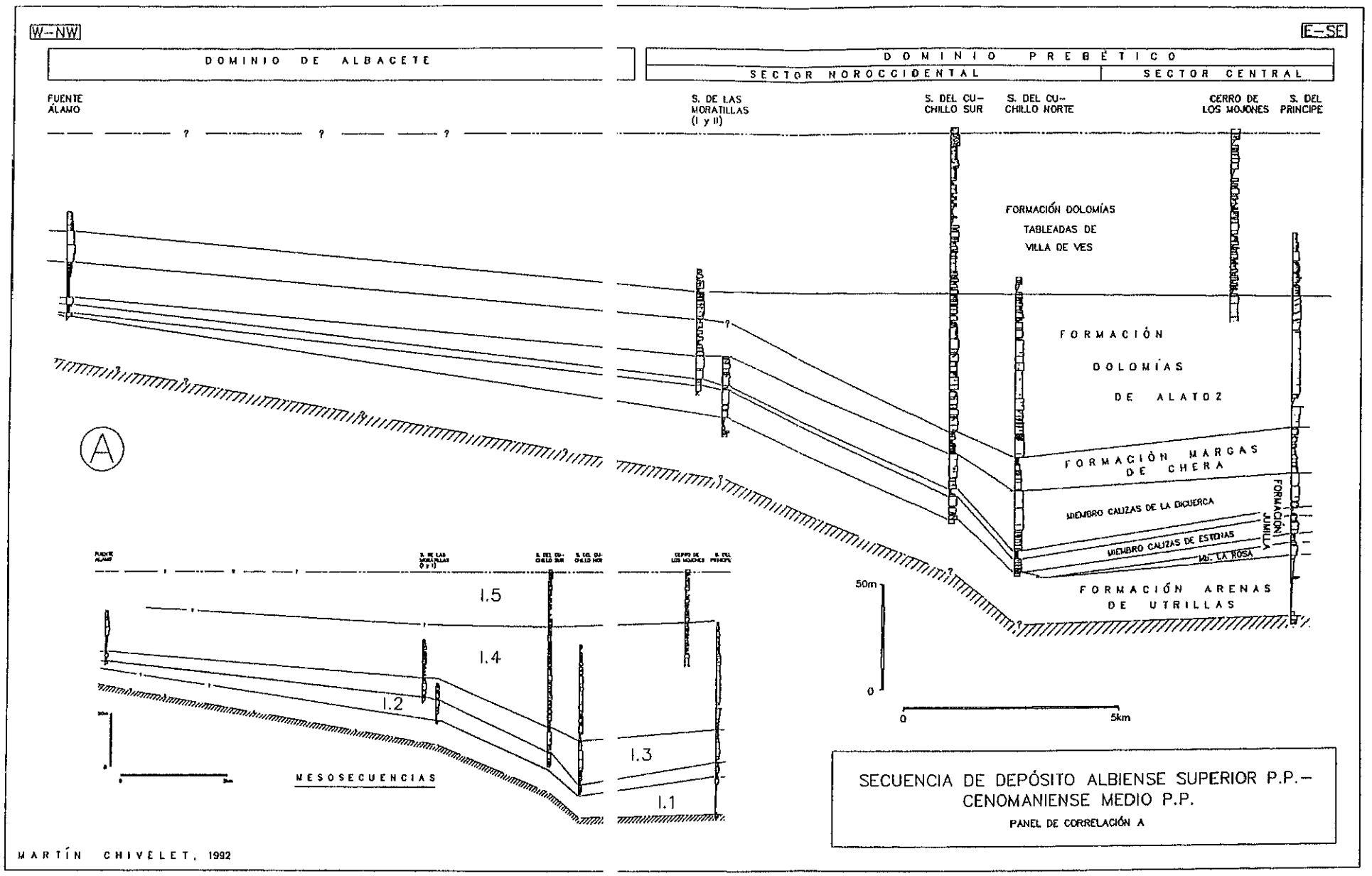

W-NW
E-SE
DOMINIO DE ALBACETE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
FUENTE ÁLAMO
S. DE LAS MORATILLAS (I y II)
S. DEL CU-CHILLO SUR
S. DEL CU-CHILLO NORTE
CERRO DE LOS MOJONES
S. DEL PRINCIPE
FORMACIÓN DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VES
FORMACIÓN DOLOMÍAS DE ALATOZ
FORMACIÓN MARGAS DE CHERA
MIEMBRO CALIZAS DE LA DIGUERCA
MIEMBRO CALIZAS DE ESTENAS
Mb. LA ROSA
FORMACIÓN JUMILLA
FORMACIÓN ARENAS DE UTRILLAS
A
50m
0
0
5km
1.5
1.4
1.2
1.3
1.1
MESOSECUENCIAS
SECUENCIA DE DEPÓSITO ALBIENSE SUPERIOR P.P.-CENOMANIENSE MEDIO P.P.
PANEL DE CORRELACIÓN A
MARTÍN CHIVELET, 1992

Fig. 41a

W–NW

DOMINIO DE ALBACETE

SEC

D O M I N I O P R E B É T I C O

OR NOROCCIDENTAL | SECTOR CENTRAL | SECTOR SI

FUENTE ÁLAMO

MADROÑO

ORRÓN DEL UERTO

SIERRA DE LA MAGDALENA

UMBRÍA DE LA PAVA

?

?

FORMACIÓN DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VES

FORMACIÓN DOLOMÍAS DE ALATOZ

FORMACIÓN MARGAS DE CHERA

MIEMBRO CALIZAS DE LA BICUERCA

MIEMBRO CALIZAS DE ESTENAS

FORMACIÓN ARENAS DE UTRILLAS

Mb. LA ROSA

B

1.5

1.4

1.3

1.2

1.1

50m

0

0

5km

MESOSECUENCIAS

SECUENCIA DE DEPÓSITO ALBIENSE SUPERIOR P.P.– CENOMANIENSE MEDIO P.P.

PANEL DE CORRELACIÓN B

MARTÍN

Fig. 41b

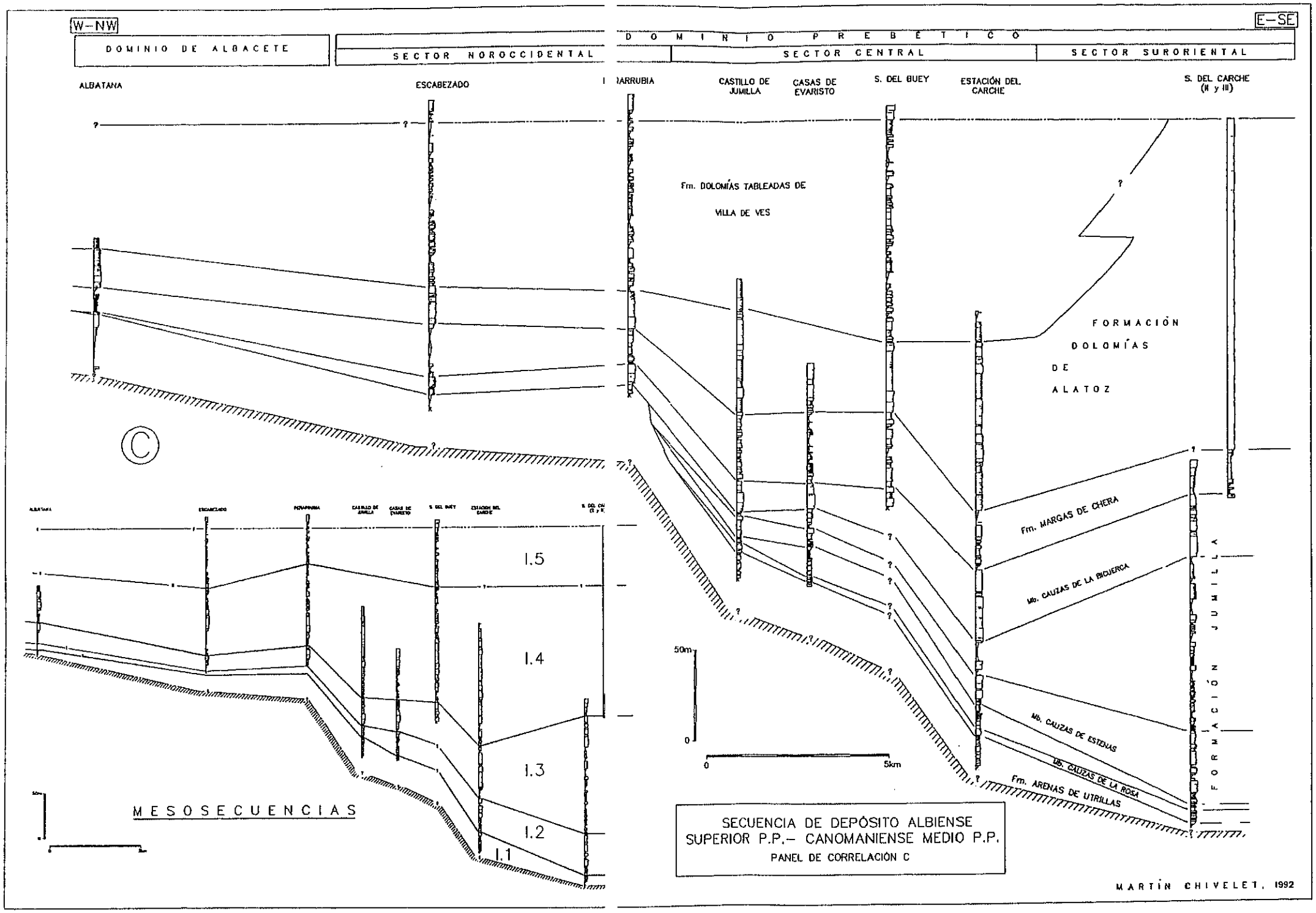

W-NW
E-SE
DOMINIO DE ALBACETE
SECTOR NOROCCIDENTAL
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR CENTRAL
SECTOR SURORIENTAL
ALBATANA
ESCABEZADO
PONTERRUBIA
CASTILLO DE JUMILLA
CASAS DE EVARISTO
S. DEL BUEY
ESTACIÓN DEL CARCHE
S. DEL CARCHE (II y III)
Fm. DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VES
FORMACIÓN DOLOMÍAS DE ALATOZ
Fm. MARGAS DE CHERA
Mb. CALIZAS DE LA BIQUERCA
Mb. CALIZAS DE ESTENAS
Mb. CALIZAS DE LA ROSA
Fm. ARENAS DE UTRILLAS
FORMACIÓN JUMILLA
50m
0
0
5km
1.5
1.4
1.3
1.2
1.1
MESOSECUENCIAS
SECUENCIA DE DEPÓSITO ALBIENSE SUPERIOR P.P.– CANOMANIENSE MEDIO P.P.
PANEL DE CORRELACIÓN C
MARTÍN CHIVELET, 1992

Fig. 41c

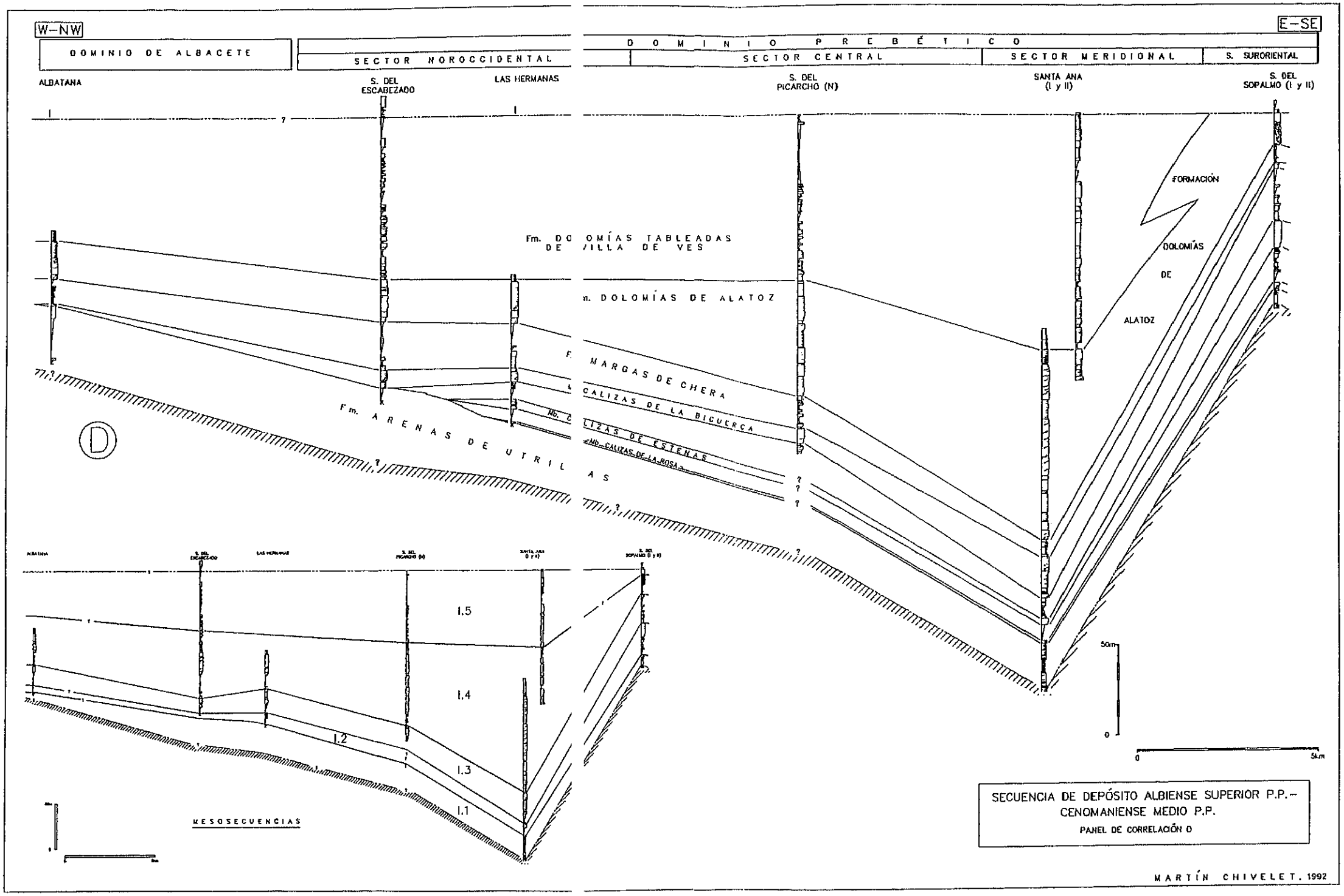

W-NW
E-SE
DOMINIO DE ALBACETE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
SECTOR MERIDIONAL
S. SURORIENTAL
ALBATANA
S. DEL ESCABEZADO
LAS HERMANAS
S. DEL PICARCHO (N)
SANTA ANA (I y II)
S. DEL SOPALMO (I y II)
Fm. DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VES
n. DOLOMÍAS DE ALATOZ
MARGAS DE CHERA
CALIZAS DE LA BIGUERCA
LIZAS DE ESTENAS
«Mb. CALIZAS DE LA ROSA»
Fm. ARENAS DE UTRIL
AS
FORMACIÓN
DOLOMÍAS
DE
ALATOZ
D
50m
0
0
5Km
I.5
I.4
I.2
I.3
I.1
MESOSECUENCIAS
SECUENCIA DE DEPÓSITO ALBIENSE SUPERIOR P.P.– CENOMANIENSE MEDIO P.P.
PANEL DE CORRELACIÓN D
MARTÍN CHIVELET, 1992

Fig. 41d

frecuentemente presentan señales de emersión. Esta tendencia de cierre sobrepasa el límite superior del miembro y tiene su continuación en la base del tramo terrígeno que se encuentra sobre él. La llegada (en proporciones muy variables según los puntos) de material terrígeno procedente del continente está asociada a reactivaciones del área fuente, a su vez relacionada con un proceso regresivo. La tendencia de colmatación que ahora muestra la sucesión de facies conduce a la instalación de medios de sedimentación de llanuras de marea principalmente.

Dependiendo del sector donde nos encontremos, el episodio evolutivo que se describe puede culminar con un evento de emersión o sedimentación continental dominante, previo al desarrollo de la siguiente mesosecuencia.

En conclusión, cada uno de los miembros de la Formación Jumilla representa la instalación de una plataforma carbonatada cuyo modelo sedimentario se asimila al de una rampa, en el sentido de Ahr (1973), Read (1985) y Tucker (1985). Dentro del mismo, todas las facies descritas se habrían generado en tres cinturones en general mal definidos y estructurados, y que, de más internos a más externos son: un cinturón mareal poco desarrollado y en gran medida controlado por la llegada de terrígenos; una rampa interna con depósito de facies lagunares, en general bien comunicada con mar abierto; y un cinturón calcarenítico de alta energía. De acuerdo con esta disposición de cinturones, el modelo es asimilable a la rampa con complejo de banco-barrera (*barrier-bank complex*) de Read (1985).

Hacia mar abierto, fuera ya de la región del Altiplano de Jumilla - Yecla, estas facies típicas de zonas someras pasan gradualmente a sedimentos propios de áreas más profundas. Así, en el sector de Moratalla (Prebético meridional - Subbético), geográficamente casi cien kilómetros más al sur, este tránsito queda reflejado en los depósitos de las Formaciones Canara (Hoedemaeker, 1973) y Represa (van Veen, 1969), cuyas edades son equivalentes a la Formación Jumilla.

La Formación Canara, se define en el Prebético más meridional, y está constituida por una alternancia de margas arenosas y calizas margosas con abundantes foraminíferos planctónicos, si bien también se encuentran varios paquetes de calizas con abundantes oolitos y orbitolínidos. Su génesis tuvo lugar posiblemente dentro de las zonas más externas de la rampa carbonatada, con batimetrías que superan el nivel de base del oleaje.

La segunda aflora en sectores más meridionales (Subbético más septentrional) y tiene una composición más homogénea: está compuesta únicamente por margas y

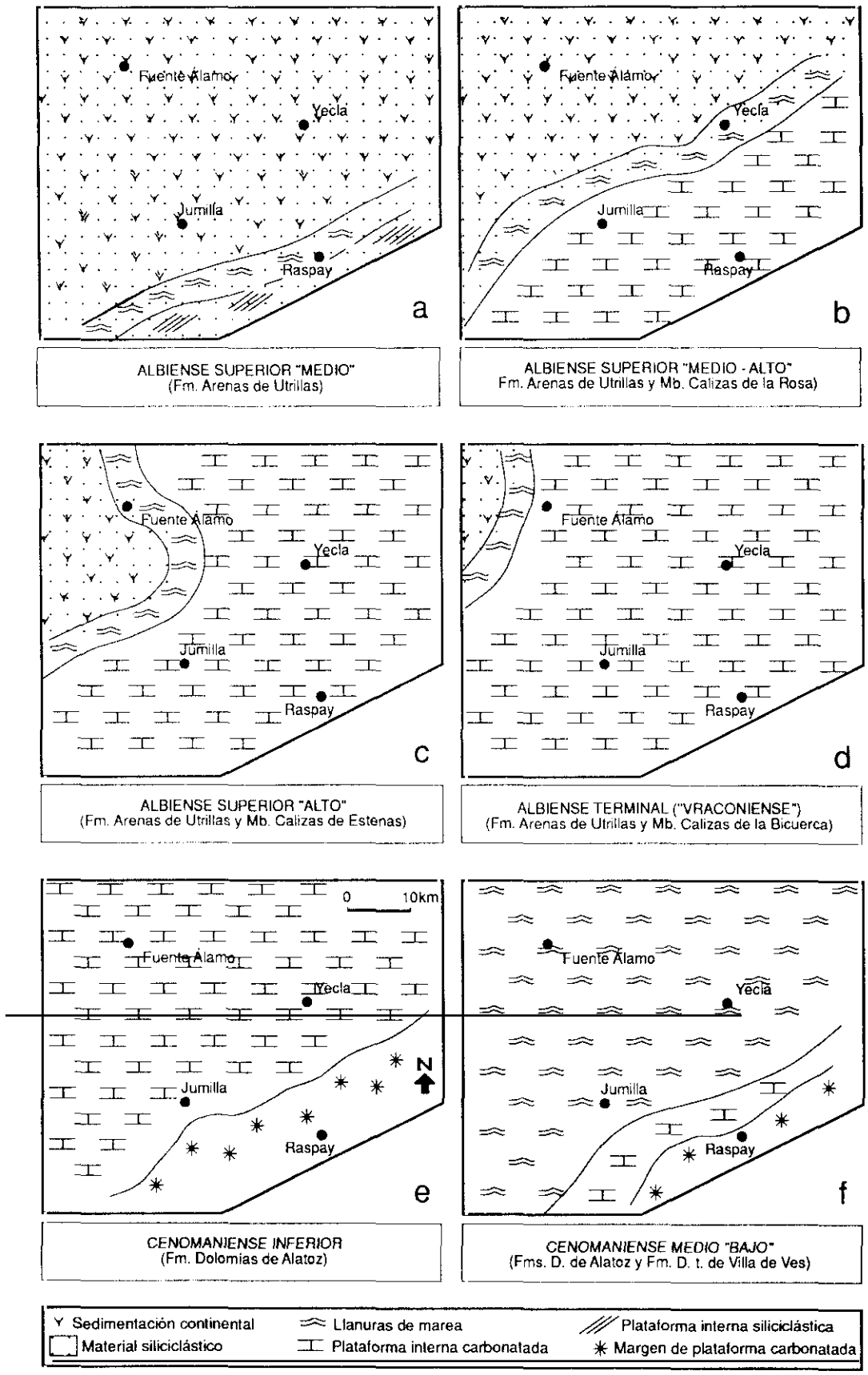


Fig. 42 : Mapas paleogeográficos para la región del Altiplano durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional I.

calizas margosas con ammonites, calcisferas y abundantes foraminíferos planctónicos, que se generaron en zonas aún más abiertas que la anterior unidad.

Este mismo tránsito progresivo hacia las facies abiertas se produce en otros sectores de las Béticas, como el Prebético de Alicante (Leret *et al.*, 1982).

Otro aspecto que apoya la adopción de este modelo es la práctica ausencia de brechas, *slumps* y facies turbidíticas (características de las plataformas *rimmed* y raras en las rampas), de edad Albiense superior alto en las series del Subbético de los sectores más afines al Altiplano (Hoedemaeker, 1973; y otros). Este hecho permite interpretar la inexistencia de una ruptura brusca en la pendiente de la rampa aún en sus zonas más distales, aspecto que nos conduce a asimilar éstas con las rampas homoclinales (sin ruptura de pendiente distal) de Read (1985).

La instalación de estas rampas carbonatadas que tiene lugar dentro del Albiense superior - Cenomaniense basal refleja en su conjunto un gran episodio transgresivo que, sin embargo, no se produce de una forma lineal, sino en tres impulsos sucesivos y separados por intervalos menores de tipo regresivo.

5.2.5.3. Evolución de rampa carbonatada a plataforma *rimmed*.

Esta gran etapa transgresiva tiene aún su continuación dentro del Cenomaniense inferior: en los tramos supreriores de la Formación Margas de Chera y en los tramos basales de la Formación Dolomías de Alatoz.

La primera de esas unidades representa, dentro de la secuencia deposicional, la última llegada importante de terrígenos desde el continente. Éstos se depositaron en ambientes que oscilan entre mareales y marinos someros y reflejan dos episodios evolutivos bien diferenciados: el primero de ellos representa el final de la mesosecuencia precedente, que se traduce en la progradación de ambientes restringidos sobre los más abiertos del techo del Miembro Calizas de la Bicuerca; mientras que el segundo marca, con una tendencia de progresiva apertura, el inicio de la transgresión que va a controlar la instalación de la plataforma carbonatada representada en la Formación Dolomías de Alatoz y la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves.

La base de la Formación Dolomías de Alatoz, presenta un tránsito con los terrígenos de la Formación Margas de Chera que es plenamente comparable con el que se produce entre la base de los Miembros Calizas de la Rosa, Calizas de Estenas y Calizas de la Bicuerca y los tramos terrígenos que los preceden.

Sin embargo, en esta ocasión la invasión marina es mucho más importante: cubre la totalidad del Altiplano de Jumilla - Yecla (Fig. 42e) y se prolonga hacia la Meseta, al menos hasta la región de Chinchilla, donde Giménez (1987) describe una Formación Dolomías de Alatoz muy poco desarrollada y apoyada directamente sobre los sedimentos continentales de la Formación Arenas de Utrillas.

Este evento transgresivo condiciona el desarrollo de una vasta rampa carbonatada abierta hacia el sureste, que no va a presentar la misma distribución de cinturones de facies que las descritas para los miembros carbonáticos de la Formación Jumilla.

Los tramos basales de la Formación Dolomías de Alatoz no reflejan la existencia de cinturones de facies bien definidos sino que toda la región del Altiplano queda cubierta por una extensa franja calcarenítica. Fuera de la misma, hacia el noroeste, esa franja deja paso únicamente a un estrecho cinturón mareal, sin que lleguen a desarrollarse ambientes de tipo *lagoon* entre las barras y la costa. Solamente en las zonas de sombra que se generan entre las barras se produce una sedimentación de ambientes más tranquilos. De cualquier modo la sedimentación de los cuerpos calcareníticos es episódica y relativamente rápida, existiendo luego períodos prolongados de menor agitación en los que las barras son altamente bioturbadas.

En definitiva, la parte superior de la Formación Margas de Chera y la inferior de la Formación Dolomías de Alatoz reflejan una tendencia de apertura progresiva que define un cortejo transgresivo. Atendiendo a la distribución de facies, este cortejo representa la instalación de una plataforma de tipo rampa, comparable al modelo de *ramp with friging banks* de Read (1985). A techo del mismo, se alcanzan las condiciones de máxima marinidad dentro de la secuencia deposicional.

A partir de este intervalo inicial, la plataforma comienza a autoestructurarse, de tal manera que se van perfilando los cinturones de facies típicos de una rampa con complejos de banco-barrera y *lagoon* bien desarrollado (*barrier-bank complex*, de Read, 1985). Posteriormente, conforme la estructuración de los cinturones de

facies evoluciona, la plataforma evoluciona desde una rampa a una plataforma de tipo *rimmed* (*sensu* Ahr, 1973).

Esta progresiva transformación de la arquitectura de la plataforma está estrechamente relacionada con un cambio en la tendencia evolutiva global del marco tectosedimentario, que pasa de ser retroactiva (de apertura) a progradante (de cierre).

La alta productividad de carbonato en las zonas someras unida a una notable subsidencia regional provoca la existencia de tasas de sedimentación muy elevadas en relación con las áreas marinas más profundas. Este hecho genera un progresivo desnivel topográfico entre unas y otras zonas o lo que es lo mismo, una ruptura en la pendiente de la plataforma. Esta adquiere de este modo la geometría de un gran prisma triangular.

En esta nueva concepción los cinturones de facies están perfectamente delimitados y su distribución y extensión relativa son muy diferentes a los que se han descrito en las rampas (Fig. 42f). Ahora tenemos:

(1) una extensa llanura mareal esencialmente carbonática, de grandes dimensiones (con transversales de centenas de kilómetros) y desarrollo de ambientes dominantes de baja energía en las zonas submareales y de *sabkhas* costeras en las supramareales.

(2) una importante zona de plataforma interna - media, que tiene menores dimensiones (transversales de decenas de kilómetros) con alta producción orgánica en ambientes que van desde restringidos someros a bien comunicados y relativamente profundos (por debajo del nivel del oleaje);

(3) un margen de plataforma, de dimensiones kilométricas que constituye el dominio más característico y definitorio de la plataforma *rimmed*, y que está formado por grandes cuerpos calcareníticos y bioconstrucciones arrecifales de rudistas.

La primera de estas franjas tiene su reflejo en la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, muy bien representada en toda la región del Altiplano a excepción del Sector Meridional donde se encuentran series intermedias entre esta unidad y la Formación Alatoz, y del Sector Suroriental, donde no está representada por paso a la citada unidad.

Fuera de la región del Altiplano y hacia el Noroeste, esta unidad alcanza dimensiones de miles de kilómetros cuadrados, extendiéndose por todo el Dominio de Albacete y la Cordillera Ibérica Meridional (Vilas *et al.*, 1982c, Giménez, 1987, entre otros).

Los otros dos cinturones descritos se reconocen dentro de la Formación Dolomías de Alatoz. El primero, correspondiente a la plataforma interna - media está bien representada en la parte superior de la unidad en los diferentes sectores estudiados, mientras que la correspondiente al borde de la plataforma aparece sólo representado en los Sectores meridional, Suroriental y parte del Central.

Conviene señalar que la tendencia progradante que muestran estas dos formaciones es muy pausada, sobre todo debido a que la subsidencia, muy importante en toda la región, equilibra en gran medida la alta tasa de sedimentación carbonática.

La Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves está constituida, como hemos visto anteriormente, por el apilamiento de secuencias elementales de tipo *shallowing upwards* (*sensu* James, 1984a). A pesar de su homogeneidad, la sucesión de estas secuencias, estudiadas en detalle, muestran notables variaciones de gran importancia a la hora de recomponer las tendencias evolutivas. Son especialmente interesantes los cambios en los espesores que se producen, a lo largo de las series sedimentarias, en los términos sub, inter y supramareal de las secuencias, así como las variaciones en la naturaleza del término submareal (hecho que ya puso de manifiesto Giménez en 1987 y 1988).

El estudio estadístico de estas variaciones nos permite diferenciar dos subtramos en el conjunto de la unidad. Cada uno de ellos está fundamentalmente constituido por secuencias elementales *grainy* (de tipo III, en la Fig. 40) en la base, y por secuencias elementales *muddy* (de tipo I y II en la misma figura) en el resto del tramo. Además, dentro de cada tramo, los términos inter y supramareales de las secuencias elementales ganan en importancia hacia techo donde llegan a constituir el grueso de las mismas.

El primero de estos subtramos de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves presenta continuidad sedimentaria con el techo de la Formación Dolomías de Alatoz, mientras que el segundo, cuya base representa un salto brusco en la tendencia evolutiva general de la unidad, se interpreta como la respuesta en las llanuras de marea a una subida relativa del nivel del mar. Este salto también ha sido

detectado dentro de esta formación en la Cordillera Ibérica (Giménez, 1987, 1988). De este modo, la tendencia que describe esta unidad, aunque globalmente uniforme, se ve interrumpida por un evento transgresivo que se reconoce regionalmente.

Este tramo superior de la secuencia resulta difícil de correlacionar con otros sectores (Prebético Meridional, Subbético), con series de medios más abiertos, debido a los escasos datos que sobre los materiales del Cenomaniense inferior y medio se dispone en esas zonas. Así, en el sector de Moratalla (Prebético más meridional y Subbético) el Cenomaniense aparece muy mal representado posiblemente debido a un proceso de erosión pre-Turoniense (Hoedemaeker, 1973); de igual modo, en el sector de los Montes Universales (Subbético) este período no se ha conseguido caracterizar bioestratigráficamente en las series pelágicas (Comas, 1978). Únicamente en el Prebético de Alicante, Leret *et al.* (1982) describen series equivalentes en edad y constituidas por margas y calizas con calcisferas, foraminíferos planctónicos, equínidos y ammonites. Estos depósitos corresponden a medios de sedimentación hemipelágica y sin turbiditas, y en ellos se aprecia un progresivo enriquecimiento en carbonato hacia techo. Este hecho, con la limitación que supone el no tener más datos, podría indicar que nuestra plataforma *rimmed* es de tipo acrecional (*sensu* Read, 1982, 1985) con margen progradante (*offlap margin* de James y Mountjoy, 1983), y con un talud de pendiente muy suave, con escasa génesis de turbiditas, *slumps* y brechas intraformacionales. Modelos similares al propuesto se describen en el Cretácico de Stuart City en Estados Unidos (Wilson, 1975) y en el Silúrico de la Cuenca Michigan, también en Estados Unidos (Sears y Lucia, 1979).

5.2.5.4. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito.

En resumen, la secuencia refleja en su evolución tres grandes etapas, que van a controlar el dispositivo paleogeográfico en cada momento y que son:

1.- Durante el Albiense superior (no basal); Desarrollo de sistemas fluviales *braided* arenosos que pasan lateralmente hacia el sureste a sistemas litorales siliciclásticos (Fig. 42a).

2.- Instalación, dentro de una gran etapa transgresiva, y en impulsos sucesivos, de cuatro rampas carbonatadas abiertas hacia el sureste. La edad de este

episodio comprende parte del Albiense superior y del Cenomaniense inferior (Figs. 42b, 42c, 42d y 42e).

3.- Estructuración, a partir de la última de las rampas, de una gran plataforma *rimmed*, dentro de un cortejo sedimentario globalmente progradante - agradante. Este proceso se realiza dentro del Cenomaniense inferior - medio (Fig. 42f).

5.2.6. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

La correlación entre los diferentes cortes y columnas estratigráficas levantadas dentro del Altiplano de Jumilla-Yecla, basado en una serie de niveles cronoestratigráficos que consideramos como guía (fundamentalmente límites de mesosecuencias, ver apartado 5.2.8.1), conjuntamente con el conocimiento de los medios sedimentarios en que se generaron los diferentes depósitos (que nos reflejan las variaciones batimétricas) nos permite realizar un estudio cualitativo de la subsidencia para esta región en el intervalo en que se desarrolla la Secuencia Deposicional Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.*

Los mapas de isópacas (Figs. 43a, 43b, 43c y 43d) y los cortes seriados (Figs. 41a, 41b, 41c y 41d), permiten reconocer, para el conjunto de la secuencia una subsidencia muy marcada para toda la región que, sin embargo, es muy diferente según el sector y el intervalo de tiempo considerado.

a. Aspectos generales

.Para el conjunto de la secuencia y la totalidad del Altiplano se aprecia un incremento global en los espesores hacia el SSE. Esta directriz controla también los mayores cambios en los ambientes de depósito, pues éstos se hacen más abiertos según la misma. Esta tendencia no se produce de manera lineal, sino que puede ser muy diferente según el sector considerado:

.Así, en el sector estudiado del Dominio de Albacete, las variaciones en la subsidencia son mucho más suaves que en el Dominio Prebético. Hay que destacar las pocas diferencias que se producen en cuanto a potencias y

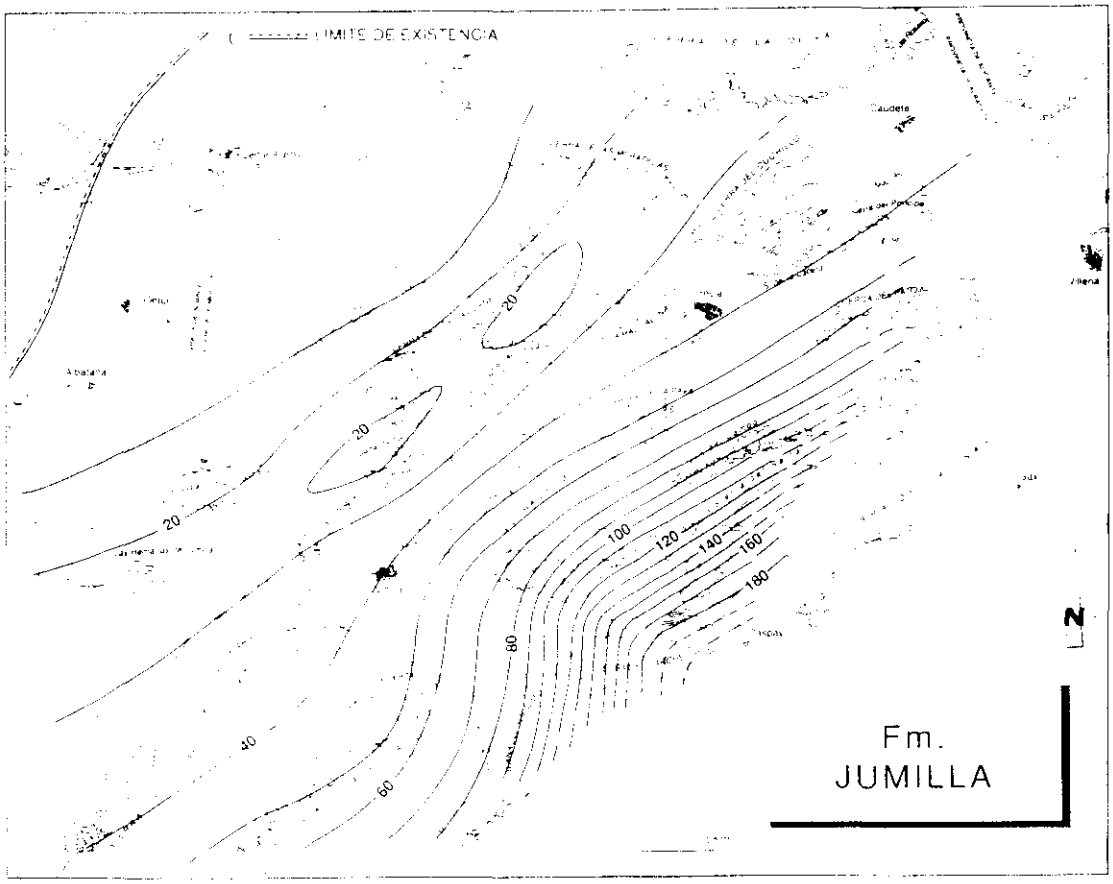


Fig. 43a : Mapa de isópacas correspondiente a la Formación Jumilla. Equidist.: 10m.

tipos de facies en este dominio. Estos aspectos reflejan una subsidencia que espacialmente es bastante uniforme y concuerdan con la idea de considerar el Dominio de Albacete como un megabloque tectónico relativamente estable, hecho que estaría relacionado con la escasa profundidad a la que se encontraba en esa región el basamento hercínico de la Meseta.

.En los sectores del Dominio Prebético, la subsidencia es mucho más importante y se reconocen fuertes variaciones en ella tanto espaciales como en el tiempo. Los valores de las potencias llegan a ser, para el conjunto de la secuencia, hasta cuatro veces mayores que las medidas en el Dominio de Albacete.

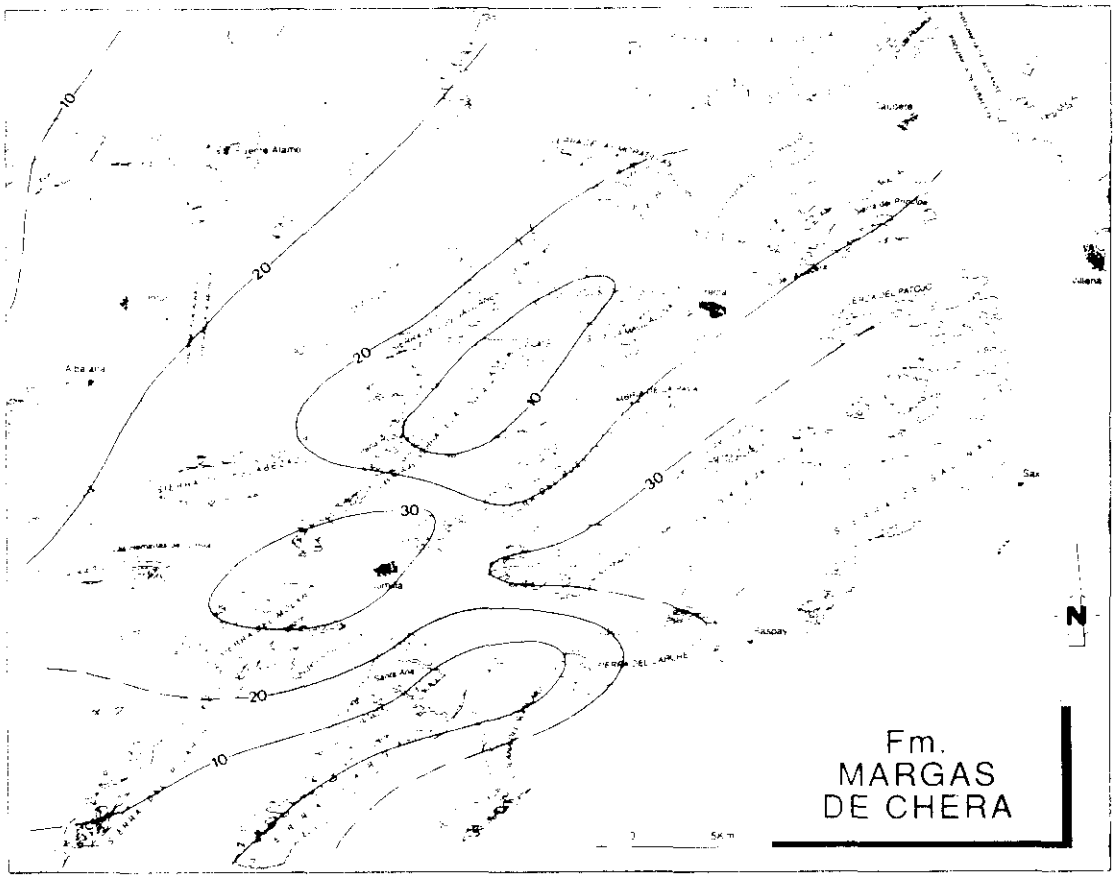


Fig. 43b : Mapa de isópacas correspondiente a la Formación Margas de Chera. Equidistancia: 10m.

b. Variaciones temporales o espaciales de la subsidencia

.Dentro del Dominio de Albacete estas diferencias son poco importantes, presentando todo el sector unas tasas bastante uniformes a lo largo del tiempo.

.Por el contrario, dentro del Dominio Prebético quedan reflejadas fuertes diferencias en las potencias globales y parciales. Este hecho denota una importante subsidencia diferencial de los bloques tectónicos durante el desarrollo de la secuencia.

.Durante el depósito de las Formaciones Arenas de Utrillas y Jumilla (Albiense inferior *p.p.*- Cenomaniense basal) la subsidencia tiene valores mínimos en la franja constituida por la Sierra de la Cingla, el Morrón del Puerto y Peña Rubia. Inmediatamente al sur de la misma se produce un incremento global en los espesores hacia el SSE, que es especialmente brusco a partir de la alineación S. del Buey - S. del Príncipe (Figs. 43a y 43b).

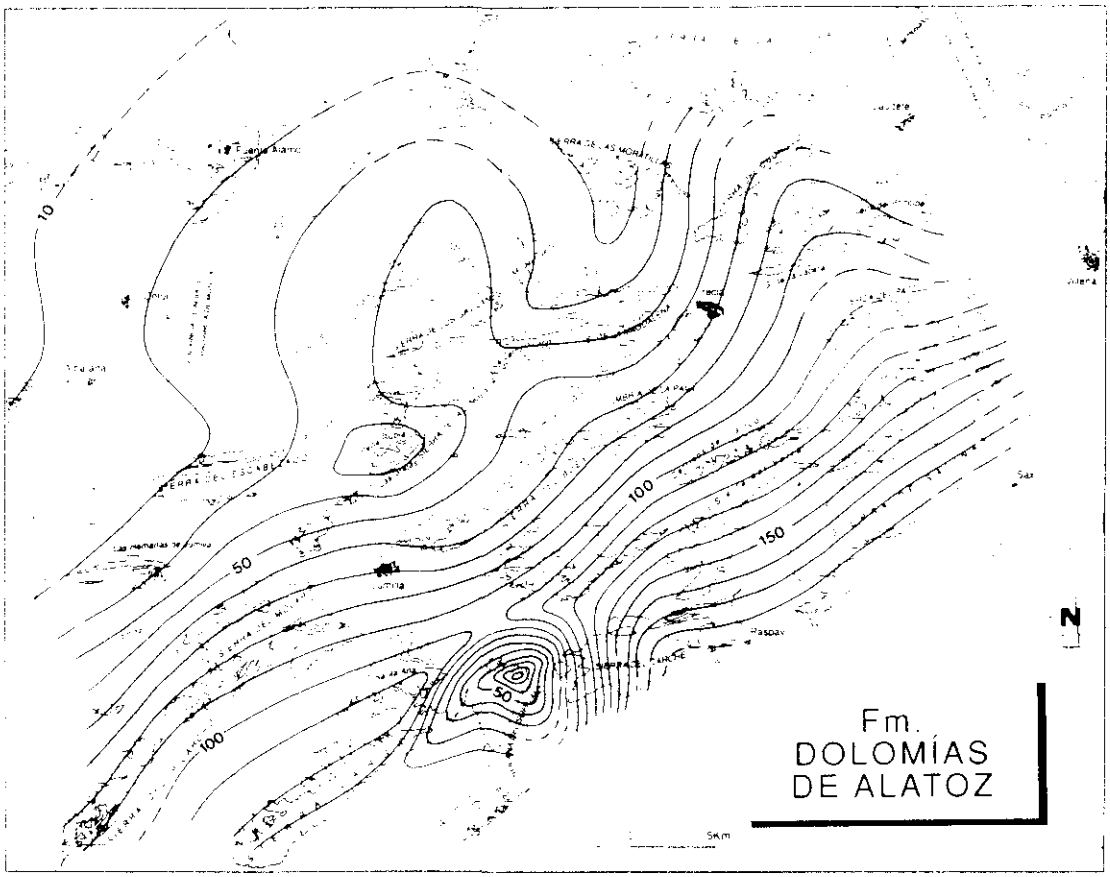


Fig. 43c : Mapa de isópacas correspondiente a la Formación Dolomías de Alatoz. Equidistancia: 10m.

.Durante el depósito de la Formación Margas de Chera, ese mínimo se mantiene, dejando un pequeño depocentro detrás de él. Además se genera otra franja poco subsidente con la misma directriz en la alineación Sierra Larga - Sopalmo, que también deja una zona más subsidente a sus espaldas (Fig. 43c).

.Durante el resto de la secuencia (Formaciones Dolomías de Alatoz - Dolomías tableadas de Villa de Ves) la primera de las dos zonas de mínimos antes descritas sigue quedando marcada, si bien aparece ahora desplazada ligeramente hacia el sur (coincide aproximadamente con la Sierra del Buey) y deja tras de sí un área de máximos espesores relativos pero con fuertes variaciones laterales dentro de ella (Figs. 43d y 43e). Estas quedan en ocasiones reflejadas incluso a escala de afloramiento: en la Sierra del Cuchillo, la Formación Dolomías de Alatoz incrementa su espesor en más de veinte metros en una distancia horizontal inferior a los 300m. Sin embargo, la excepción más importante a las pautas generales de subsidencia en este último período se encuentra en la zona de la Solana del Sopalmo, donde la Formación

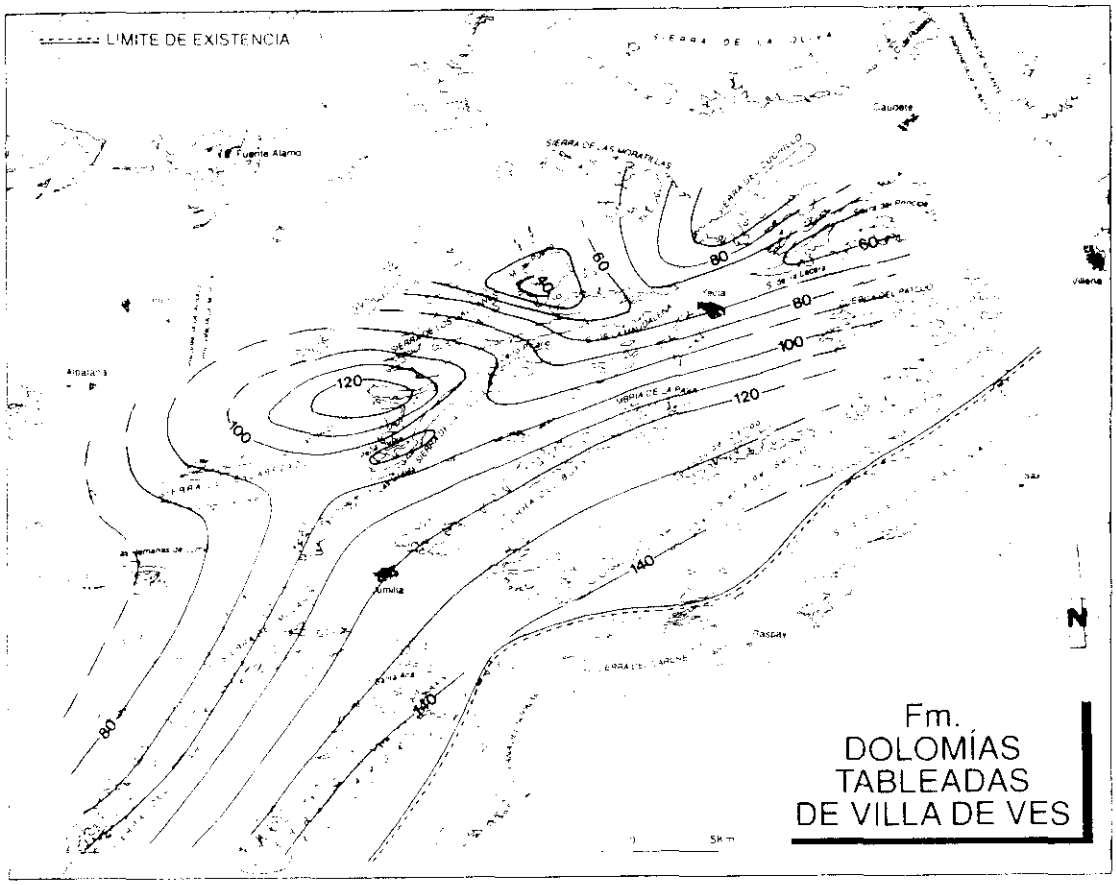


Fig. 43d : Mapa de isópacas correspondiente a la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves. La linea punteada representa el paso lateral de la unidad a la Formación Dolomías de Alatoz. Equidist.: 10m.

Dolomías de Alatoz alcanza valores mínimos de quince metros, frente a los casi doscientos de que tiene en la vecina Sierra del Carche. Dentro del mismo afloramiento se aprecian fuertes variaciones de espesor en la mencionada Formación: en unas pocas decenas de metros según una directriz aproximada NE-SW se pasa de quince a veinte metros y en poco más de trescientos metros a más de sesenta.

Las fuertes variaciones locales que se producen en el espesor de la Formación Dolomías de Alatoz parecen guardar relación con la actividad diapírica de los materiales triásicos en facies Keuper, que hoy afloran extensamente en las proximidades de esos afloramientos. De los datos disponibles se deduce que ésta empieza a ser muy importante a partir del Albiense terminal (Miembro Calizas de la Bicuerca) y que tiene su máxima expresión en las Dolomías de Alatoz (Cenomaniense medio - superior). Un hecho relevante es la coincidencia entre las zonas donde esta unidad aparece

parcialmente brechificada (por inestabilidad de la plataforma) y estos puntos de mínimos espesores provocados por el ascenso diapírico.

En definitiva, y para el conjunto de la secuencia se aprecia un incremento progresivo de las potencias desde el Dominio de Albacete (relativamente mucho más estable) hacia el Sector Suroriental del Dominio Prebético (más inestable). Dentro de éste se producen variaciones en la subsidencia tanto espacial como temporalmente. Los mayores cambios vienen controlados probablemente por:

.Juego de grandes fracturas de directriz preferente ENE-WSW.

.Ascenso diapírico puntual de los materiales salinos del Trías (muy importante en partir del Albiense terminal).

5.2.7. DIAGÉNESIS: EL PROBLEMA DE LA DOLOMITIZACIÓN

Dentro de la historia diagenética de los cuerpos litológicos que constituyen la secuencia deposicional Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.*, el proceso más importante que ha tenido lugar, tanto por la transformación que representa como por su posible interés económico, se encuentra en la dolomitización, que afecta, aunque de diferente forma, a todas las formaciones que la componen.

En este apartado no se pretende hacer un análisis minucioso de este problema, que queda lejos de los objetivos propuestos. Sin embargo, dada su importancia en la evolución de la cuenca por un lado, y el importante cúmulo de datos de que se dispone sobre facies sedimentarias, paleogeografía, contexto geológico, geometría de los cuerpos sedimentarios y petrología de las dolomías, es posible proponer una hipótesis general para su desarrollo, que debe ratificarse y completarse con datos de geoquímica isotópica o de elementos traza. La obtención de los mismos implica la realización de análisis y estudios cuya metodología y objetivos se separan notablemente de los perseguidos en esta memoria.

Dos tipos principales de dolomías son reconocibles dentro de la secuencia deposicional:

Los procesos de dolomitización ligados a evaporitas son quizá los mejor conocidos en la actualidad, existiendo una elevada información sobre ellos tanto en medios actuales (Illing *et al.*, 1965; Zenger, 1972; Mckenzie *et al.*, 1980; Mckenzie, 1981; Patterson y Kinsman, 1982; Hardie, 1987; entre otros) como antiguos (Nichols y Silberling, 1980; Theriault y Hutcheon, 1987; Tucker *et al.*, 1991; entre otros).

Dentro de los ambientes actuales de *sabkha*, como los existentes en el Golfo Pérsico, las pequeñas proporciones de agua que se reciben al cabo del año, proceden de la recarga de flujo que se produce en los momentos de mareas vivas o grandes tormentas, episodios en los que el agua de las zonas más bajas dentro de la llanura de marea es arrastrada hasta ellos. La recarga conlleva un movimiento relativamente corto del agua hacia abajo (percolación) conjuntamente con un retorno neto de las aguas hacia el mar.

La parte del agua que percola en los momentos de recarga provoca un ascenso esporádico del nivel freático. Una vez ha cesado la recarga, las condiciones de aridez y las altas temperaturas reinantes provocan la evaporación del agua capilar, con la consiguiente precipitación de yeso y aragonito y el ascenso de aguas freáticas (por un mecanismo denominado *evaporative pumping* por Hsü y Siegenthaler, 1969). Como consecuencia de estos procesos, la salmuera residual alcanza relaciones de Mg^{2+} / Ca^{2+} elevadas, hecho que induce la formación de dolomita. La dolomitización viene favorecida por: (1) un incremento en la mencionada relación iónica, (2) la presencia de materia orgánica dentro de los fangos aragoníticos y (3) la ausencia de iones sulfato, que inhiben la formación de dolomita (Kendall, 1984). Por último cabe mencionar que, en las *sabkhas* del Golfo Pérsico, Mckenzie *et al.* (1980) sitúan la zona de máxima dolomitización entre los 0,15 y los 0,55m por debajo de la superficie.

Este mecanismo explica la génesis de gran parte de las dolomías de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (dolomías de tipo I).

5.2.7.2. Dolomías de tipo II

El segundo tipo de dolomitización que se ha descrito está representado en todas las unidades carbonáticas que constituyen la secuencia deposicional y tiene una

-El primer tipo (I) está constituido fundamentalmente por dolomicritas, siempre de tonos claros: La dolomitización es selectiva y hay una buena preservación de las microestructuras sedimentarias (reemplazamiento mimético de la dolomita por el carbonato cálcico). Este tipo se encuentra representado en muchos de los tramos de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves.

-El segundo tipo (II) está constituido esencialmente por dolomías de tonos generalmente más oscuros que las del tipo I y en campo presentan un aspecto típicamente masivo. Son doloesparitas, meso a macrocristalinas y con texturas unimodales a polimodales y dominantemente planares (*sensu* Sibley y Greg, 1987). La forma de los cristales oscila entre euhedral y subeuhedral. Esta dolomitización es poco o nada selectiva de fábrica y las microestructuras sedimentarias no se preservan salvo en los casos en los que la dolomitización es sólo parcial. En algunas zonas se preserva sin embargo una importante porosidad móldica de origen bioclástico, interpretada como el resultado de la disolución tardía de aloquímicos de calcita respetados por la dolomitización. Estas dolomías se encuentran representadas en la totalidad de las formaciones, incluyendo algunos tramos de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves.

Toda hipótesis de dolomitización de un cuerpo sedimentario debe explicar dos consideraciones fundamentales: la fuente de los iones Mg^{2+} (o lo que es lo mismo, del fluido dolomitizante) y el mecanismo por el cual ese fluido es introducido dentro del sedimento o roca carbonática.

5.2.7.1. Dolomías de tipo I

La génesis de las dolomías del primer tipo aparece estrechamente ligada al medio de sedimentación en que se desarrollaron los sedimentos de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. El análisis de facies sugiere una génesis en sistemas costeros de extensas llanuras de marea, con sedimentación dominantemente carbonática, desarrollada bajo condiciones climáticas cálidas y áridas. Estas llanuras presentan en sus zonas más altas ambientes de *sabkha* con precipitación de evaporitas.

más compleja interpretación genética. Para su deducción nos hemos apoyado fundamentalmente en los siguientes aspectos:

(1) relación dolomitización - facies sedimentarias,
(2) relación dolomitización - estratificación,
(3) relación dolomitización - geometría de la plataforma, y
(4) tipo textural de la dolomitización.

La distribución de la dolomitización dentro de la secuencia pone de manifiesto una serie de aspectos que el modelo genético ha de explicar. Entre otros son:

-La dolomitización no es selectiva de fábrica y afecta a todas las facies carbonáticas.

-La dolomitización afecta a series de más de doscientos metros de espesor.

-El límite inferior de la dolomitización es muy irregular, y corta la estratificación. Este hecho es especialmente notable en los Miembros carbonáticos de la Formación Jumilla.

-Los bancos más gruesos de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (que además coinciden con los desarrollados en zonas submareales o de *lagoon*) presentan este tipo de dolomitización.

-La Formación Dolomías de Alatoz se encuentra en todo el Altiplano intensamente dolomitizada con la excepción del sector meridional, donde sus tramos superiores conservan su naturaleza carbonática original. Este sector corresponde con las áreas más externas de la plataforma, y en él no existe la Formación Villa de Ves.

-La Formación Margas de Chera se encuentra parcialmente dolomitizada, existiendo pequeñas *bolsadas* calcáreas en su interior.

Con los criterios básicos antes descritos y teniendo en cuenta los puntos mencionados se propone un modelo de dolomitización para las dolomías de tipo II que aparece estrechamente relacionado con el desarrollo de zonas hipersalinas durante la sedimentación de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. En estas áreas se genera el *fluido dolomitizante*, constituido por aguas con alta relación

iónica Mg^{2+} / Ca^{2+} y baja proporción de SO_4^{2-}, aspectos geoquímicos directamente relacionados con la precipitación de yeso en las áreas de *sabkha*. Estas aguas presentan además una salinidad anormalmente alta, que las hace más densas y las permite fluir hacia abajo desplazando las aguas intersticiales más ligeras. Este mecanismo es comparable al de *seepage-refluxion*, propuesto por Adams y Rhodes (1960) para la dolomitización del complejo arrecifal del Pérmico de Texas, donde los carbonatos de plataforma y *lagoon* están dolomitizados, pero el margen de plataforma (que lo constituye el arrecife Capitán) no lo está.

En el modelo que se propone, el flujo generado desde las llanuras mareales y *sabkhas* de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, circularía a través del edificio de la plataforma siguiendo una trayectoria globalmente descendente pero que debió tener de igual modo una componente lateral importante, especialmente hacia mar abierto (Fig. 44). Este hecho explicaría la distribución de la dolomitización en el conjunto de la secuencia y en concreto, la preservación del techo de la Formación Alatoz en el sector suroriental (margen de la plataforma) sin dolomitizar y el contacto irregular del frente de dolomitización en la Formación Jumilla. Por otro lado, la preservación de pequeños "lentejones" sin dolomitizar dentro de la Formación Margas de Chera se explicaría por la existencia de niveles poco permeables (arcillosos) dentro de esta unidad, que aislarían pequeños tramos del frente de dolomitización.

La circulación de las aguas más densas procedentes de las zonas costeras a través de la plataforma en sistemas actuales ha sido estudiada recientemente por Simms (1984) y Whitaker y Smart (1990) en Bahamas. El primer autor pone de manifiesto que sólo son necesarias aguas levemente hipersalinas para que se produzca el mencionado flujo (*reflux*), mientras que los segundos postulan un sistema de circulación de aguas bajo la plataforma comparable al que hemos propuesto para la secuencia: las aguas hipersalinas se mueven vertical y lateralmente hasta profundidades de más de doscientos metros, donde se produce una mezcla con aguas frías del océano.

5.2.7.3. Conclusión a la dolomitización

En resumen, los dos grandes tipos de dolomías que se han observado dentro de la secuencia deposicional Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.* responden a mecanismos diferentes, aunque casi sincrónicos y espacialmente y

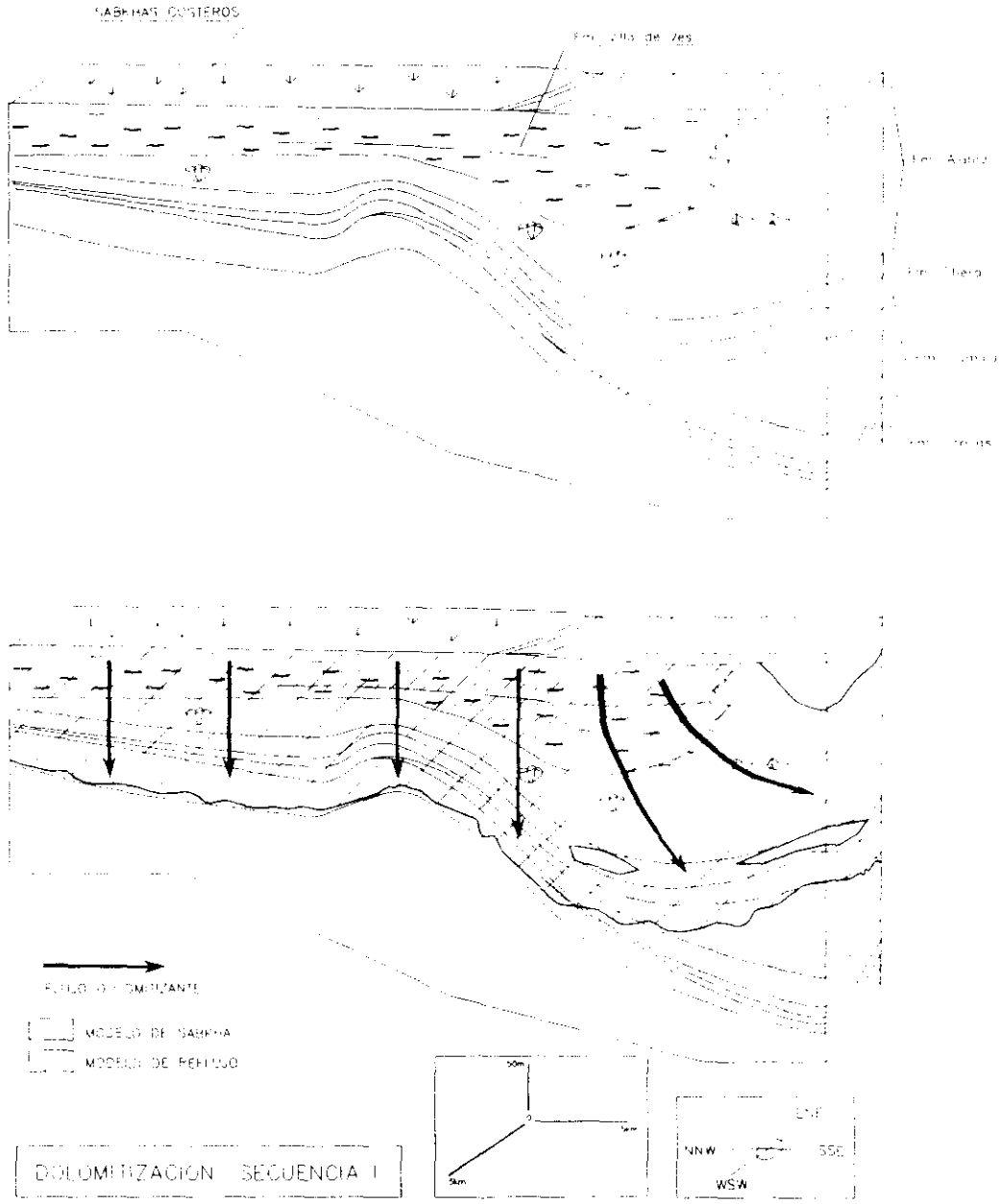


Fig. 44: Modelo para la génesis de los dos tipos principales de dolomías de la S.D. I. El bloque diagrama representa el final de la secuencia y está basado en el panel de correlación de la fig. 41b.

geoquímicamente relacionados: La dolomitización en el primer tipo es muy temprana y se desarrolla casi en el ambiente de sedimentación (*sabkhas* supramareales), mientras que en el segundo caso se produce en relación con la entrada o "reflujo" de aguas hipersalinas en la plataforma. Esas aguas proceden precisamente de los citados ambientes de *sabkha*, los cuales se situaron sobre y lateralmente al resto de los cuerpos litológicos dentro de la geometría de esa plataforma.

5.2.8. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA

En este apartado se realiza un análisis de la secuencia deposicional Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.* y de las secuencias menores que la componen en términos de la filosofía de *systems tracts* (cortejos sedimentarios) postulada por el equipo de Vail (ver capítulo 5.1). Conviene señalar una vez más que este análisis se apoya únicamente en las series de plataforma (no se dispone apenas de datos precisos correlativos en series de talud o de cuenca) con las limitaciones que ésto conlleva.

5.2.8.1. Mesosecuencias

Considerando el conjunto de la secuencia deposicional se reconocen las siguientes secuencias menores o mesosecuencias (Fig. 45):

a. Mesosecuencias I.1, I.2 y I.3

Quedan representadas en la Formación Arenas de Utrillas, en la Formación Jumilla y en los tramos basales de la Formación Margas de Chera.

Cada una de ellas muestra la instalación y desarrollo de una plataforma de tipo rampa, abierta hacia el sureste y que es extensiva sobre la anterior. Dentro de esas plataformas se generan los cuerpos carbonáticos que constituyen los miembros de la Formación Jumilla:

.El Miembro Calizas de la Rosa representa la instalación de la primera plataforma (Mesosecuencia I.1).

.El Miembro Calizas de Estenas representa la instalación de la segunda (Mesosecuencia I.2).

.El Miembro Calizas de la Bicuerca representa la instalación de la tercera (Mesosecuencia I.3).

Las tres mesosecuencias presentan un patrón evolutivo muy semejante: están constituidas por un cortejo transgresivo (*transgresive systems tract, TST*) muy desarrollado, en el cual las facies presentan una tendencia de apertura hacia techo, al que le sigue un cortejo de alto nivel marino (*highstand systems tract, HST*) que muestra la progradación de las zonas litorales sobre la plataforma abierta, proceso que lleva asociada la llegada de material terrígeno fino desde el continente. El *HST* está mal representado en la M.I.1, alcanza más desarrollo en la M.I.2 y aún mayor en la M.I.3., aunque siempre está menos desarrollado que el *TST*.

La mayor excepción a la tendencia general de las mesosecuencias descritas se encuentra en la Mesosecuencia I.1 donde, por debajo del cortejo transgresivo se encuentra aún un tercero: se trata de un cortejo de bajo nivel marino (*lowstand systems tract, LST*), que comprende la parte inferior de la Formación Arenas de Utrillas. Este cortejo describe un episodio netamente progradante, con sedimentación esencialmente continental y se enmarca dentro del Albiense superior "medio".

La edad de la secuencia I.2 es Albiense superior no terminal, la de la secuencia I.3 es Albiense superior terminal ("Vraconiense") - Cenomaniense basal (?).

***b. Mesosecuencia I.4*:**

Está representada en la parte superior de la Formación Margas de Chera, gran parte de la Formación Dolomías de Alatoz y el *tramo inferior* de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Está constituida por un cortejo transgresivo (*TST*) bien desarrollado que presenta una tendencia de apertura en el conjunto de sus facies y marca, al igual que en las secuencias inferiores, el desarrollo de una plataforma de tipo rampa.

Como se ha expuesto en apartados anteriores, esta rampa evoluciona hacia una plataforma de tipo *rimmed*, proceso que tiene su reflejo dentro de un cortejo de alto nivel marino (*HST*) que, a diferencia de las mesosecuencias anteriores (I.1, I.2 y I.3), presenta gran desarrollo. En él queda plasmada una

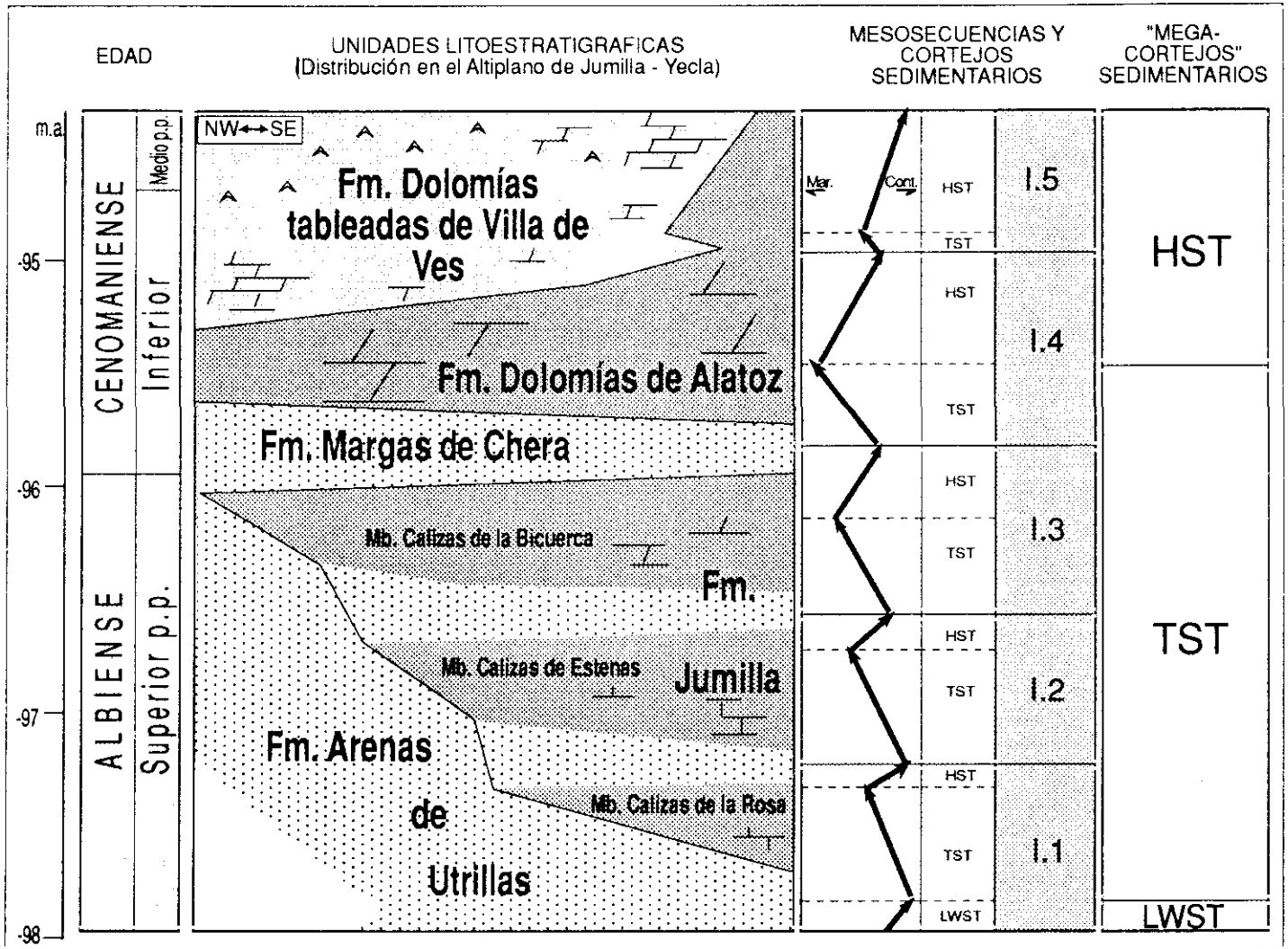


Fig. 45 : Mesosecuencias, cortejos sedimentarios y "megacortejos" sedimentarios de la Secuencia Deposicional I.

tendencia netamente somerizante hacia techo, que marca la progradación de las llanuras mareales (Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves) sobre los ambientes marinos más abiertos (Fm. Dolomías de Alatoz). La Mesosecuencia I.4 tiene una edad Cenomaniense inferior - medio(?).

c. Mesosecuencia I.5:

Está representada en todos los sectores por el *tramo superior* de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, a excepción del suroriental, donde esta unidad no aparece y queda marcada en el techo de la Formación Dolomías de Alatoz.

La Mesosecuencia viene controlada por una subida inicial del nivel marino, que puede quedar reflejada en un cortejo transgresivo (*TST*) poco potente. Esta subida del nivel marino es relativamente pequeña y se produce de manera rápida. Queda plasmada en el cambio brusco que tiene lugar en la sucesión de secuencias elementales de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, que ya se ha descrito en el apartado 5.1.5.3. y que marca el límite entre los tramos inferior y superior de esta secuencia.

Al cortejo transgresivo le sigue un cortejo de alto nivel marino (*HST*) que constituye el resto de la secuencia, en el que queda plasmada una tendencia de colmatación que representa la etapa final de progradación de la plataforma. La edad atribuida a esta mesosecuencia es Cenomaniense medio *p.p.*

5.2.8.2. "Mega-cortejos" sedimentarios

El análisis de las seis mesosecuencias dentro de la secuencia deposicional Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.* y en especial de sus cortejos sedimentarios y tendencias internas, conjuntamente con las relaciones de *onlap* costero que evidencia la distribución de cuerpos sedimentarios a lo largo de la secuencia, permite reconocer, dentro de la misma, la existencia de tres "megacortejos" sedimentarios (Fig. 45):

a. "Mega-cortejo" sedimentario de bajo nivel marino:

Estaría representado en los tramos inferiores de la Formación Arenas de Utrillas, siendo coincidente con el LST descrito para la Mesosecuencia I.1. El depósito discordante de los terrígenos de esa unidad, de carácter continental y tendencia globalmente progradante, refleja una reactivación del área fuente (la Meseta) que puede estar en relación con una caída eustática importante, posiblemente coincidente con:

.la discontinuidad mayor de edad intra Albiense superior (-98 m.a.) postulada por Haq *et al.* (1987);

.un levantamiento tectónico de la Meseta, relacionado con el desplazamiento *transpresivo* de la placa ibérica con respecto a Europa (Hiscott *et al.*, 1989; Floquet, 1991);

.una combinación de ambos.

Respecto a los datos de que se dispone en las series de cuenca, es importante la existencia, dentro de la margen bética, de un gran episodio turbidítico intra-albiense, que se asocia a una bajada eustática de gran magnitud (Martín-Algarra *et al.*, 1991). Estos depósitos podrían asimilarse al "mega-cortejo" de bajo nivel marino de esta secuencia.

b. "Mega-cortejo" sedimentario transgresivo:

Tiene un gran desarrollo y está formado por los cortejos transgresivo y de alto nivel de la Mesosecuencia I.1, por la totalidad de las Mesosecuencias I.2 y I.3 y por el cortejo transgresivo de la Mesosecuencia I.4. A techo del mismo se encuentra la *superficie de máxima inundación* (*maximum flooding surface*), que refleja la máxima extensión de los ambientes marinos (no litorales) hacia el continente y representa el nivel de mayor marinidad dentro de la secuencia deposicional.

En su conjunto este "mega-cortejo" refleja la instalación, dentro de un gran evento transgresivo que se produce en distintos impulsos (cada uno de ellos representado en una mesosecuencia), de cuatro rampas carbonatadas sucesivas, cada una de las cuales es extensiva sobre la anterior. Este suceso aparece relacionado con

una amplia subida eustática mundial (propuesta por Vail *et al.*, 1977; Hankock y Kaufmann, 1979 y Haq *et al.*, 1987), si bien las estimaciones realizadas sobre los mapas paleogeográficos (Fig. 42) muestran valores del *onlap* costero que sobrepasan notablemente los propuestos por Haq *et al.*, en su curva eustática global. Este hecho, unido a los espesores relativamente importantes que registran los litosomas dentro del Altiplano refleja una etapa de fuerte subsidencia tectónica dentro del Dominio Prebético, que exagera notablemente las variaciones positivas del nivel del mar.

c. "Mega-cortejo" sedimentario de alto nivel marino:

Viene representado por el cortejo de alto nivel de la Mesosecuencia I.4 y por la totalidad de la Mesosecuencia I.5, y en conjunto refleja una etapa de progradación y agradación de la plataforma carbonatada. Está limitado en su base por la superficie de máxima inundación de la secuencia, y a techo por el límite superior de la misma. Se desarrolla durante un período de alto nivel marino relativo, durante el cual la tasa de producción y acumulación de carbonato excede, aunque sólo levemente, la tasa de elevación relativa del nivel del mar (subsidencia más eustatismo), lo que provoca el inicio de la progradación de las zonas más internas (llanuras de marea y *sabkhas* de la Formación Dolomías de Villa de Ves) sobre las externas (plataforma interna-media de la Formación Dolomías de Alatoz). Simultáneamente a este proceso, la rampa carbonatada inicial (heredada del "mega-cortejo" transgresivo) se estructura fuertemente y evoluciona hacia una plataforma *rimmed* de tipo acrecional.

Dentro del "mega-cortejo" de alto nivel se aprecia en todas las series un leve impulso transgresivo que rompe momentáneamente la tendencia progradante general. Este evento, que también se aprecia en la Cordillera Ibérica (Giménez, 1987, 1988) debe estar relacionado con una subida eustática (Mesosecuencia I.5).

Siguiendo las ideas de Jervey (1988) y Posamentier y Vail (1988) entre otros, el cortejo de alto nivel se desarrolla durante la última etapa de subida eustática (caracterizada por una ralentización) durante el intervalo de estabilidad (*stillstand*) y durante la primera parte de la caída eustática que marcaría el inicio de la siguiente secuencia.

Sin embargo, las últimos episodios de evolución de nuestra plataforma difieren de los postulados por estos autores: El final de la secuencia está controlado por un evento tectónico regional, que provoca una subsidencia diferencial muy importante, una reestructuración en los bloques tectónicos y una reestructuración de

la geometría de la plataforma (que se describe en el capítulo correspondiente a la siguiente secuencia deposicional). Es decir, que el final de la primera secuencia deposicional (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.)* y el inicio de la segunda (Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.*) está fuertemente controlado por la tectónica regional, que enmascara al control eustático.

5.2.9. CONCLUSIONES A LA SECUENCIA DEPOSICIONAL I

La primera secuencia deposicional representa en su conjunto, un complejo tectosedimentario genéticamente relacionado y limitado por discontinuidades estratigráficas que se generó entre el Albiense superior *p.p.* y el Cenomaniense medio *p.p.*

El desarrollo de la secuencia se produjo en cinco etapas (reflejadas en las correspondientes mesosecuencias) que, en conjunto, supusieron la génesis de una gran plataforma carbonatada abierta hacia el sureste.

A lo largo de su historia, esa plataforma evoluciona desde una arquitectura de tipo rampa a una de tipo *rimmed.*

La secuencia se inicia con un "mega-cortejo" de bajo nivel marino, representado en los depósitos continentales de la base de la Formación Arenas de Utrillas, que aparece ligado estrechamente con una bajada eustática importante, a la que se le superpone posiblemente una elevación tectónica del macizo hercínico de la Meseta. Estos materiales se apoyan discordantemente sobre rocas de diferentes edades.

Sobre los sedimentos continentales de la Formación Utrillas se desarrollan, en diferentes etapas, cuatro rampas carbonatadas sucesivamente extensivas, que constituyen en su conjunto un "mega-cortejo" transgresivo, relacionado con una importante subida del nivel del mar, de origen eustático pero muy exagerada en este sector por la subsidencia.

A la unidad transgresiva le sigue un "mega-cortejo" de alto nivel, que refleja la progradación - agradación de la plataforma carbonatada, y que está relacionada

con el fin de una subida eustática y el comienzo de una caída, superpuesta a una subsidencia progresiva y siempre considerable.

Durante las etapas finales de desarrollo de la plataforma, su evolución se interrumpe por un evento tectónico regional (intra-Cenomaniense medio) que aparece como el factor desencadenante del final de la primera secuencia deposicional y del inicio de la siguiente.

5.3. SECUENCIA DEPOSICIONAL II: CENOMANIENSE MEDIO P.P.- SUPERIOR P.P.

5.3.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

La segunda secuencia de depósito está representada dentro de la Región del Altiplano de Jumilla - Yecla por las siguientes unidades litoestratigráficas:

-Formación Dolomías de Carada
-Formación Dolomías del Cuchillo

Estas unidades tienen unas características muy homogéneas en todos los puntos del Altiplano en los que se han observado.

La potencia del conjunto litológico que constituye la secuencia oscila, en los sectores estudiados, entre unos pocos metros y más de ochenta. Además, falta por completo en amplias zonas de los mismos, como veremos a continuación:

***a. En el Dominio de Albacete*:**

.No aparece representada: Sobre el techo de la secuencia deposicional Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.*, descansan directamente los materiales de la Secuencia Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal. Existe por tanto un hiato que comprende esta secuencia deposicional y la inmediatamente superior, y que abarca por tanto parte del Cenomaniense medio, todo el Cenomaniense superior, todo el Turoniense y parte del Coniaciense.

***b. En el Sector Noroccidental*:**

.Dentro de este sector se pueden diferenciar a su vez dos subsectores, en función del tipo de series estratigráficas que presenta la secuencia:

.El primero de ellos estaría constituido por los parajes más noroccidentales (anejos al Dominio de Albacete), como la Sierra de las Moratillas, el Morrón del Puerto, la Sierra del Escabezado, el Alto de Peñarrubia y las Casas de la Cingla. La secuencia no está representada y se encuentra un hiato similar al del Dominio de Albacete.

.El segundo subsector tiene su reflejo en las Sierras del Cuchillo y de la Magdalena. La secuencia está representada por las dos formaciones mencionadas. Dentro de este subdominio se alcanzan las mayores potencias del Altiplano: 80m en la Sierra del Cuchillo.

c. En el Sector Central:

.La secuencia está bien representada en su mitad noroccidental, aneja al dominio anterior. Tiene potencias que oscilan entre los 32 metros de la Sierra del Picarcho y los 62 de la Sierra del Príncipe. Se diferencian dos subsectores en función de las series estratigráficas:

a. En las Sierras próximas al Sector Noroccidental, como las sierras del Príncipe, de la Cingla y del Picarcho, las dos unidades (Formación Dolomías de Carada y Formación Dolomías del Cuchillo) están representadas, aunque la primera es en general poco potente (menos de una decena de metros).

b. Por el contrario en las series levantadas en los parajes más surorientales, como las de la Sierra del Buey, la Umbría de la Pava, la Antigua Estación del Carche y los Cerricos del Campo, la secuencia deposicional está constituida exclusivamente por la Formación Dolomías del Cuchillo, que se apoya directamente sobre los materiales de la secuencia precedente.

.En la mitad suroriental la secuencia no está representada, apoyándose sobre el techo de la Secuencia Deposicional I (de edad Albiense superior *p.p.*- Cenomaniense medio *p.p.*) materiales de la Secuencia Deposicional III (Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p.*).

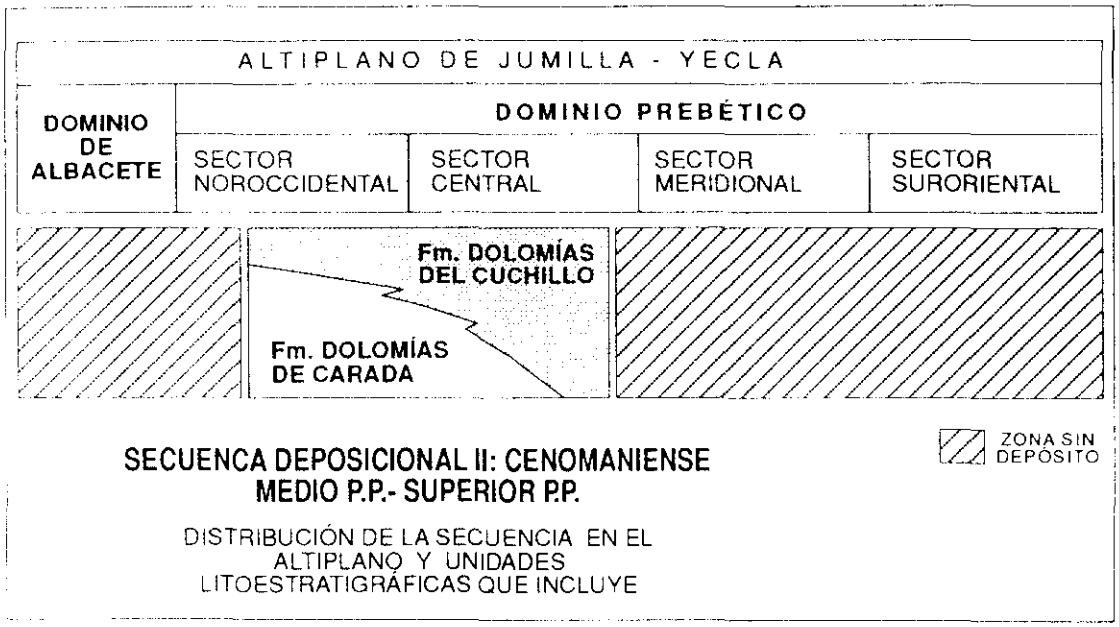


Fig. 46.

e. En el Sector Meridional y el Sector Suroriental:

.La secuencia no está representada, apoyándose sobre el techo de la Secuencia Deposicional I (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*) materiales correspondientes a las Secuencias Deposicionales V (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior) en el Sector Suroriental y VI (Maastrchtiense superior) en el Sector Meridional.

La distribución de los dos litosomas que constituyen la secuencia en los diferentes sectores del Altiplano se sintetiza en la Fig. 46.

5.3.2. LÍMITES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

Los dos litosomas constituyen un conjunto sedimentario genéticamente relacionado y limitado por discontinuidades estratigráficas:

a. El límite inferior:

La secuencia se apoya en todo el Altiplano sobre la Secuencia Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.* La discontinuidad basal viene marcada por los siguientes aspectos:

.Cambio en la geometría de la cuenca. La secuencia deposicional aparece ahora restringida a un surco de dirección ENE-WSW, limitado por dos dominios paleogeográficos en los que la misma no llega a depositarse. Esta reestructuración, que provoca una nueva distribución de las áreas emergidas y medios submarinos se discute en el apartado 5.3.5 y 5.3.8.

.Cambio brusco en los ambientes de depósito: El tránsito con la secuencia precedente muestra un salto en las condiciones de depósito, que pasan a ser más abiertas, siempre dentro de ambientes marinos someros (ver apartado 5.3.5).

.Cambio en la tendencia evolutiva, que pasa de ser de somerización (o de cierre) en el techo de la secuencia anterior, a ser de profundización (apertura). Este aspecto se describe en el apartado 5.3.8.

.Cambio en la subsidencia. Se manifiesta de diferente forma según cada sector paleogeográfico: este hecho refleja unas pautas diferentes en el funcionamiento de los bloques tectónicos (ver apartado 5.3.6)

.Cambio en la litología. Quizá sea el menos relevante y apreciable debido a la naturaleza esencialmente dolomítica de ambas secuencias deposicionales. Sin embargo, algunos aspectos (ausencia de materal terrígeno en esta secuencia, diferente naturaleza de las dolomías) marcan una diferenciación importante entre las dos secuencias (ver apartados 5.3.4. y 5.3.7).

b. El límite superior:

Está constituido, al igual que el inferior, por una discontuidad de primer rango. Físicamente puede manifestarse en una costra ferruginosa

(interpretada como un *hard ground*) que, en ocasiones, alcanza un gran desarrollo. Conviene señalar la dificultad que entraña la diferenciación de este límite en aquellas series en las que la unidad suprayacente se encuentra intensamente dolomitizada.

Sobre la discontinuidad se apoya en todos los puntos la Formación Calizas de las Moratillas (Secuencia III: Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.*), que es extensiva sobre la secuencia que aquí se considera.

Desde un punto de vista tectosedimentario y paleogeográfico refleja un cambio brusco en la geometría de la cuenca, un salto en las condiciones de depósito y en la distribución de los ambientes sedimentarios. Estos cambios se describen con detalle en el capítulo correspondiente a la secuencia inmediatamente posterior (Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.*).

5.3.3. CRONOESTRATIGRAFÍA

El registro fósil de la Secuencia Deposicional II, resumido en la Fig. 47, es muy pobre debido fundamentalmente a que la intensa dolomitización que sufrió lo ha destruido casi en su totalidad.

Únicamente, la asociación de rudistas presentes en la Formación Dolomías de Carada, constituida por *Ichtyosarcolites triangularis* DESM., *Distefanella* sp. y *Apricardia* sp., permite, por sí misma, asegurar una edad Cenomaniense medio - superior para los niveles donde se encuentra (ver capítulo 4).

Por ello, la datación de la secuencia se basa en gran medida en su posición estratigráfica relativa:

.Descansa sobre la Secuencia Deposicional I, de edad Cenomaniense medio *p.p.* en su techo. Esta datación se basa en foraminíferos bentónicos (orbitolínidos y alveolínidos).

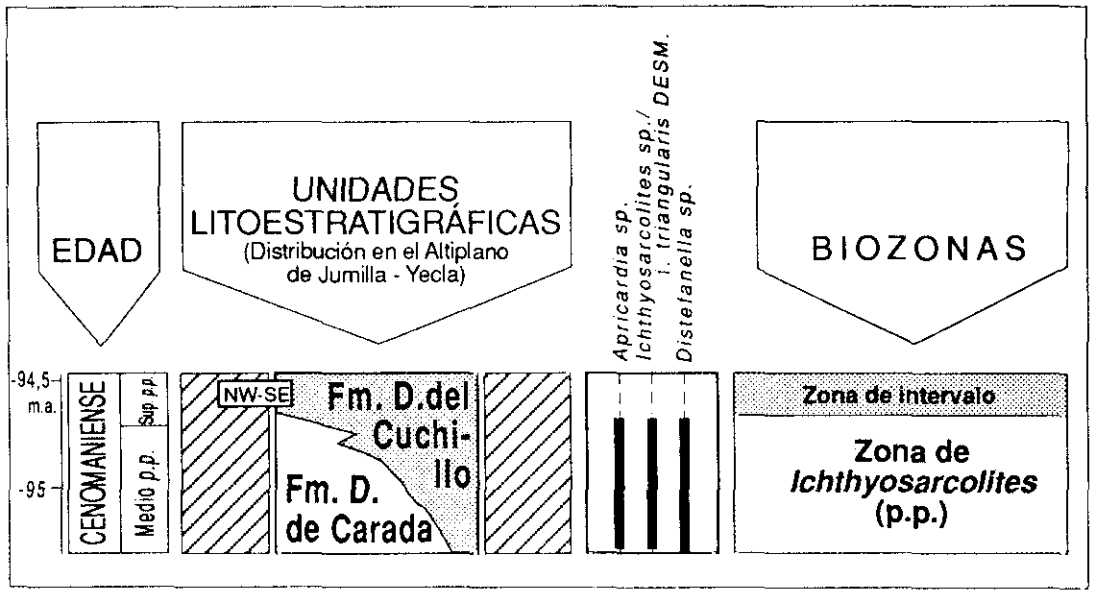


Fig. 47 : Distribución de los principales organismos fósiles (rudistas) en la Secuencia Deposicional II dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla.

.Sobre ella siempre se encuentra la Formación Calizas de las Moratillas (incluida en la S.D. III: Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.*) que tiene una edad Cenomaniense superior, en función de los foraminíferos (planctónicos y bentónicos) y los rudistas encontrados.

En definitiva, el conjunto de la secuencia deposicional debe abarcar gran parte del Cenomaniense medio y una parte del Cenomaniense superior "bajo". La duración estimada para esta secuencia es de un millón de años aproximadamente.

5.3.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Dentro del Altiplano, los materiales que constituyen la Secuencia de Depósito II, *tienen una composición exclusivamente carbonática y se desarrollaron dentro de* medios que oscilan entre costeros y marinos someros.

En este apartado se describen las grandes asociaciones de facies reconocidas en esos materiales, así como su significado ambiental y distribución espacio - temporal dentro de la secuencia.

Conviene insistir en las limitaciones que entraña el análisis sedimentológico realizado sobre materiales intensamente dolomitizados, como es el caso de los que aquí se estudian.

5.3.4.1. Formación Dolomías de Carada.

Esta unidad constituye el litosoma basal de la secuencia en la mayor parte de los cortes y columnas levantados. La excepción se encuentra, como se ha mencionado, en la franja más suroriental del Sector Central donde desaparece por paso lateral a la Formación Dolomías del Cuchillo.

Las características sedimentológicas del tramo permiten proponer una única asociación de facies para su conjunto:

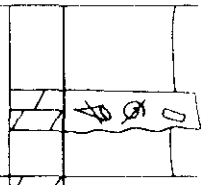
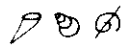
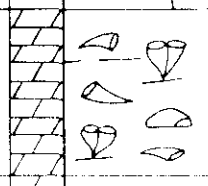
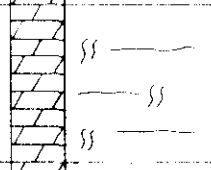
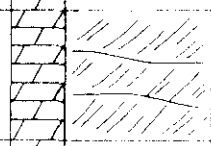
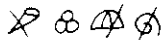
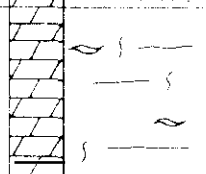
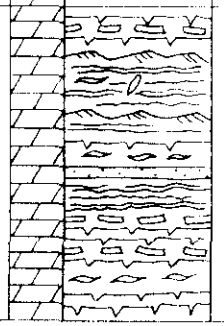
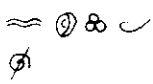
a. Asociación de facies de sistemas de llanura de marea carbonática.

Las principales facies de esta asociación, descritas de forma resumida en la Fig. 48, guardan notables analogías con las descritas para la asociación que, bajo el mismo nombre, se ha descrito en la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, dentro del capítulo correspondiente a la Secuencia Deposicional I (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*), en la que esa unidad se enmarca. Entre esas analogías cabe mencionar las siguientes:

.El litosoma está formado por el apilamiento de secuencias elementales de escala decimétrica a métrica, definidas por la disposición cíclica de las facies. Este hecho le confiere un aspecto bien estratificado.

.Estas secuencias reflejan un evento basal de invasión marina súbita seguido de una progresiva somerización, y son comparables a las *shallowing upwards sequences* de James (1984a).

.Dentro de la secuencias elementales se reconocen cuatro términos definidos por el ambiente en que se desarrollaron. De base a techo son: el término A (depósito residual o *lag*), el término B (término submareal), término C (término intermareal) y término D (término supramareal). Cada uno viene

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Nivel centimétrico *rudstone* constituido por acumulaciones bioclásticas (lumaquelas), intraclásticas (brechas) o mixtas. Se sitúan en la base de numerosos estratos.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*. ✓
b		Bancos tabulares de 0,4 - 1,2m de dolomías con acumulacion de rudistas (radiolítidos, caprinidos y requiénidos).		SUBMAREAL TRANQUILO A MODERADA-MENTE AGITADO. BIEN COMU-NICADO ✓✓✓
c		Dolomías bioclásticas bioturbadas, estratificadas en bancos tabulares decimétricos. Textura original: *wackestone - packstone*.		SUBMAREAL MODERA-DAMENTE AGITADO. BIEN COMUNICADO ✓✓✓
d		Dolomías de carácter calcarenítico, estratificadas en bancos tabulares en ocasiones con estratificación cruzada con *sets* decimétricos.		SUBMAREAL AGITADO ✓✓
e		Dolomías de grano fino y color claro, bioturbadas y con escasos restos bioclásticos (textura original *Wackestone - mudstone*). Aparecen estratificadas en niveles centi a decimétricos.		INTERMAREAL BAJO, TRANQUILO ✓✓
f		Niveles centi a decimétricos tabulares de dolomías de grano fino con laminación subhorizontal, dada por la alternancia mico a milimétrica de niveles estromatolíticos y niveles finamente calcareníticos, en ocasiones con *ripples*. Son frecuentes las grietas de retracción, la porosidad fenestral y los niveles de acumulación de cantos planos. Puntualmente se reconocen pseudomorfos de cristales de yeso, que cortan la laminación.		INTERMAREAL MEDIO - ALTO (A SUPRAMAREAL BAJO?) ✓✓✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE LLANURA DE MAREA CARBONÁTICA
(Fm. Dolomías de Carada)

Fig. 48

caracterizado por una serie de facies cuya naturaleza puede variar dependiendo de los diferentes submedios desarrollados dentro de cada una de las franjas que componen la llanura de marea. En función de las facies que forman cada uno de los términos se pueden definir a su vez varios tipos de secuencias (Fig. 49).

Sin embargo, también existen notables diferencias sedimentológicas entre la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves y la Formación Dolomías de Carada. Estas quedan reflejadas, dentro de las secuencias elementales, en la naturaleza de las facies, espesor y desarrollo relativo de cada uno de los términos que componen dichas secuencias:

Término A (depósito residual o lag):

Es el tramo basal y frecuentemente no está representado. Cuando se encuentra constituye un depósito centimétrico formado por una concentración de fragmentos de conchas e intraclastos (facies "a" de la Fig. 48). Se interpreta como el nivel residual de removilización provocado por el evento transgresivo inicial de la secuencia elemental.

Término B (término submareal):

Su espesor oscila generalmente entre 0,4 y 1,4m y está constituido por una o más facies. La naturaleza de las mismas varía notablemente según los ambientes sedimentarios. Entre ellas son dominantes los bancos dolomíticos con abundantes rudistas (radiolítidos, caprínidos y requiénidos), que aparecen frecuentemente asociados a otros pelecípodos, gasterópodos y corales (facies "b" de la Fig. 48) así como las dolomías bioturbadas (en origen con textura posiblemente *wackestone - packstone*) con abundantes fósiles de biota muy variada y globalmente estenohalina: foraminíferos bentónicos, gasterópodos, requiénidos, otros rudistas, otros pelecípodos, etc. (facies "c"). Estas facies reflejan condiciones de sedimentación en ambientes submareales tranquilos, con condiciones normales de salinidad, indicando este aspecto una buena comunicación con mar abierto.

Este término también puede estar formado por dolomías de carácter calcarenítico, estratificadas en bancos tabulares que pueden presentar estratificación cruzada en *sets* decimétricos (en origen *grainstone* y *packstone* bioclásticos, facies "d" de la Fig. 48). Estos depósitos se generaron en períodos y/o zonas con una mayor agitación.

Término C (término intermareal):

Tiene potencias medias de 0,2-0,6m, tiene una composición exclusivamente carbonática (no se aprecian proporciones de terrígenos) y en

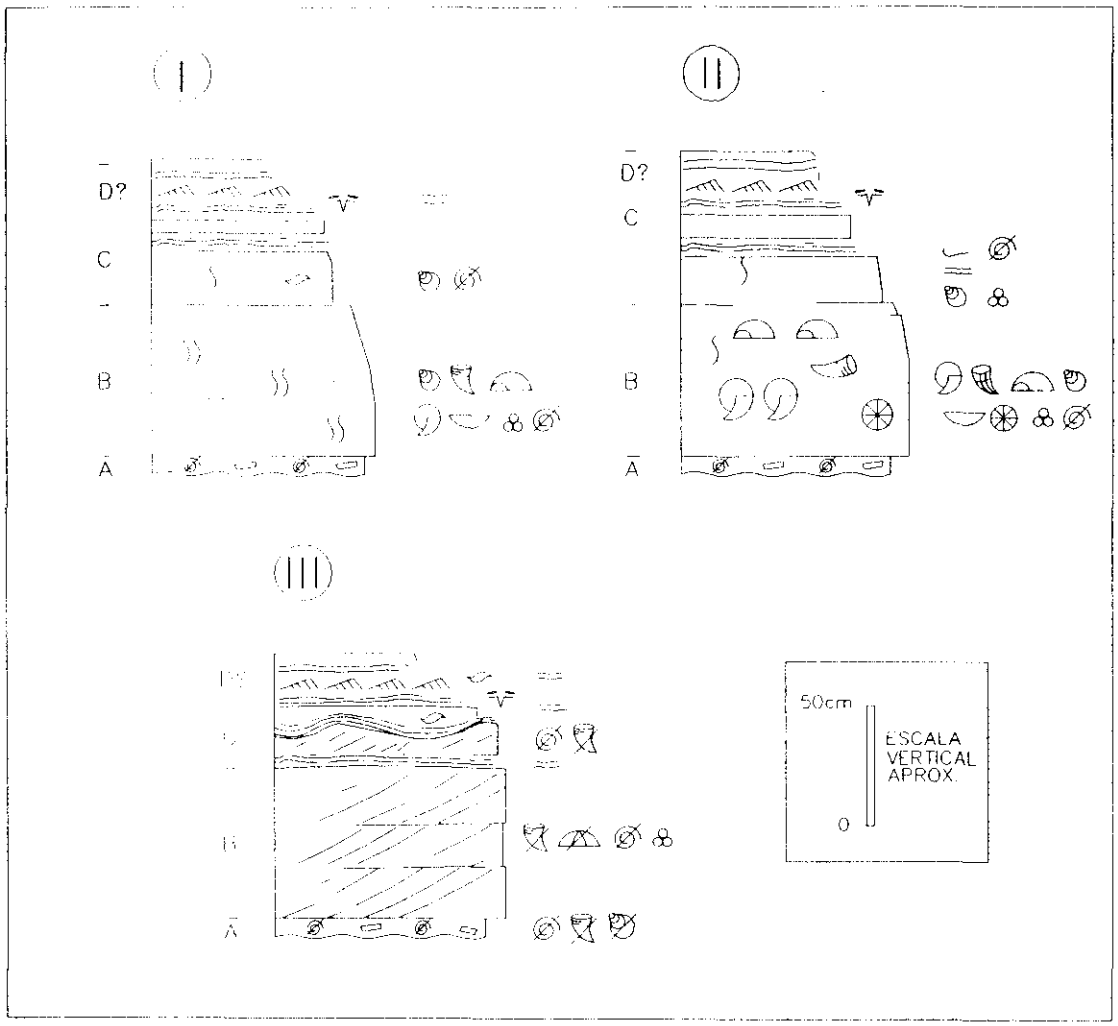


Fig. 49 : Principales tipos de secuencias elementales de somerización hacia techo encontradas en la Formación Dolomías de Carada (asociacion de facies de llanura de marea carbonatada).

él se han reconocido dos tipos fundamentales de facies:

En su parte más baja aparecen dolomías en general de grano fino y color más claro que el término submareal, que presentan escasos restos fósiles (destaca , en ocasiones, la presencia de pequeños gasterópodos) y frecuentes señales de bioturbación intensa (facies "e" de la Fig. 48). Éstas se debieron generar en la zona intermareal baja, donde las condiciones ambientales de estrés permiten únicamente el desarrollo de determinados organismos que bioturban el sedimento e impiden el crecimiento y/o la preservación de tapices algares.

En la parte superior del término, la facies más característica son las dolomías de grano fino y con laminación subhorizontal. Ésta viene dada por la alternancia de nivelillos estromatolíticos y pasadas doloesparíticas que, en ocasiones, conservan la morfología de pequeños *ripples*. En esta facies es frecuente que aparezca una porosidad fenestral bastante desarrollada, y ocasionalmente pueden encontrarse pequeñas grietas de retracción, pseudomorfos de cristales de yeso y algunos cantos planos (facies "f" de la fig. 48). En conjunto se interpreta como generada dentro de la zona intermareal, excluyendo su áreas más bajas.

Término D (término supramareal):

No aparece nunca bien desarrollado (no se encuentran estructuras sedimentarias diagnósticas de la franja supramareal, aunque algunas de las descritas en el término intermareal pueden igualmente caracterizarla).

En conjunto la disposición de estos términos refleja una tendencia de somerización desde la base hacia el techo. Dependiendo de la naturaleza del término submareal se modelizan tres tipos de secuencias elementales, representadas en la Fig. 49. Dos de ellas (I y II) vienen definidas por un término submareal de baja energía, y son asimilables a las secuencias *muddy* de James (1984a), mientras que la tercera (III) presenta un término submareal calcarenítico, generado bajo condiciones de elevada hidrodinámica, es comparable a la de tipo *grainy* de ese mismo autor.

Las secuencias elementales descritas permiten caracterizar un sistema deposicional costero exclusivamente carbonático con desarrollo de llanuras de marea. Dentro del mismo, los ambientes submareales presentan una buena comunicación con mar abierto y condiciones variables de hidrodinámica según los puntos y los períodos de tiempo que consideremos. Hacia tierra firme se desarrolla un franja intermareal caracterizada por la génesis de tapices algares en su parte media y superior.

Por último, los sedimentos correspondientes a las zonas intermareales más altas y supramareales están mal representados en todas las series estudiadas, lo que denota el predominio de las condiciones sub e intermareales bajas durante la génesis de la unidad en los puntos analizados.

5.3.4.2. Formación Dolomías del Cuchillo

Esta unidad está formada por un cuerpo litológico muy homogéneo de dolomías, de grano medio a grueso fundamentalmente, en general masivas y de color oscuro que se apoya sobre la Formación Dolomías de Carada existiendo entre ambas un tránsito gradual y rápido. La excepción la constituyen los afloramientos más surorientales del Sector Central, en los que la Formación Dolomías del Cuchillo descansa directamente sobre la Secuencia Deposicional Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*.

El proceso de dolomitización que sufrió la unidad destruyó la práctica totalidad de las estructuras sedimentarias (incluida en muchos casos la estratificación) y del registro fosilífero, lo que imposibilita realizar un análisis sedimentológico mínimamente detallado. Con la base de los escasos datos que se han podido recolectar en el conjunto de las columnas y cortes estratigráficos levantados se propone una única asociación de facies que caracteriza medios marinos someros con sedimentación carbonática. Las características de la misma se describen a continuación:

a. Asociación de facies de sistemas de plataforma carbonatada somera.

Esta asociación agrupa la totalidad de las facies reconocidas en la formación, que se describen de manera sucinta en la Fig. 50.

En su conjunto caracterizan medios marinos someros con sedimentación exclusivamente carbonática. La existencia en los tramos basales, aunque subordinada, de facies laminadas de tipo estromatolítico (facies "a" de la figura) reflejaría el desarrollo de ambientes de tipo costero heredados de la Formación Dolomías de Carada, con la que presenta tránsitos graduales, tanto lateral como verticalmente.

En el resto de la formación, las escasas estructuras sedimentarias reflejan condiciones de sedimentación marinas, generalmente de baja hidrodinámica en las que el sedimento era intensamente bioturbado (facies "b"). Puntualmente se reconoce una textura que pudo ser calcarenítica (facies "c"), lo que revelaría la existencia, en

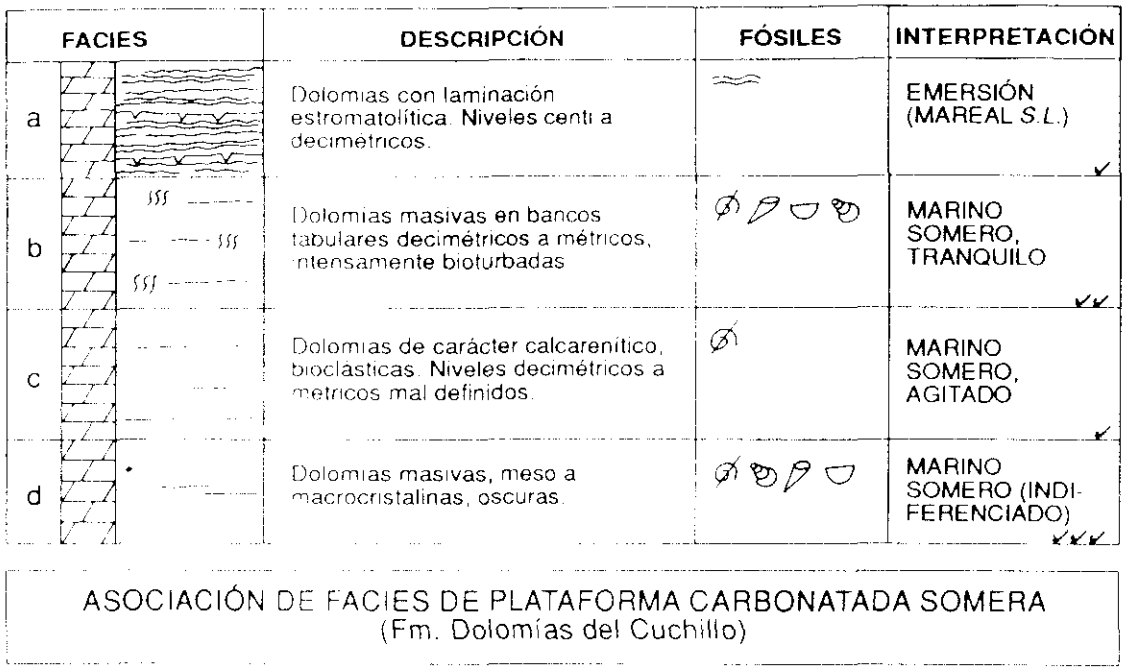


Fig. 50

determinados momentos, de condiciones de una mayor hidrodinámica.

Los materiales no englobables, por falta de datos sedimentológicos, en ninguna de las facies anteriores se enmarcan dentro la facies "d", formada por dolomías masivas oscuras con algunos fantasmas de fósiles marinos.

Los restos fósiles reconocidos en estas facies se restringen a algunos gasterópodos, rudistas cónicos, otros pelecípodos y otros restos de fauna no determinable.

5.3.5. PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DE DEPÓSITO

La reestructuración de la geometría de la cuenca que tiene lugar en el Cenomaniense medio y que provoca el inicio de la secuencia deposicional, controla la distribución inicial de los sistemas sedimentarios en este sector de la margen bética. Esta distribución puede contemplarse en los paneles de correlación representados en la Fig. 51 y los mapas paleogeográficos de la Fig. 52.

En comparación con la distribución de ambientes sedimentarios de la secuencia anterior, que ocupaban todo el área de estudio, en la presente secuencia deposicional, la sedimentación queda restringida a un "surco" con dirección ENE-WSW que ocupa parte del Sector Noroccidental y la totalidad del Sector Central del Altiplano.

Este surco aparece limitado por dos franjas o "umbrales" en los cuales no se produce sedimentación. El que lo limita al norte y oeste se sitúa sobre el Dominio de Albacete y sobre gran parte del Sector Noroccidental, mientras que el segundo se sitúa en la parte más suroriental del Sector Central y la totalidad de los Sectores Meridional y Suroriental.

Dentro del "surco", se produce la instalación de una plataforma carbonatada somera que, con respecto a la sedimentación que se produce al final de la secuencia precedente representa un cambio en las condiciones de sedimentación hacia una mayor marinidad (profundización):

a. En las zonas más noroccidentales

Comprenden, entre otras, las series de las Sierras del Cuchillo, de la Magdalena y del Picarcho). En ellas se desarrollan llanuras de marea carbonáticas (Formación Dolomías de Carada), que reflejan un predominio de las condiciones submareales, dominantemente bien comunicadas.

La citada formación está constituida, como se ha expuesto en el apartado anterior, por la superposición de secuencias elementales de tipo *shallowing upwards* (*sensu* James, 1984a). Las variaciones que se producen tanto en las potencias de estas secuencias elementales como de los términos que las componen y los cambios en la naturaleza de los mismos permiten recomponer una tendencia evolutiva de lenta pero progresiva apertura: hacia techo, los términos intermareales van siendo progresivamente menos importantes frente a los submareales. Esta tendencia conduce finalmente a la instalación de ambientes deposicionales más abiertos, que tienen su reflejo en la Formación Dolomías del Cuchillo. Conviene señalar que dentro de esta formación, aunque tan sólo esporádicamente y siempre en los niveles basales, se reconocen laminaciones de naturaleza estromatolítica que reflejan los últimos episodios de emersión en la evolución de la secuencia.

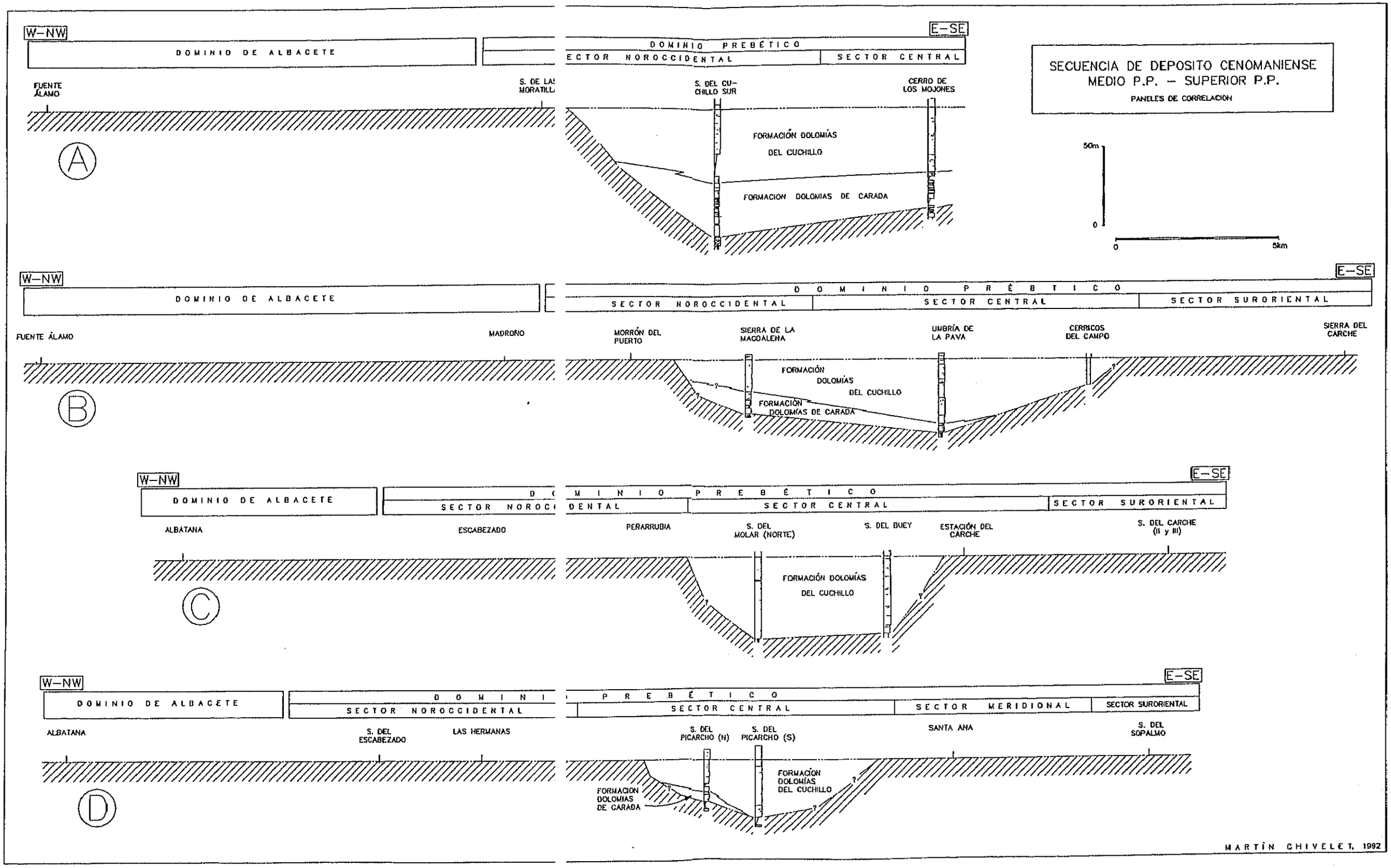

W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
FUENTE ÁLAMO
S. DE LAS MORATILLA
A
E-SE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
S. DEL CUCHILLO SUR
CERRO DE LOS MOJONES
FORMACIÓN DOLOMÍAS DEL CUCHILLO
FORMACION DOLOMIAS DE CARADA
SECUENCIA DE DEPOSITO CENOMANIENSE MEDIO P.P. – SUPERIOR P.P.
PANELES DE CORRELACION
50m
0
0
5km
W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
FUENTE ÁLAMO
MADROÑO
B
E-SE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
SECTOR SURORIENTAL
MORRÓN DEL PUERTO
SIERRA DE LA MAGDALENA
UMBRÍA DE LA PAVA
CERRICOS DEL CAMPO
SIERRA DEL CARCHE
FORMACIÓN DOLOMÍAS DEL CUCHILLO
FORMACIÓN DOLOMÍAS DE CARADA
W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
ALBATANA
ESCABEZADO
C
E-SE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
SECTOR SURORIENTAL
PERARRUBIA
S. DEL MOLAR (NORTE)
S. DEL BUEY
ESTACIÓN DEL CARCHE
S. DEL CARCHE (II y III)
FORMACIÓN DOLOMÍAS DEL CUCHILLO
W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
ALBATANA
S. DEL ESCABEZADO
LAS HERMANAS
D
E-SE
PREBÉTICO
SECTOR CENTRAL
SECTOR MERIDIONAL
SECTOR SURORIENTAL
SANTA ANA
S. DEL SOPALMO
S. DEL PICARCHO (N)
S. DEL PICARCHO (S)
FORMACION DOLOMIAS DE CARADA
FORMACIÓN DOLOMÍAS DEL CUCHILLO
MARTÍN CHIVELET, 1992

Fig. 51

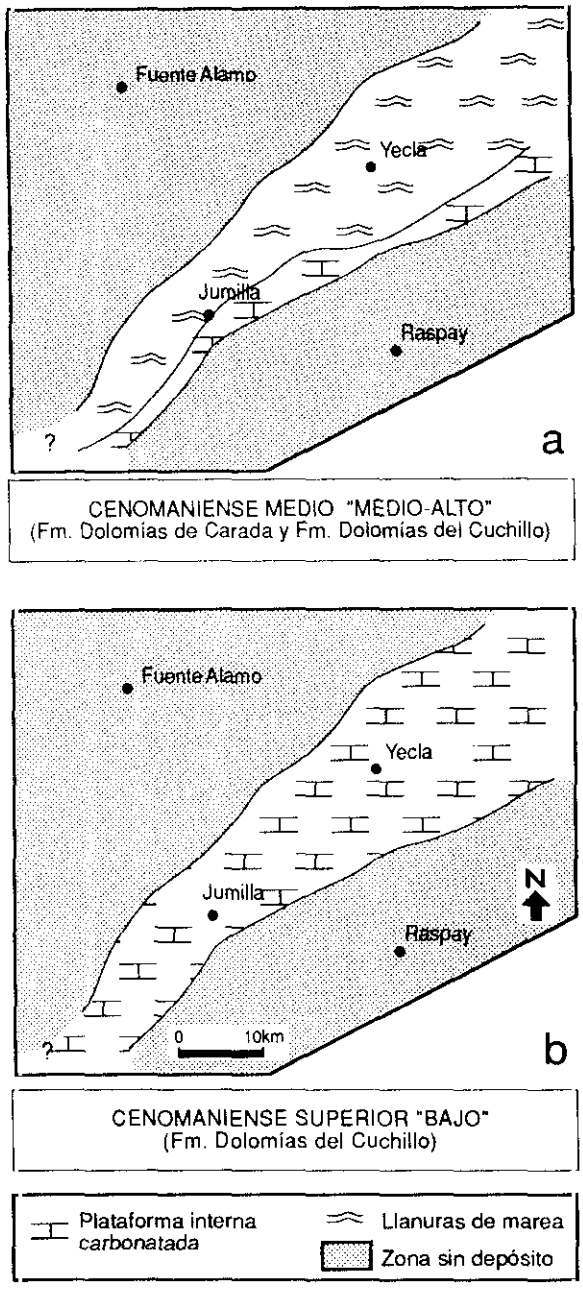


Fig. 52 : Mapas paleogeográficos para el Altiplano de Jumilla - Yecla durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional II.

b. En las zonas más surorientales

En los afloramientos de estas áreas de la secuencia deposicional (siempre dentro del Sector Central), como la Sierra del Buey y la Umbría de la Pava, la secuencia se inicia directamente con la instalación de los medios marinos someros de la Formación Dolomías del Cuchillo. En estos puntos el

cambio en el medio de depósito con respecto a la secuencia infrayacente es más importante.

En resumen, la paleogeografía y la evolución de la secuencia viene marcada por los siguientes aspectos en la región del Altiplano de Jumilla - Yecla:

1.- Estructuración inicial, durante el Cenomaniense medio, de un surco con dirección aproximada ENE-WSW limitado por dos altos paleogeográficos. La sedimentación va a estar restringida al mismo.

2.- Instalación, en el citado surco, de una plataforma carbonatada somera, inicialmente dominada por el desarrollo de llanuras de marea (Formación Dolomías de Carada). Las condiciones más profundas dentro del mismo aparecen asociadas con sus áreas más surorientales, donde desde el comienzo de la secuencia se encuentran condiciones de plataforma carbonatada somera (Formación Dolomías del Cuchillo) (Fig. 52a).

3.- Posteriormente estas condiciones de plataforma interna se extienden a toda o la mayor parte del surco, reemplazando progresivamente los ambientes de llanura de marea. Este episodio marca una tendencia global de apertura o de profundización (moviéndonos siempre dentro de mares carbonáticos someros). Tras la misma las condiciones de sedimentación parecen estabilizarse hasta el final de la secuencia (Fig. 52b).

5.3.6. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

La correlación entre las columnas levantadas en los diferentes sectores del Altiplano (Fig. 51), conjuntamente con el conocimiento de los medios sedimentarios en que se depositaron las diferentes facies (respuesta a los cambios batimétricos) descubre la existencia de un surco estrecho y alargado según una directriz aproximada ENE-WSW.

Este surco se individualiza con el comienzo de la secuencia deposicional Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.*, y se ciñe al área más suroriental del Sector Noroccidental y a la mayor parte del Sector Central, quedando limitado por dos zonas elevadas, mucho más extensas que el propio surco. En ellas no queda

registrado ningún tipo de sedimento de la secuencia deposicional (Figs. 51, 52, 53a y 53b).

El mencionado surco esta controlado fuertemente por la actividad de una familia de fallas paralelas al eje del mismo. La actividad de estas fallas va a influir de modo decisivo en la evolución del surco, la distribución general de los cinturones de facies y las diferencias que muestran de las potencias de los litosomas.

En función de estos aspectos se realiza un estudio comparativo entre los distintos puntos del surco, según dos direcciones principales:

a. Paralelamente al eje del surco

Según esta dirección (aproximadamente ENE-WSW) las mayores variaciones se producen en los espesores de los litosomas, siendo menos importantes los cambios en las facies. Los mapas de isópacas (Figs. 53a y 53b) muestran como las máximas potencias se encuentran hacia el ENE. Cabe destacar el depocentro que se desarrolla en la región de la Sierra del Cuchillo, inmediatamente al norte de Yecla.

El incremento generalizado de las potencias en sentido ENE, paralelamente a la dirección del surco, prodría reflejar la apertura del surco hacia ese extremo (por el cual se produciría la conexión con mar abierto). Sin embargo la distribución paleogeográfica de los cinturones de facies es muy homogénea en todo el surco, tal y como nos revelan los paneles de correlación (Fig. 51) y los mapas paleogeográficos (Fig. 52). Por ello, la hipótesis expuesta sobre la polaridad del surco no puede, por el momento, corroborarse con los datos paleogeográficos.

b. Perpendicularmente al eje del surco

Según la dirección WNW-ESE se producen las mayores variaciones en cuanto a facies y espesores.

Los mapas de isópacas (Fig. 53a y 53b) y los paneles de correlación (Fig. 51), revelan como, para el conjunto de la secuencia, la mayor subsidencia dentro del surco se produce en la franja más noroccidental, la más

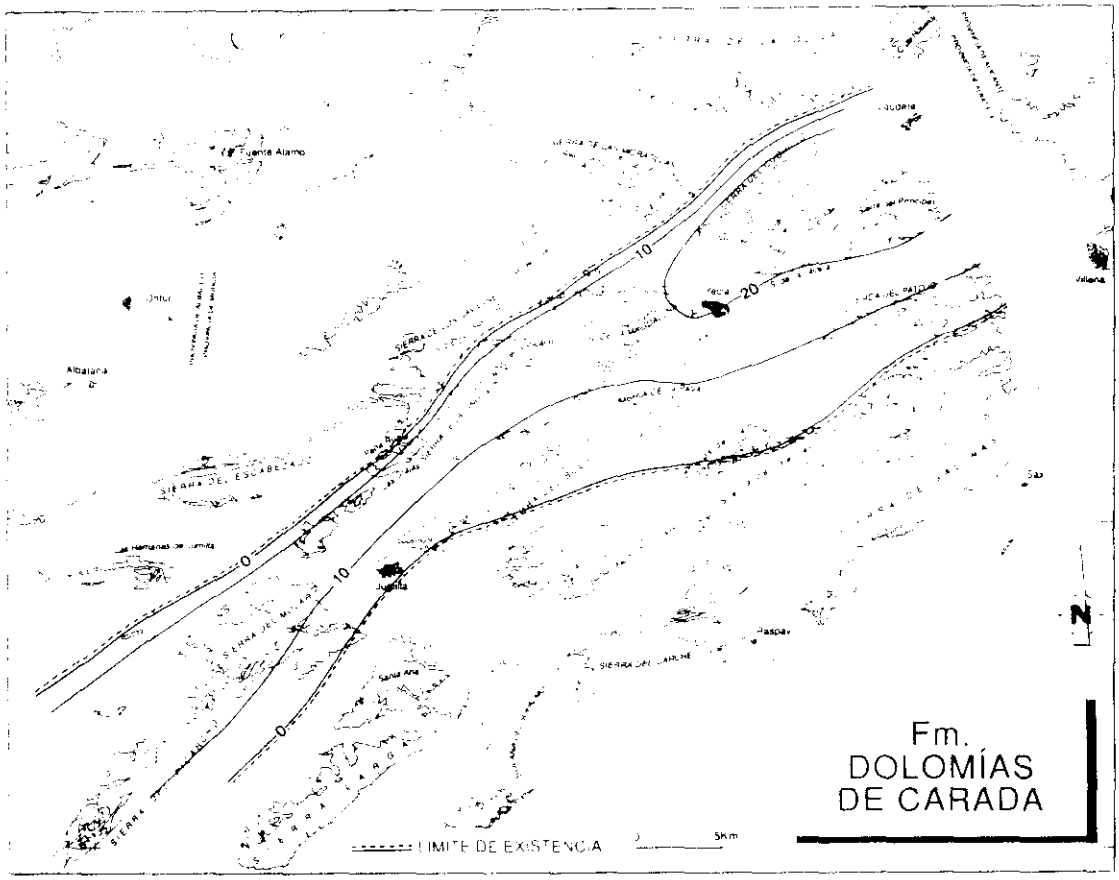


Fig. 53a : Mapa de isópacas de la Formación Dolomías de Carada (Equidist.: 10m).

próxima al Dominio de Albacete, existiendo un salto brusco en las isópacas desde la zona emergida septentrional. Por el contrario, desde el límite meridional del surco, el incremento de los espesores hacia el centro del mismo es mucho más pausada.

De todo esto se deduce que el cuerpo sedimentario que se genera en esta secuencia tiene, a grandes rasgos, la morfología de un prisma triangular a trapezoidal provocado posiblemente por el juego de grandes fallas normales que controlarían los límites del surco. En la zona anexa al límite septentrional se produce la máxima subsidencia y acumulación de sedimentos.

La actividad de las fallas lístricas es bastante continua a lo largo de la secuencia, y provoca una progresiva migración de los cinturones de facies:

.Sobre la zona anexa a la fractura (la más subsidente para el conjunto de la secuencia) se instalan en los primeros estadios de evolución extensas llanuras de marea (Fm. Dolomías de Carada), que

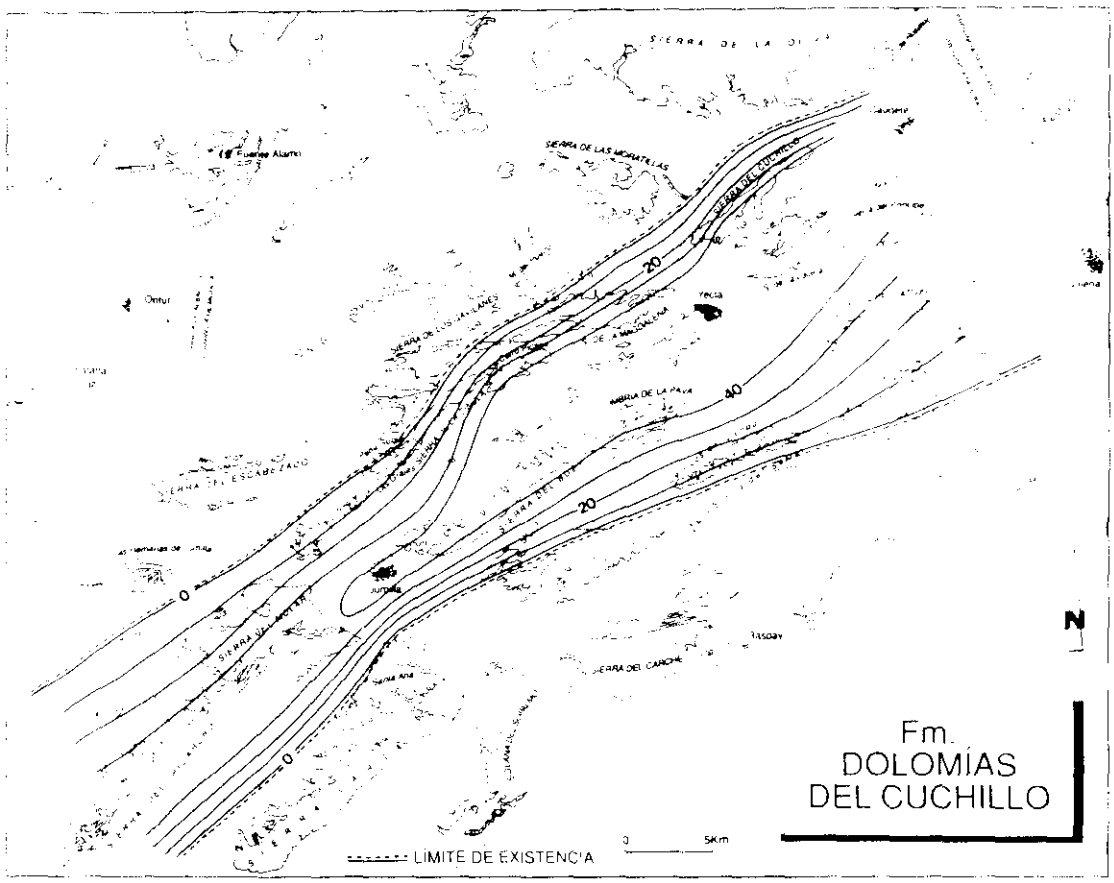


Fig. 53b : Mapa de isópacas de la Formación Dolomías del Cuchillo (Equidist.: 10m).

pasan hacia el sur (zonas globalmente menos subsidentes) a áreas de plataforma carbonatada somera (Formación Dolomías del Cuchillo).

.Conforme transcurre la secuencia, las condiciones de plataforma carbonatada se extienden a todo el surco (Fm. Dolomías del Cuchillo), reflejando este aspecto una subida relativa importante del nivel del mar, cuyo origen debe estar relacionado con la fuerte subsidencia diferencial que presenta este sector, aunque puede existir también una elevación eustática, que estaría muy exagerada por la tectónica (ver apartado 5.3.8.: *Controles en la evolución de la secuencia*).

Si a la migración de los cinturones de facies se le superpone la subsidencia diferencial que existe entre los diferentes puntos, se aprecia la necesidad de recurrir a la rotación tectónica de grandes bloques (a favor de las fallas lístricas) simultánea a la sedimentación.

5.3.7. ASPECTOS DIAGENÉTICOS

En la presente secuencia, al igual que ocurría en la precedente, el rasgo diagenético más característico se encuentra en la dolomitización, que la afecta globalmente.

Desgraciadamente, para la Secuencia Deposicional II se dispone de un número de datos muy inferior, tanto sobre las facies sedimentarias como sobre la geometría de los cuerpos dolomíticos, debido fundamentalmente a lo escasos y pobres que son los afloramientos de la misma.

Por estos motivos, en este apartado sólo se exponen de manera muy sucinta las características generales de las dolomías sin entrar en un análisis minucioso, que queda muy lejos de los objetivos perseguidos en este trabajo.

Dentro de la secuencia estudiada se reconocen al menos dos tipos texturales principales de dolomía:

Tipo (I):

Está bien representado en la Formación Dolomías de Carada. Está constituido por dolomías esencialmente microcristalinas, fundamentalmente dolomicritas. La dolomitización es selectiva y hay una buena preservación de microfósiles y texturas sedimentarias. Por otro lado, la dolomitización debió de respetar muchos de los bioclastos, que conservaron su naturaleza calcárea original. Ésta fue posteriormente disuelta y hoy sólo se encuentra el molde de las conchas, frecuentemente relleno por un cemento esparítico posterior. Esta dolomitización afecta tanto a las facies estromatolíticas (inter - supramareales) como a las de origen submareal.

Tipo (II)

Está constituido esencialmente por dolomías de tonos generalmente más oscuros que la anterior, y que en campo presentan un aspecto típicamente masivo. Son doloesparitas, meso a macrocritalinas y con texturas generalmente unimodales, planares a subplanares (*sensu* Sibley y Gregg, 1987) y que fundamentalmente oscilan entre subeuhedrales y euhedrales. La dolomitización generalmente es poco o nada selectiva de fábrica y sólo puntualmente se

reconocen moldes de aloquímicos. Es frecuente que las dolomías sean muy porosas. En ocasiones están constituidas por un aglomerado de cristales de dolomita, que tiene una textura sacaroidea. Los cristales pueden presentar un aspecto "sucio", especialmente en sus núcleos. Este carácter textural (*cloudy* de los autores anglosajones) puede ser debido a la presencia de minerales relictos de la roca sedimentaria sin dolomitizar (p.e. micrita de la roca original) (Sibley, 1982). Su presencia es una consecuencia de que los fluidos dolomitizantes no fueran capaces de disolver el CO_3Ca totalmente en los estadios iniciales de la dolomitización. El hecho de que los bordes de los cristales aparezcan muy limpios ha sido interpretado por Land *et al.* (1975) como una respuesta a la presencia de soluciones más diluidas en carbonatos (hecho que provocaría la disolución de los relictos y crecimiento cristalino de la dolomita más ralentizado).

Este segundo tipo de dolomías se encuentra representado en la totalidad de la Formación Dolomías del Cuchillo y algunos tramos de la Formación Dolomías de Carada (tramo III).

En definitiva, los dos tipos texturales de dolomías descritos deben responder a procesos diferentes de dolomitización. Los datos de que disponemos permiten dilucidar escasos criterios sobre los que construir hipótesis genéticas para las dolomías. Es probable que el primer tipo de dolomitización sea singenético y esté estrechamente relacionado con ambientes supramareales de tipo hipersalino, comparables a los descritos en la primera secuencia deposicional para la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. El segundo tipo debe corresponder con una sedimentación más tardía, cuyo origen es difícil de precisar con los datos de que se dispone actualmente.

5.3.8. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA

En este apartado se discuten los factores que controlaron la Secuencia Deposicional II (Cenomaniense medio *p.p.* - superior *p.p.*). Conviene señalar las dificultad que representa, a la hora de estudiar la secuencia en términos de cortejos sedimentarios, la escasez de datos de que se dispone de la misma, sobre todo en relación con los pocos afloramientos existentes y la intensa dolomitización que presenta en todos ellos.

Como una aproximación, y teniendo en cuenta únicamente la tendencia evolutiva de la secuencia en los distintos puntos estudiados, se puede considerar que está constituida por un gran cortejo transgresivo (*transgressive systems tract*) al que le sigue un cortejo de alto nivel marino (*highstand systems tract*) poco desarrollado, que queda abortado a techo por la interrupción que marca el límite con la secuencia suprayacente. En ningún punto se describen términos que pudieran corresponder a una etapa final de progradación (Fig. 54).

De lo expuesto anteriormente, en especial en los capítulos referidos a evolución paleogeográfica y subsidencia, se deduce la existencia de un episodio tectónico de gran importancia que provoca la interrupción brusca de la secuencia precedente (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*) y el inicio de la presente. Este evento tectónico conlleva la formación de un surco controlado por grandes fracturas de dirección ENE-WSW y limitado a ambos lados por extensas zonas elevadas y sin sedimentación.

El evento tectónico descrito controla la estructuración de la región en el inicio de la secuencia deposicional. A partir del mismo la región sigue, sin embargo, estando afectada por una actividad tectónica, aunque ahora es menos importante y más progresiva. Esta actividad tiene su reflejo en la distribución de espesores y de cinturones de facies a lo largo de toda la secuencia y en todo el Altiplano. El análisis de los mismos pone de manifiesto un proceso, simultáneo a la sedimentación, de basculamiento y rotación de bloques limitados por fallas normales de tipo lístrico.

Este control estructural sería suficiente como para explicar tanto la distribución de espesores y facies como la tendencia global de apertura que presenta esta secuencia. Sin embargo, es posible que el eustatismo haya tenido un papel importante en los mismos, superpuesto al de la tectónica.

En particular, la mencionada tendencia de apertura, que se refleja en muchos puntos en el tránsito desde condiciones de depósito costeras (Formación Dolomías de Carada) a las de una plataforma interna carbonatada (Formación Dolomías del Cuchillo), es consecuencia directa de una subida progresiva del nivel marino relativo dentro del surco. Esta subida puede tener su origen en la superposición de factores eustáticos y tectónicos.

La existencia de una subida eustática parece apoyada por el hecho de que un impulso transgresivo de edad Cenomaniense medio - superior se haya descrito también en diferentes puntos de la Cordillera Ibérica (Giménez, 1987, 1988;

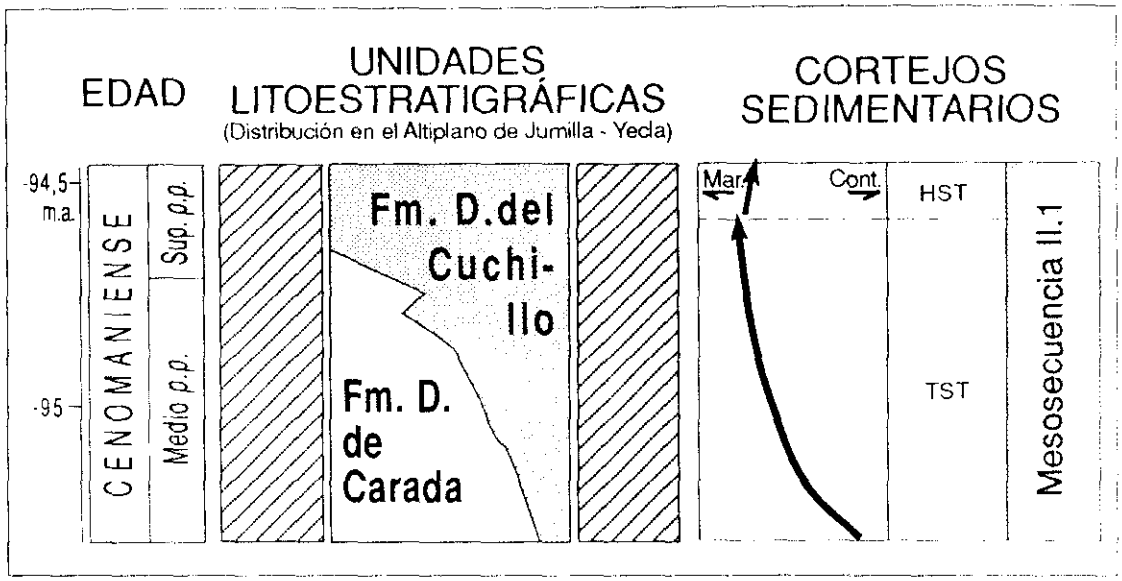


Fig. 54 : Cortejos sedimentarios de la Mesosecuencia II.1. Ésta constituye la única mesosecuencia de la Secuencia Deposicional II.

Floquet, 1991). Sin embargo, en esos puntos tiene siempre un escaso desarrollo.

En definitiva, la secuencia deposicional Cenomaniense medio *p.p.* - superior *p.p.* aparece controlada fuertemente por la tectónica, que se manifiesta de dos modos principales:

.Estructuración brusca que marca el inicio de la secuencia y la delimitación de un surco de dirección ENE-WSW.

.Fuerte subsidencia dentro del citado surco durante el desarrollo de toda la secuencia.

Por el contrario, el control que ejercen las variaciones eustáticas aparece subordinado. Queda únicamente reflejado allí donde la tectónica ha generado zonas deprimidas que permiten el desarrollo de áreas marinas carbonatadas. En ellas, las variaciones eustáticas aparecen enmascaradas por la fuerte subsidencia.

Por último cabe reseñar que el límite superior de la secuencia viene marcado por una interrupción que tiene su origen en un nuevo evento tectónico, que va a provocar un nuevo cambio en la geometría de este sector de la cuenca, el cual se detalla en el capítulo correspondiente a la Secuencia Deposicional III.

5.3.9. CONCLUSIONES A LA SECUENCIA DEPOSICIONAL II

En definitiva, la segunda secuencia deposicicional constituye un conjunto tectosedimentario genéticamente relacionado y limitado por discontinuidades estratigráficas, reflejado en las Formaciones Dolomías de Carada y Dolomías del Cuchillo. Representa el desarrollo de una plataforma carbonatada sobre un surco estrecho de dirección ENE-WSW, limitado por zonas elevadas, sin sedimentación, que debieron de permanecer emergidas durante el desarrollo de la secuencia.

La estructuración de este surco dentro de la margen bética tiene su origen en una reactivación tectónica muy importante que se produce en el Cenomaniense medio y que marca el inicio de la secuencia deposicional. Esa reactivación provoca el rejuego de fallas posiblemente de tipo lístrico, con direcciones paralelas a las del surco.

La actividad tectónica no se restringe únicamente al episodio de estructuración inicial: simultáneamente al desarrollo de la secuencia se produce una fuerte subsidencia dentro del surco que refleja además una rotación en los bloques tectónicos.

El conjunto de la secuencia deposicional está constituido por un gran cortejo transgresivo (*TST*), seguido de otro de alto nivel marino muy poco desarrollado (*HST*). La evolución de las plataformas refleja un gran evento de apertura que es bruscamente interrumpido por el evento tectónico que pone fin a la secuencia deposicional.

El factor principal que controla el desarrollo de la secuencia es tectónico. Las variaciones eustáticas aparecen enmascaradas por éste.

5.4. SECUENCIA DEPOSICIONAL III: CENOMANIENSE SUPERIOR P.P.-CONIACIENSE P.P.

5.4.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

La Secuencia Deposicional Cenomaniense superior *p.p.* -Coniaciense *p.p.* está formada, en el marco del Altiplano de Jumilla - Yecla, por las siguientes unidades litoestratigráficas:

.Formación Calizas de las Moratillas
.Formación Margas de Alarcón (*pro parte*)

En todos los puntos donde se encuentra presenta un aspecto muy semejante, estando siempre constituida por las dos unidades mencionadas. La potencia del conjunto litológico que la representa oscila entre los menos de quince metros de Morrón del Puerto y los más de cuarenta y cinco de la Umbría de la Pava. La secuencia puede faltar por completo en extensas áreas del Altiplano.

Sus características generales en cada uno de los sectores en que se divide la región se exponen a continuación:

a. En el Dominio de Albacete:

.No está representada. En este sector existe un hiato que engloba la secuencia deposicional II (Cenomaniense medio-superior) y la III que ahora se estudia. En tiempo representa un lapso que comprende desde el Cenomaniense medio *p.p.* al Coniaciense *p.p.* (aprox. 5,5 millones de años).

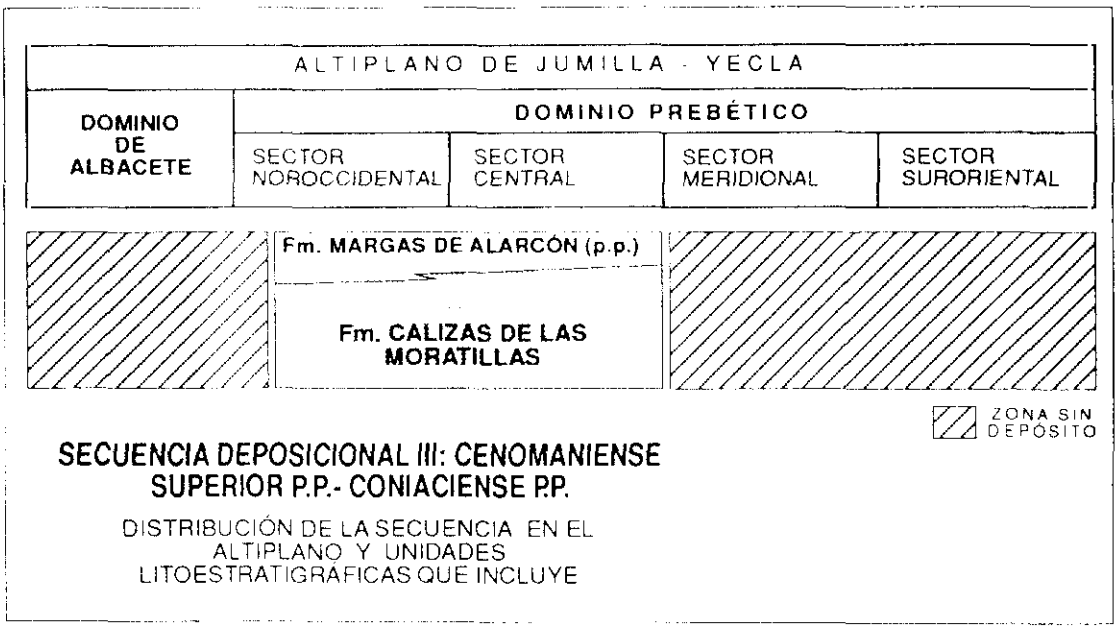


Fig. 55

b. En el Sector Noroccidental:

.Dentro del sector, está representada únicamente en las sierras de su mitad nororiental (Sierra de las Moratillas, del Cuchillo y Morrón del Puerto). Puede apoyarse sobre la Secuencia Deposicional I (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*), como ocurre en la Sierra de las Moratillas, o sobre la Secuencia Deposicional II (Cenomaniense medio *p.p.* - superior *p.p.*), como ocurre en la Sierra del Cuchillo.

.En el resto del sector está ausente, existiendo un hiato semejante al descrito para el Dominio de Albacete.

c. En el Sector Central:

.Está representada en todo el sector, alcanzándose en él las máximas potencias.

d. En los Sectores Meridional y Suroriental:

.Está ausente en ambos.

.En el primero de ellos existe un hiato que comprende las secuencias deposicionales II, III, IV y V, abarcando en tiempo desde el Cenomaniense medio "medio" hasta el Maastrichtiense superior. En el segundo sector el hiato comprende las mismas secuencias a excepción de la V, que sí está representada, y en tiempo abarca desde el Cenomaniense medio "medio" hasta Campaniense basal.

La distribución geométrica de la secuencia y los litosomas que la componen en el Altiplano se resume en la Fig. 55.

5.4.2. LÍMITES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

Por definición, la secuencia está formada por un conjunto coherente de estratos relacionados genéticamente. Este conjunto está limitado por dos discontinuidades estratigráficas:

a. Límite inferior:

Representa una discontinuidad regional, que queda reflejada en muchos puntos por una costra ferruginosa, desarrollada a techo de los materiales infrayacentes. La secuencia es extensiva sobre la precedente (S.D. II, Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.*), por lo que en determinadas zonas descansa directamente sobre la Secuencia Deposicional I (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*).

La discontinuidad basal está marcada por los siguientes aspectos:

.Cambios geométricos en este sector de la cuenca bética: La sedimentación aparece restringida a un surco de dirección ENE-WSW, más amplio que el que se había desarrollado en la secuencia anterior y de diferente configuración. La distribución de cinturones de facies es

también muy distinta a la que se encontraba en esa secuencia. Estos aspectos se detallan en los apartados de este capítulo correspondientes a la sedimentología, la evolución paleogeográfica y la subsidencia.

.Salto brusco en los ambientes de depósito, que reflejan la "inundación" de las antiguas plataformas carbonatadas. Este aspecto queda especialmente marcado en las tendencias evolutivas (ver apartado 5.4.5).

.Cambio en la subsidencia, que está controlada en gran medida por el juego de las fallas normales que limitan los bloques y perfilan el surco (ver apartado 5.4.6).

.Cambio en la litología. El límite inferior de esta secuencia también es el de dos grandes complejos litológicos reconocidos regionalmente: uno dolomítico inferior (que recogería las Secuencias Deposicionales I y II) y otro globalmente calcáreo (que comprende las Secuencias III, IV, V y VI).

.Variaciones en los aportes terrígenos. Localmente puede encontrarse, en la base de la secuencia, un tramo margoso (S. de las Moratillas) o de calizas arenosas (S. del Molar) que denuncia una llegada leve de terrígenos. Este hecho marca otra diferenciación con respecto a la Secuencia Deposicional II, que se caracterizaba por una sedimentación exclusivamente carbonática.

b. Límite superior:

Constituye una discontinuidad de primer rango, que se encuentra situada en la Formación Margas de Alarcón. Esta unidad está constituida por unos pocos metros de calizas y margas con paleosuelos que se enmarcan en dos secuencias de depósito consecutivas (III y IV), y tiene una edad que abarca el Cenomaniense terminal, todo el Turoniense y parte o todo el Coniaciense.

Sus condiciones genéticas, discutidas en los apartado 3.4.2. y 3.7, confieren a la unidad unas características sedimentológicas singulares: tasas de depósito muy bajas, desarrollo de múltiples paleosuelos en sucesivas etapas, etc. De la correlación de numerosos cortes estratigráficos, realizados en el

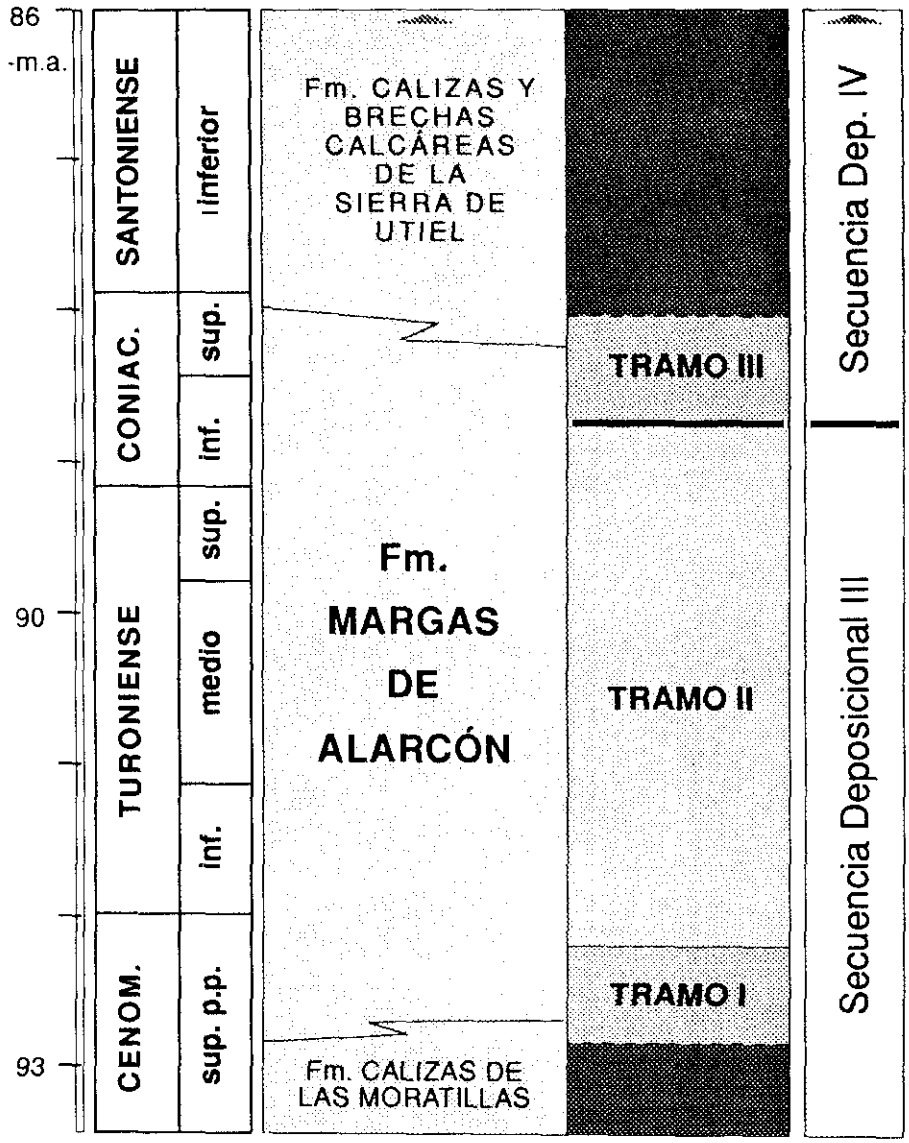


Fig. 56 : Tramos de la Formación Margas de Alarcón. El límite entre las Secuencias Deposicionales III y IV se sitúa a techo del tramo II.

Prebético y en la Cordillera Ibérica (donde originalmente fue definida la unidad) se puede proponer la existencia de, al menos, tres tramos en la Formación Margas de Alarcón, con tendencias evolutivas diferentes (Fig. 56):

-*Tramo I* (basal, perteneciente a la S.D. III): Representa un episodio regresivo, íntimamente ligado a la Formación Calizas de las Moratillas, con la que presenta un tránsito gradual.

-*Tramo II* (medio, también perteneciente a la S.D. III): Marca un episodio de emersión dominante. A techo de este tramo queda plasmada la mayor interrupción sedimentaria, que representa el límite superior de

la secuencia III (Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p.*). En este tramo, las tasas de sedimentación son aún más reducidas y existe un gran desarrollo de paleosuelos. Únicamente y de modo esporádico, se instalan, durante intervalos cortos de tiempo, condiciones litorales en las que se produce una sedimentación carbonática.

-*Tramo III* (superior, perteneciente ya a la S.D. IV, Coniaciense p.p. - Campaniense basal). Refleja el inicio de un episodio transgresivo que tiene su culminación en la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Este episodio es el único representado en la Formación Alarcón en los puntos donde no está representada la Secuencia Deposicional III, como ocurre en el Dominio de Albacete y en algunas zonas del Sector Noroccidental. Este aspecto se discute más a fondo en el capítulo 5.5, correspondiente a la Secuencia Deposicional IV.

5.4.3 CRONOESTRATIGRAFÍA

La edad de la base de la Secuencia Deposicional está fundamentada en las asociaciones fosilíferas recogidas en la Formación Calizas de las Moratillas (foraminíferos planctónicos, bentónicos y rudistas, Fig. 57), que permiten considerar el conjunto de la unidad como Cenomaniense superior (ver cap. 4).

La datación del límite superior es más compleja e imprecisa, ya que dicho límite se encuentra situado dentro de la Formación Margas de Alarcón, unidad que no ha aportado, dentro de la región del Altiplano, datos bioestratigráficos relevantes. La datación de esa formación se basa por ello en su posición estratigráfica relativa.

De los tres tramos que la componen y a los que nos hemos referido en el apartado anterior, el inferior aparece en perfecta continuidad con la Formación Calizas de las Moratillas por lo que puede aún considerarse como Cenomaniense superior (terminal). De hecho, Giménez (1987, 1989) encuentra foraminíferos característicos de esta edad en los primeros metros de la Formación Alarcón en la Cordillera Ibérica Meridional.

Por el mismo motivo, el *tramo superior* (perteneciente a la Secuencia Deposicional IV), generalmente de poca potencia y que presenta clara continuidad

Fig. 57 : Distribución de los principales fósiles (foraminíferos, calcisferas,algas y rudistas) en la S.D. III dentro del Altiplano.

sedimentaria con la unidad suprayacente, la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense *p.p.*-Campaniense basal), puede ser considerado como Coniaciense, posiblemente no basal.

Por tanto en el *tramo II*, situado entre los dos anteriores y que no aporta datos bioestratigráficos relevantes, deben estar comprendidos muy probablemente la parte más alta del Cenomaniense terminal, todo el Turoniense y gran parte del Coniaciense.

Con todas las imprecisiones que conlleva la datación de los materiales de la Formación Margas de Alarcón, se sitúa, con los datos disponibles actualmente, el límite superior de la secuencia, dentro del Coniaciense. Esta consideración concuerda además con los datos obtenidos por Floquet (1991) en la Cordillera Ibérica Septentrional (sobre series con abundante registro fósil): este autor reconoce la existencia de una interrupción de primer rango, (equiparable a la que limita la secuencia), en el Coniaciense inferior.

5.4.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

El conjunto de materiales que forman la Secuencia Deposicional III (Cenomaniense sup. *p.p.* - Coniaciense *p.p.*) encontró su génesis en ambientes sedimentarios que oscilan de continentales a los propios de una plataforma carbonática externa. La naturaleza del sedimento es casi exclusivamente carbonática. Únicamente de forma local se aprecia cierta influencia terrígena, siempre de grano fino. A continuación se describen las asociaciones de facies que se encuentran representadas en cada una de las dos formaciones litoestratigráficas.

5.4.4.1. Formación Calizas de las Moratillas

Esta unidad está constituida, a grandes rasgos, por un litosoma esencialmente calizo (en ocasiones está parcial o totalmente dolomitizado) y de aspecto masivo o mal estratificado. Un estudio más detallado del mismo permite, sin embargo,

diferenciar tres grandes asociaciones de facies que, respectivamente, caracterizan los siguientes sistemas deposicionales:

- Asociación de facies de plataforma carbonatada externa.
- Asociación de facies de plataforma carbonatada interna.
- Asociación de facies de sistemas mareales carbonáticos.

La primera de ellas se encuentra únicamente representada en los tramos basales de la unidad. La segunda constituye, en la mayor parte de los casos, el grueso de la misma. Por último, la tercera está restringida a sus últimos niveles, que marcan el tránsito con la Formación Margas de Alarcón donde la asociación puede llegar a ser importante.

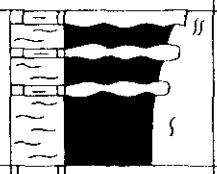
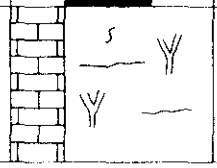
a. Asociación de facies de plataforma externa carbonatada.

Esta asociación no está representada en todos los cortes estudiados. Cuando aparece está restringida, como se ha señalado, a los primeros tramos de la unidad. Está constituida básicamente por dos facies cuya descripción se resume en la Fig. 58.

La primera de esas facies ("a" de la citada figura) está formada por margas y calizas margosas de tonos beiges, con escasos foraminíferos planctónicos y bentónicos así como otros restos de fauna.

La segunda (facies "b") es generalmente más abundante y, en muchos casos, la única facies que se encuentra en la asociación. Está constituida esencialmente por biomicritas con textura *wackestone*, en ocasiones bioturbadas, con abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, además de calcisferas, placas de equínidos, restos de moluscos y, sobre todo, abundantes briozoos ramificados no incrustantes. Éstos son organismos estenohalinos, típicos de aguas tranquilas, por debajo del nivel de turbulencia del oleaje (Brood, 1978).

Tanto las litofacies como las asociaciones bióticas encontradas son características de los ambientes bien comunicados y relativamente profundos (por debajo del nivel de base del oleaje) de una plataforma externa. Por otro lado, la presencia de niveles margosos refleja la existencia de aportes terrígenos, siempre poco importantes, en la plataforma.

FACIES	DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a 	Margas y calizas margosas beiges, masivas, en bancos decimétricos que presentan progresiva carbonatación hacia el techo. Señales de bioturbación		PLATAFORMA EXTERNA. CIERTA INFL. TERRÍGENA ✓
b 	Biomicritas *wackestone estratificadas* en niveles decimétricos, en ocasiones bioturbadas, que presentan abundantes briozoos no incrustantes.		PLATAFORMA EXTERNA. ✓✓✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE PLATAFORMA EXTERNA CARBONATADA
(Fm. Calizas de las Moratillas)

Fig. 58

b. Asociación de facies de plataforma carbonatada interna.

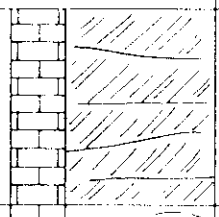
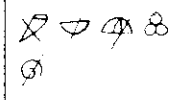
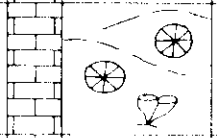
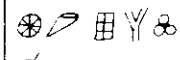
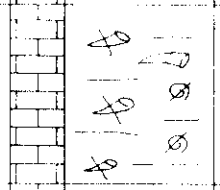
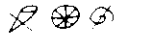
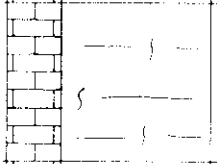
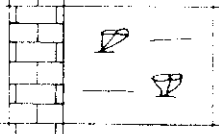
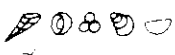
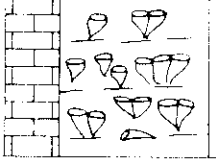
Esta asociación constituye, en muchos puntos, el grueso de la formación. Las principales facies que se han descrito en ella se resumen en la Fig. 59.

Esta asociación caracteriza toda una serie de medios y submedios sedimentarios desarrollados en áreas con profundidades que se sitúan por encima del nivel de base del oleaje, en los que no se producen llegadas relevantes de terrígenos y que presentan buena comunicación con mar abierto.

Dentro de esas áreas, en las zonas más externas y agitadas predomina el desarrollo de grandes barras que tienen hoy su reflejo en los paquetes calcareníticos de dimensiones decimétricas a métricas con estratificación cruzada de gran escala. Éstos tienen composición esencialmente bioclástica y en menor proporción proto-oolítica (facies "a" de la Fig. 59). Ocasionalmente se han observado además ciertas proporciones de terrígenos finos.

Tras los cuerpos calcareníticos quedan zonas de sombra en las que se desarrollan pequeños edificios arrecifales (*framestone*), que presentan una biota muy variada de corales, rudistas, briozoos, organismos incrustantes, algas rojas, etc. (facies "b"). Estas bioconstrucciones se generan bajo condiciones de agitación aún elevada y condiciones óptimas de luz y salinidad.

En relación con la destrucción de los arrecifes se forman unos cinturones bioclásticos muy groseros (*rudstone*), que presentan muy mala selección y tienen matriz generalmente micrítica (facies "c").

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Bioesparitas y bio-oosparitas *grainstone* en bancos decimétricos a métricos, que presentan estratificación cruzada de gran escala o son masivos. Puntualmente se encuentra cierta proporción de terrígenos finos.		MEDIOS ABIERTOS Y AGITADOS (BARRAS) ↙↙↙
b		Bioconstrucciones de corales, rudistas, algas rojas, briozoos... Potencia métrica.		MEDIOS ABIERTOS, MODERAD. AGITADOS ↙↙
c		*Rudstone* bioclástico, asociado a las bioconstrucciones arrecifales.		MEDIOS MODERAD. AGITADOS (DESTRUCCIÓN DE ARRECIFES) ↙↙
d		Biomicritas a pelbiomicritas *wackestone - packstone*. Ocasionalmente se reconocen señales de bioturbación.		MEDIOS PROTEGIDOS, TRANQUILOS, BIEN COMUNICADOS ↙↙↙
e		Biomicritas con pequeñas bioconstrucciones de rudistas (radiolítidos).		MEDIOS PROTEGIDOS, TRANQUILOS. ↙↙
f		Cuerpos bioestrómicos de rudistas (radiolítidos), de carácter casi monoespecífico. Potencia de hasta varios metros y extensión de hasta varias centenas.		MEDIOS INTERNOS, TRANQUILOS, BIEN COMUNICADOS ↙↙↙

ASOCIACIÓN DE FACIES DE PLATAFORMA INTERNA CARBONATADA
(Fm. Calizas de las Moratillas)

Fig. 59

Tras la "barrera" constituida por las barras calcareníticas y las bioconstrucciones arrecifales se desarrolla una plataforma tranquila y más interna, con sedimentación de pelbiomicritas con abundantes foraminíferos bentónicos, algas verdes y rudistas que aparecen como formas aisladas (caprínidos, radiolítidos) o constituyen pequeñas colonias (radiolítidos) (facies "c" y "d").

Dentro de estas zonas llegan a generarse grandes cuerpos bioestrómicos de rudistas (radiolítidos) que frecuentemente presentan un carácter casi monoespecífico. Estas bioconstrucciones tienen una potencia decimétrica a métrica y varias centenas de metros de extensión. Entre ellos cabe destacar los bioestromos de *Distefanella* encontrados en la Sierra del Cuchillo. Según Philip (1984), el carácter

monoespecífico de estas bioconstrucciones parece favorecer su desarrollo lateral (biostrómico). Por otro lado, Gili (1982) muestra como los biostromos de rudistas encuentran condiciones óptimas para su desarrollo en áreas tranquilas y bien comunicadas.

c. Asociación de facies de sistemas mareales carbonáticos.

La tercera asociación caracteriza ambientes litorales carbonáticos, que son los más someros descritos para la Formación Calizas de las Moratillas.

Generalmente aparece restringida a los últimos metros de la formación, donde se inicia el tránsito a la unidad suprayacente, la Formación Margas de Alarcón, que también presenta esta asociación.

Las facies fundamentales que la definen se describen de modo sucinto en la Fig. 60.

Los tramos que contienen las facies de la asociación presentan un aspecto típicamente tableado (al contrario que el resto de la Formación Moratillas, mucho más masiva). Éste viene dado por el ordenamiento cíclico en secuencias elementales que presentan las facies. Estas secuencias rara vez sobrepasan la potencia de un metro y, de base a techo, reflejan ambientes progresivamente más someros: Son por ello comparables a las *shallowing upwards sequences* de James (1984a) y sinónimas.

De manera general, se diferencian los términos submareal, intermareal y supramareal:

El término submareal:

Tiene generalmente poco espesor (0,1-0,4 m) y está constituido básicamente por pelbiomicritas *wackestone-packstone*, con abundantes miliólidos, algas verdes y cuneolinas (facies "a" de la Fig. 60), o bien por pequeñas bioconstrucciones de radiolítidos, a modo de "praderas" (facies "b"). Estas facies reflejan condiciones submareales de sedimentación con poca agitación, que en ocasiones pueden ser levemente restringidas.

De modo subordinado, también se encuentran pelbiomicritas *packstone* e incluso pelbioesparitas *grainstone*, con foraminíferos bentónicos, algas

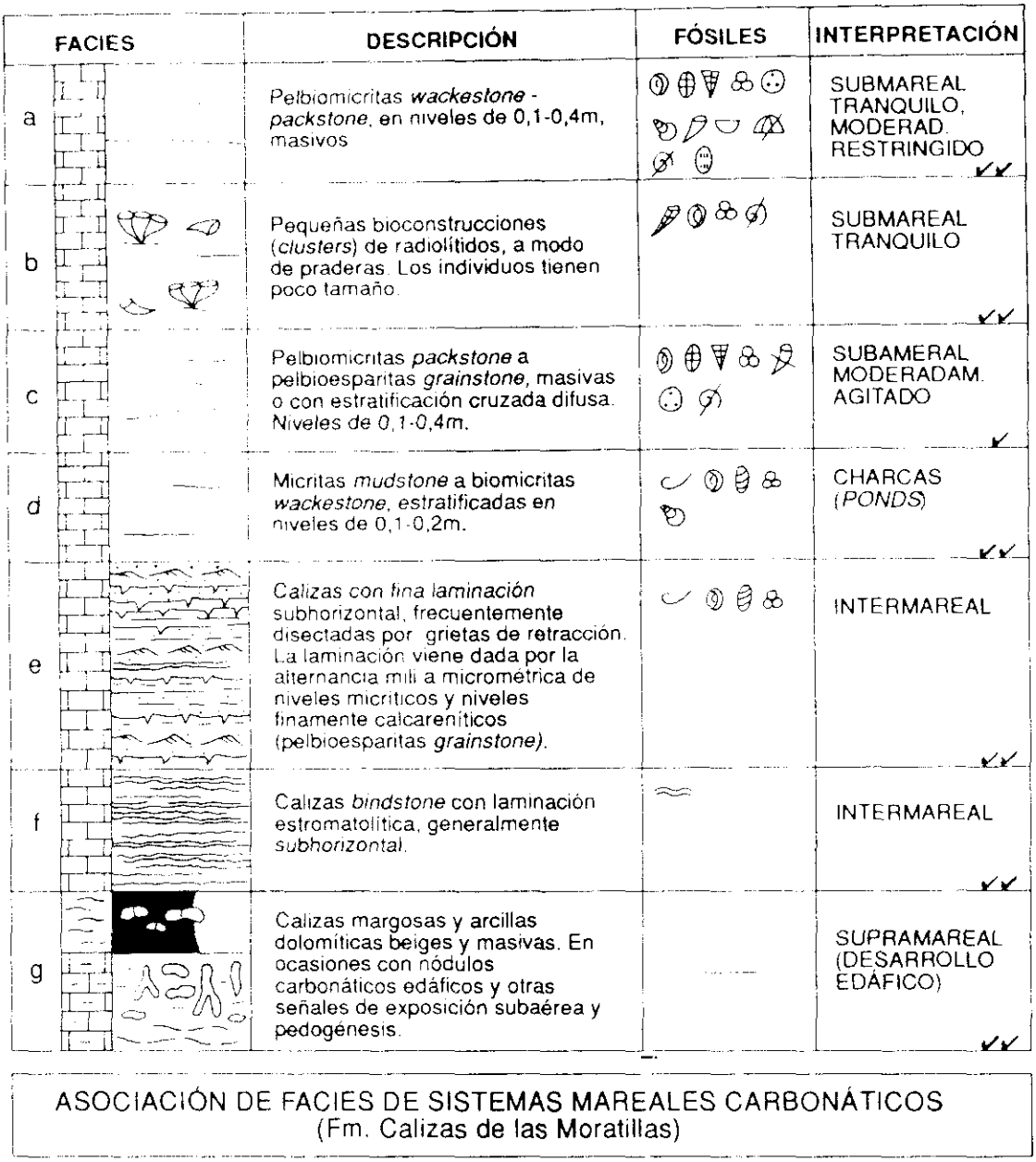


Fig. 60

verdes y fragmentos de moluscos (facies "c"). Éstas reflejan una mayor hidrodinámica, bajo la que se desarrollarían pequeños cuerpos calcareníticos.

Un caso particular de término submareal (en sentido amplio) se encuentra en la facies "d": Son fundamentalmente micritas fosilíferas y biomicritas *mudstone - wackestone* con escasos restos de carofitas, ostrácodos, gasterópodos y algunos foraminíferos (sobre todo miliólidos) de concha muy fina. Su génesis se encuentra en zonas de charcas (*ponds*) desarrolladas dentro de las zonas intermareales más altas y supramareales.

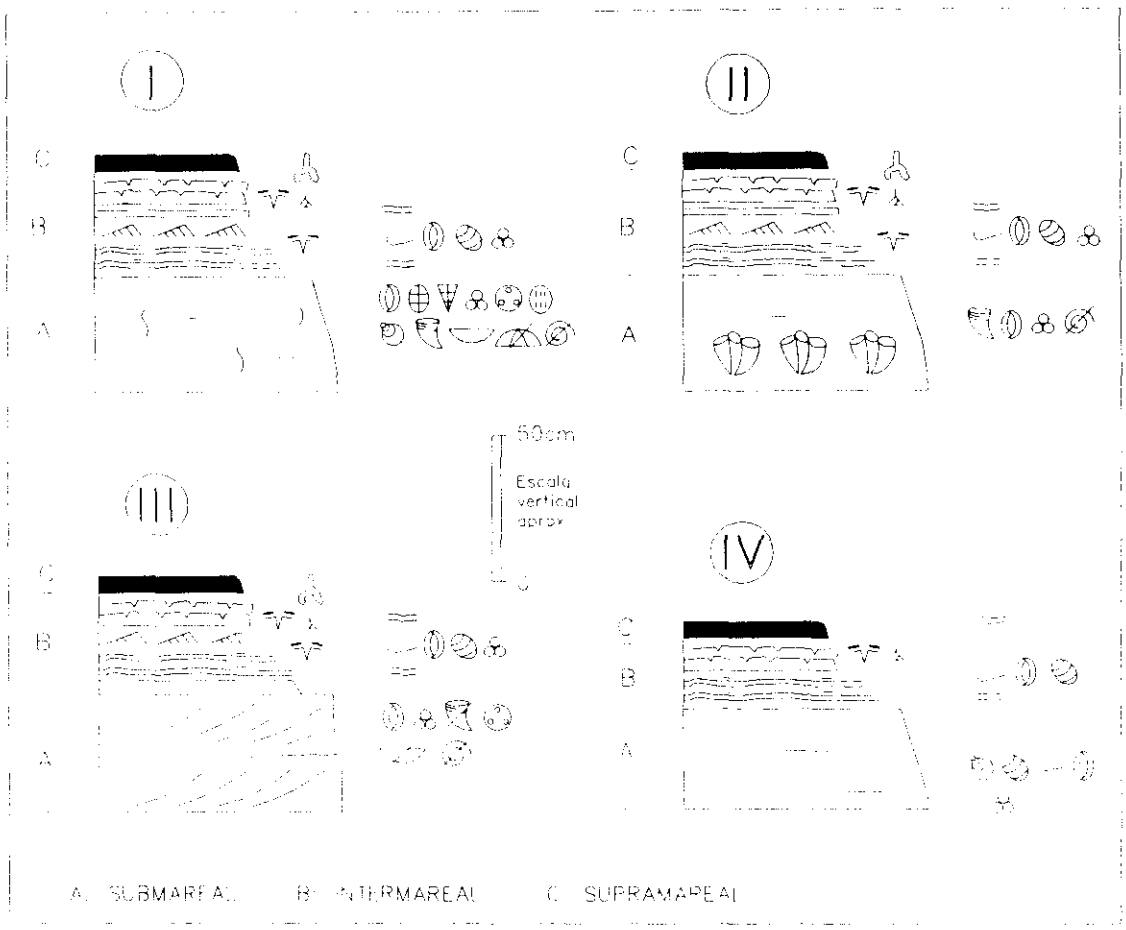


Fig. 61 : Principales tipos de secuencias elementales presentes en los tramos superiores de la Formación Calizas de las Moratillas (asociación de facies de sistemas mareales carbonáticos).

El término intermareal

Tiene un espesor máximo de 0,2-0,3 m y está esencialmente constituido por dos tipos de facies:

La primera de ellas (facies "e") son calizas que presentan una fina laminación horizontal, producida por la alternancia mili a micrométrica de niveles micríticos y niveles finamente calcareníticos (fundamentalmente pelbioesparitas *grainstone* muy finas, que presentan algunos miliólidos y ostrácodos). Esta laminación resulta comparable a la descrita por diferentes autores (p.e.: Zamarreño, 1975) y se interpreta como el resultado de la alternancia de episodios de sedimentación rápida, en momentos de inundación, en los que se generarían los niveles calcareníticos; y otros episodios más prolongados con sedimentación esencialmente producida por decantación.

La segunda (facies "f") es de tipo estromatolítico y está producida por el crecimiento de tapices de cianofíceas. Estos tapices algares tienen generalmente morfología subhorizontal. Sin embargo, ocasionalmente pueden aparecer adaptándose a la morfología de las conchas de los rudistas del término infrayacente llegando incluso a rellenar los huecos de las mismas.

El término supramareal:

Tiene generalmente poca potencia (menos de 0,2 m) y está constituido por calizas margosas y arcillas dolomíticas beiges y masivas, en ocasiones con nódulos carbonatados de origen edáfico.

Es frecuente que los rasgos de exposición subaérea y pedogénesis sobrepasen este pequeño término supramareal y lleguen a afectar incluso a la totalidad de la secuencia.

Los principales tipos de secuencias elementales encontradas se modelizan en la Fig. 61. Las mayores diferencias entre ellas se registran en los términos submareales. Las dos primeras presentan un término submareal de baja energía (son por ello comparables a las secuencias *muddy* de James, 1984a), la tercera tiene un término submareal calcarenítico, que refleja mayor agitación (secuencia *grainy* de James) y finalmente, en la cuarta, el mismo término está formado por facies típicas de zonas restringidas o charcas.

5.4.4.2. Formación Margas de Alarcón (*p.p.*)

Los tramos *inferior (I)* y *medio (II)* descritos en esta unidad constituyen en todos los puntos estudiados la parte superior de la Secuencia Deposicional III, a la que se refiere este capítulo. El resto de la unidad (*tramo III*) pertenece a la Secuencia IV, que tiene una edad Coniaciense *p.p.* - Campaniense basal.

Sin embargo, y debido a las peculiaridades sedimentológicas de esta unidad, a su poco espesor, a su gran homogeneidad litológica y a las dificultades que entraña la delimitación de los tres tramos en aquellos puntos donde las condiciones de afloramiento no son óptimas, se realiza el análisis sedimentológico conjunto de toda ella.

La mayor singularidad de esta formación se encuentra en que, en el tramo de calizas y margas con paleosuelos que la constituyen, cuya potencia oscila entre los cinco y los quince metros, se encuentran representados materiales cuya edad oscila entre el Cenomaniense terminal (en la base) y el Coniaciense (en el techo).

Dentro de la misma y teniendo en cuenta el anterior aspecto, que implica unas tasas globales de sedimentación muy reducidas, el análisis sedimentológico permite diferenciar dos asociaciones de facies:

.Asociación de facies de sistemas continentales con influencia costera

.Asociación de facies de sistemas mareales carbonáticos

La primera es dominante en la unidad. La segunda únicamente está representada en sus niveles más bajos, que marcan el tránsito desde la Formación Calizas de las Moratillas, y en sus niveles más altos, que lo hacen con la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, dentro de la Secuencia Deposicional IV. Ocasionalmente puede aparecer en otros tramos de la unidad.

a .Asociación de facies de sistemas continentales con influencia costera

Esta asociación resulta dominante dentro de la Formación Margas de Alarcón. El rasgo sedimentológico más característico se encuentra en la gran importancia que alcanzan los paleosuelos, que se desarrollaron sobre todo tipo de facies preexistente.

Además de los paleosuelos (que en sentido estricto no constituyen una facies sedimentaria, sino un conjunto de transformaciones postsedimentarias) se encuentran diversas facies que se pueden observar en los puntos donde la pedogénesis no ha sido muy intensa. Éstas se desarrollaron globalmente en ambientes carbonáticos de tipo costero que se generan durante intervalos breves de tiempo, constituyendo situaciones transitorias, marcadas por efímeras invasiones marinas.

Las facies más representativas se resumen en la Fig. 62 y se comentan a continuación:

A pesar del nombre litológico que define la Formación, y al menos dentro de la región del Altiplano, son dominantes las litofacies calizas sobre las margosas.



Fig. 62

Estas últimas siempre aparecen muy subordinadas, formando pequeños niveles, generalmente dolomitizados, que tienen colores grises, beiges o verdosos. Suelen presentar abundantes nódulos edáficos y moteado de óxidos de hierro (facies "a" de la Fig. 62). Se interpretan como desarrolladas en zonas inter a supramareales con cierta influencia de terrígenos.

Por el contrario, dentro de las facies calizas existe una mayor variación: Dominan las de naturaleza pelbiomicrítica, biomicrítica o intrabiomicrítica, con

textura *wackestone - packstone*, que aparecen en bancos tabulares de poco espesor (0,1-0,3m de media, excepcionalmente alcanzan 0,5m) y se generaron en medios marinos submareales tranquilos (facies "b").

También son características de los medios submareales poco agitados las calizas con pequeñas bioacumulaciones de rudistas (radiolítidos), que constituyen colonias de decenas de pequeños individuos (*clusters*) a modo de "praderas", que no alcanzan mayor altura que la producida por una sola generación de los mismos (facies "c").

De modo subordinado se encuentran pequeños cuerpos calcareníticos, de composición biopelmicrítica a bioesparítica, pero que en ocasiones presentan abundantes intraclastos, entre los que destaca la presencia de cantos negros y prismas de *Microcodium*, procedentes de la erosión de los paleosuelos. Esta facies ("d" de la Fig. 62) se genera en momentos o zonas con mayor agitación, dentro de las áreas submareales.

Es frecuente que tanto los pequeños cuerpos calcareníticos como los *clusters* de rudistas aparezcan tapizados por mallas de cianofíceas (facies "e"), aunque nunca llegan a ser muy importantes. Esta facies es típica de zonas intermareales y pequeñas charcas hipersalinas.

Una facies que es muy característica de la Formación Margas de Alarcón son los niveles generalmente poco potentes de micritas fosilíferas *mudstone*, que presentan restos de una biota básicamente constituida por ostrácodos, caráceas, discórbidos y pequeños miliólidos de concha muy fina. Es una facies ligada a ambientes someros y restringidos, con condiciones de salinidad anómalas, como las que se originan en las charcas o *ponds* de la zona supramareal (facies "f" de la Fig. 62).

Otro sedimento típico de las zonas inter a supramareales se encuentra en las calizas con laminación horizontal, que forman pequeños niveles de pocos centímetros a algunos decímetros (facies "g"). Esta laminación viene ocasionada por la alternancia mili a micrométrica de niveles esencialmente micríticos y otros calcareníticos, generalmente de grano muy fino, muy peletoidales y que en ocasiones presentan pequeños *ripples*. Esta laminación se encuentra frecuentemente disectada por grietas de retracción y frecuentemente presenta porosidad fenestral.

En conjunto las facies descritas representan el fruto de una sedimentación casi exclusivamente carbonática en medios litorales someros. Sobre todas ellas se encuentran desarrollados, en mayor o menor medida, suelos que, por la naturaleza del sedimento sobre el que se instalan, se denominan hipercalcimorfos (en el sentido de Freytet y Plaziat, 1982, suelos con más del 90% de carbonato).

Estos suelos (recogidos en la Fig. 62 como facies "h") llegan a alcanzar un gran desarrollo, hecho que denota que las condiciones de exposición subaérea fueron dominantes en la génesis de la asociación.

El resto de las facies, por tanto, refleja únicamente situaciones transitorias y esporádicas, que se producen en intervalos cortos de tiempo, durante los cuales tienen lugar efímeras invasiones marinas que provocan el desarrollo momentáneo de ambientes subacuáticos someros con sedimentación carbonática.

El estudio de los paleosuelos y de las transformaciones diagenéticas asociadas, se realiza dentro del apartado 5.4.7.

b .Asociación de facies de sistemas mareales carbonáticos

Esta asociación aparece muy subordinada en la Formación Margas de Alarcón. Únicamente llega a ser importante en los afloramientos más surorientales del Altiplano (Sierra del Príncipe, Umbría de la Pava...). En el resto de los afloramientos prácticamente queda restringida a los tramos basales de la unidad, en los que queda marcado el tránsito desde la Formación Calizas de las Moratillas, y/o a los tramos finales (pertenecientes a la Secuencia Deposicional IV), que del mismo modo marcan el tránsito a la unidad suprayacente (Fm. Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel).

Es equivalente, a grandes rasgos, a las asociaciones descritas bajo la misma denominación dentro de la Formación Calizas de las Moratillas y de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (ver apartados 5.4.4.1. y 5.5.4.2), por lo que no entraremos aquí en una nueva descripción de la misma.

Conviene además señalar que guarda muchos aspectos en común con la otra asociación descrita en la Formación Margas de Alarcón, que caracterizaba medios continentales con cierta influencia marina. La principal diferencia se encuentra en la importancia que tomaba en aquélla el desarrollo de los paleosuelos. En ésta, por

el contrario, los paleosuelos están muy subordinados, y son, en proporción, mucho más importantes las facies submareales e intermareales, cuya superposición conforma secuencias elementales de somerización hacia techo. El apilamiento de las secuencias (cuya potencia rara vez supera los 0,5m) da un aspecto tableado a esta asociación, ausente en la asociación precedente.

5.4.5. PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DE DEPÓSITO

El inicio de la secuencia y su posterior desarrollo están íntimamente relacionados con el cambio geométrico que se produce en esta región de la margen bética durante el Cenomaniense superior, provocado por un episodio tectónico (ver apartados 5.4.6 y 5.4.9.).

Ese cambio geométrico tiene su principal reflejo en la reestructuración del gran surco de directriz ENE-WSW que ya se había desarrollado durante la etapa evolutiva correspondiente a la secuencia deposicional precedente (Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.*). Sin embargo, esta reestructuración provoca el movimiento de fallas que hasta ahora no habían tenido especial relevancia, más externas al surco, que van a condicionar el hecho de que éste adquiera una mayor amplitud.

De cualquier modo, la sedimentación de esta secuencia vuelve a estar limitada a una zona deprimida y controlada tectónicamente que puede deducirse a partir de los paneles de correlación (Fig. 63) y de los mapas paleogeográficos (Fig. 64) realizados. Ésta aparece flanqueada por dos franjas elevadas y extensas sin sedimentación, que debieron de permanecer emergidas durante todo el desarrollo de la secuencia deposicional.

De las reconstrucciones paleogeográficas realizadas para diferentes momentos de la secuencia, se deducen sus pautas evolutivas generales, que permiten reconocer tres episodios fundamentales de evolución:

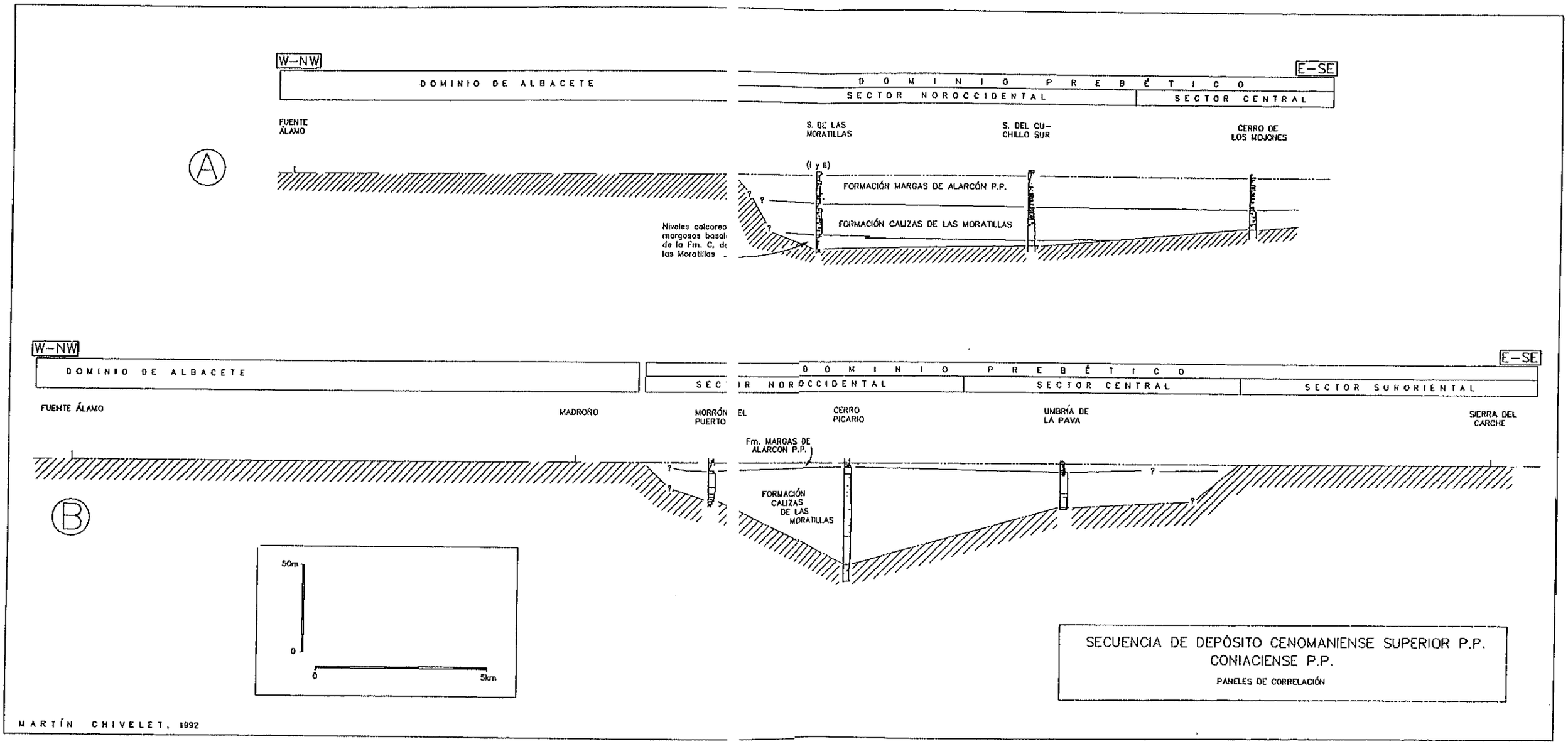

W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
E-SE
D O M I N I O P R E B É T I C O
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
FUENTE ÁLAMO
S. DE LAS MORATILLAS
S. DEL CU-CHILLO SUR
CERRO DE LOS MOJONES
A
(I y II)
FORMACIÓN MARGAS DE ALARCÓN P.P.
FORMACIÓN CALIZAS DE LAS MORATILLAS
Niveles calcareo margosos basal de la Fm. C. de las Moratillas
W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
E-SE
D O M I N I O P R E B É T I C O
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
SECTOR SURORIENTAL
FUENTE ÁLAMO
MADROÑO
MORRÓN EL PUERTO
CERRO PICARIO
UMBRÍA DE LA PAVA
SIERRA DEL CARCHE
Fm. MARGAS DE ALARCON P.P.
FORMACIÓN CALIZAS DE LAS MORATILLAS
B
50m
0
0
5km
SECUENCIA DE DEPÓSITO CENOMANIENSE SUPERIOR P.P.
CONIACIENSE P.P.
PANELES DE CORRELACIÓN
MARTÍN CHIVELET, 1992

Fig. 63

5.4.5.1. Episodio inicial de inundación:

La secuencia deposicional se inicia, dentro del Cenomaniense superior, con un evento transgresivo muy rápido que provoca la instalación de condiciones marinas relativamente profundas (plataforma externa) en la mayor parte del surco (Fig. 64a).

En las zonas donde estaba representada la secuencia precedente, la subida relativa del nivel del mar provocó la "inundación" de las antiguas plataformas (Formación Dolomías del Cuchillo). Si seguimos estrictamente la proposiciones de Kendall y Schlager (1981) y Schlager (1981) la inundación de la plataforma pudo no llegar a ser completa (*incipient drowning*) ya que probablemente nunca se alcanzó la batimetría suficiente como para que los sedimentos quedasen bajo la zona eufótica. Sin embargo si fue suficiente como para provocar una parada en la sedimentación y el desarrollo de una costra ferruginosa (*hard ground*).

En las zonas más externas del surco, emergidas durante la etapa correspondiente a la secuencia deposicional II, la invasión marina queda reflejada en la instalación, inmediatamente sobre la superficie de emersión, de sedimentos marinos desarrollados a una profundidad relativamente muy importante: éstos tienen su reflejo en las margas con foraminíferos planctónicos y calizas con briozoos que se encuentran en la base de la unidad, y que indican batimetrías mínimas de 15-30m.

La invasión marina inicial no tuvo la misma importancia en todo el surco, pues existen amplias zonas donde nunca se alcanzaron tales profundidades y los primeros sedimentos de la secuencia son ya de tipo calcarenítico, generados por encima del nivel de base del oleaje.

La distribución de unos y otros ambientes en los primeros estadios de evolución de la secuencia puede reconocerse en el mapa paleogeográfico de la Fig. 64a.

5.4.5.2. Episodio de somerización - colmatación:

A la primera etapa de invasión marina rápida, le sigue una segunda caracterizada por una progresiva pero también rápida somerización, y que termina

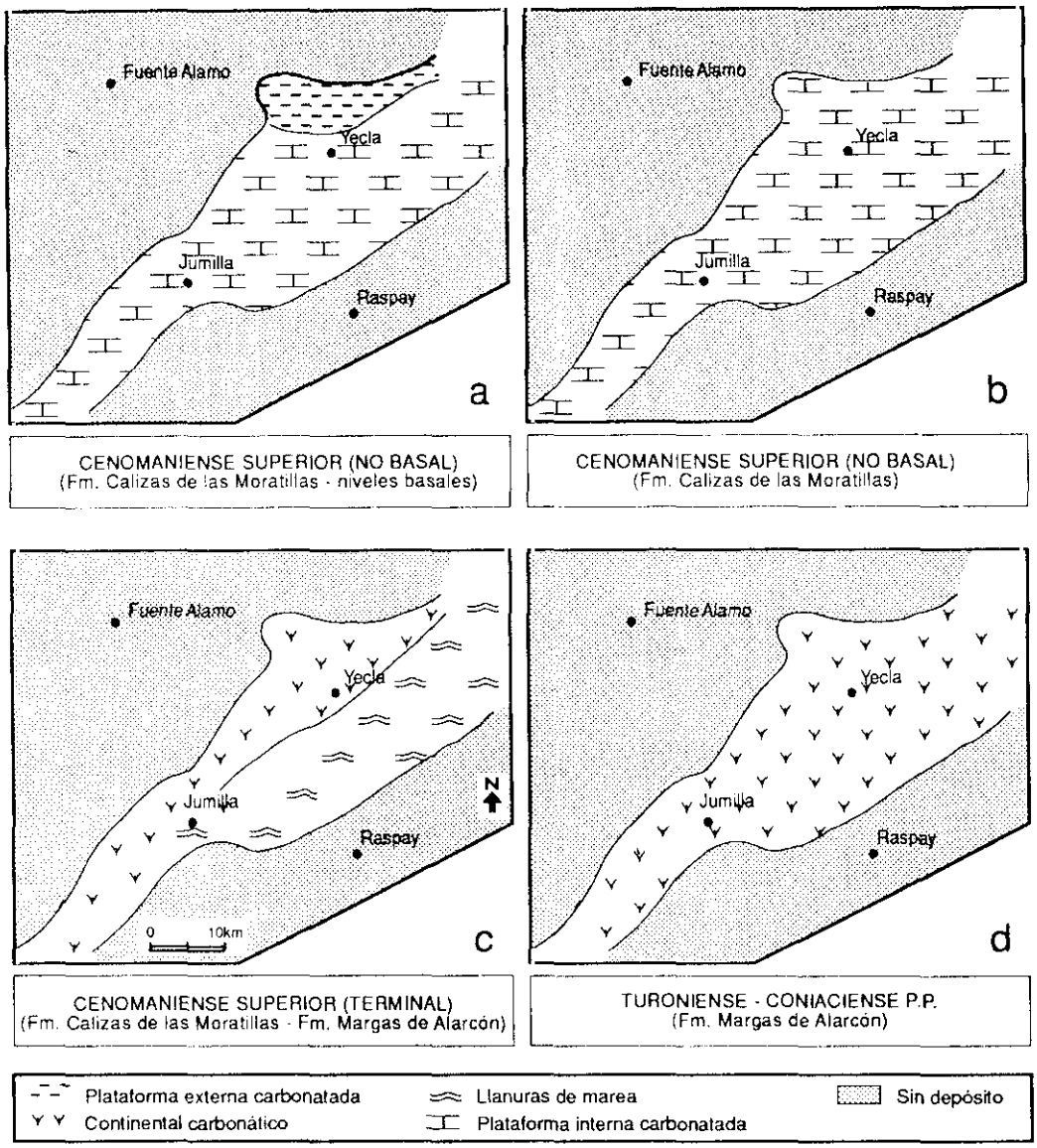


Fig. 64 : Mapas paleogeográficos para la región del Altiplano durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional III.

con la colmatación de la plataforma (figura 64b y c).

Este episodio queda reflejado en la sucesión de asociaciones de facies que se describe en la Fig. 65, donde a su vez se han separado dos etapas menores que denominamos:

a. Etapa de somerización

Sobre las margas y calizas con foraminíferos planctónicos generadas en la etapa inicial se desarrollan grandes cuerpos calcareníticos que denotan

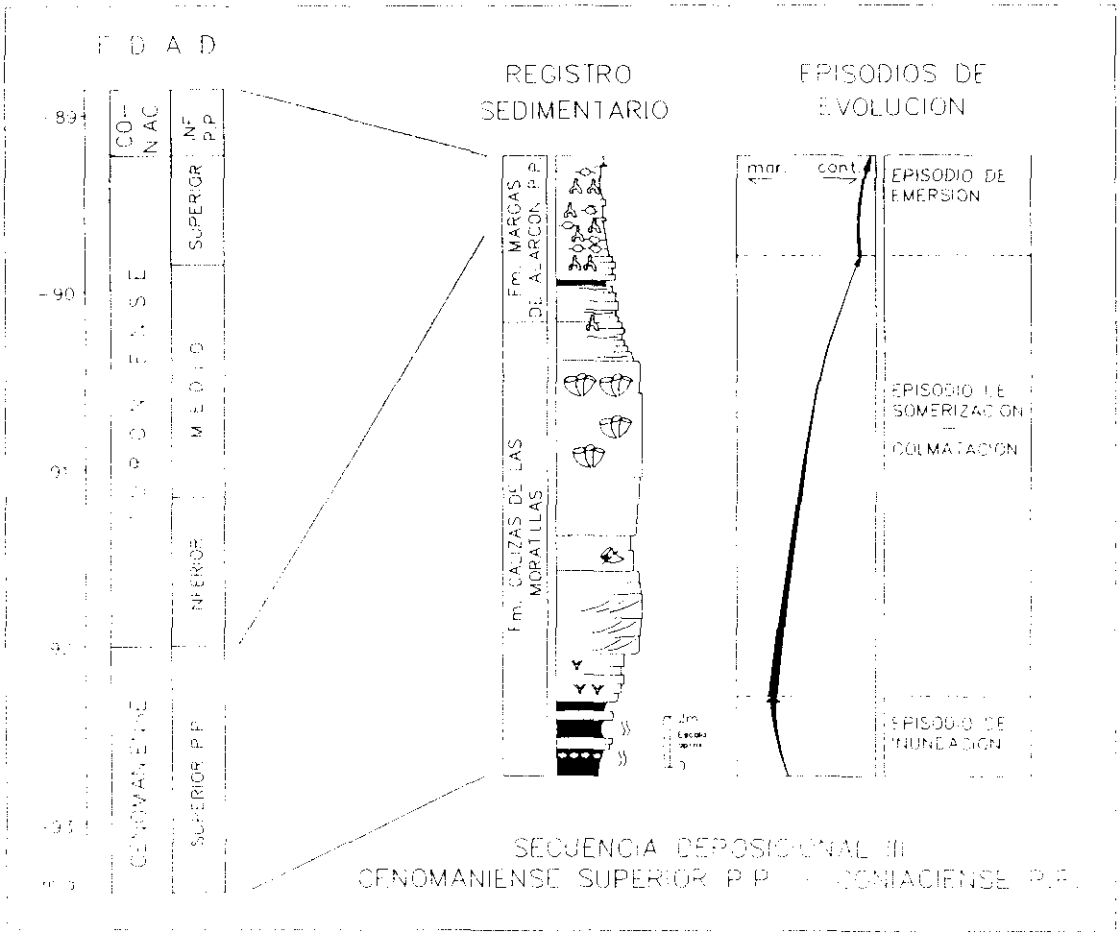


Fig. 65 : Reflejo de los principales episodios evolutivos de la secuencia deposicional en las series sedimentarias. La corte idealizado está basado en la Columna de la Sierra de las Moratillas IV.

condiciones agitadas, típicas de las zonas más abiertas de la plataforma interna carbonatada. Estas facies prácticamente cubren toda la zona estudiada en el comienzo de esta etapa de somerización, hecho que refleja una homogeneización en las condiciones de depósito.

Posteriormente los cinturones de facies rápidamente se estructuran de tal manera que:

.En las zonas más surorientales (U. de la Pava, Antigua Estación del Carche) se desarrollan aún cuerpos calcareníticos acompañados de pequeños edificios arrecifales que presentan una biota variada, formada esencialmente por corales, rudistas, algas rojas y briozoos incrustantes. Estos sedimentos reflejan aún condiciones de plataforma agitada y bien comunicada.

.Mientras que en las zonas más nororientales se produce el desarrollo dominante de cuerpos biostrómicos de radiolítidos, muchas veces de carácter monoespecífico, que caracterizan áreas más internas de la plataforma.

Esta etapa se desarrolla dentro del Cenomaniense superior.

b. Etapa de colmatación:

Viene marcada por el desarrollo de llanuras de marea carbonatadas sobre toda el área que constituye el surco con sedimentación durante esta secuencia (Fig. 64c).

Los sedimentos correspondientes a las llanuras de marea constituyen series en general bien estratificadas, constituidas por la superposición de secuencias elementales de tipo *shallowing upwards*. El tránsito entre estas series y los cuerpos arrecifales generados en la etapa anterior es gradual pero muy rápido, y es frecuente encontrar el techo de esos cuerpos colonizado por cianofíceas típicas de la zona mareal.

Dentro de estas "series mareales" se aprecia una tendencia de base hacia techo de progresiva somerización, reflejada sobre todo en la importancia que gradualmente van tomando los paleosuelos a techo de las secuencias. Este aspecto indica un incremento paulatino de los tiempos de emersión.

Esta etapa queda reflejada en los últimos metros de la Formación Calizas de las Moratillas y los primeros tramos de la Formación Margas de Alarcón. Se desarrolla probablemente en su totalidad dentro del Cenomaniense terminal.

5.4.5.3. Episodio de emersión:

La secuencia deposicional finaliza en la región del Altiplano con un prolongado episodio de emersión dominante, que tiene una duración de aproximadamente el triple de tiempo que el abarcado por los otros dos episodios en conjunto, ya que debe abarcar probablemente parte del Cenomaniense terminal, todo

el Turoniense y parte del Coniaciense. Este episodio queda reflejado en el *tramo II* descrito para la Formación Margas de Alarcón.

Durante este intervalo las tasas de sedimentación son muy reducidas y las condiciones continentales propician el desarrollo de paleosuelos en numerosas etapas, superponiéndose unos sobre otros. Solamente pequeñas subidas relativas del nivel del mar pueden condicionar que, durante cortos períodos de tiempo, se instalen ambientes litorales con sedimentación carbonática.

5.4.5.4. Conclusiones a la Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito

Como resumen, la secuencia deposicional III (Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.*) está ceñida al surco que se desarrolla dentro del Cenomaniense superior, y refleja en su evolución los siguientes episodios (Fig. 65):

.Una rápida transgresión inicial, que provoca la instalación de una plataforma carbonatada. Se alcanzan las condiciones de máxima profundidad para la secuencia. Algunas zonas del Altiplano se sitúan por debajo del nivel de base del oleaje (Fig. 64a).

.Una progresiva pero también rápida etapa de somerización, durante la que se desarrollan ambientes someros de plataforma (Fig. 64b).

.Una etapa en la que se produce la colmatación del surco. Se instalan llanuras de marea carbonáticas (Fig. 64c).

.Una etapa final muy prolongada, con predominio de condiciones continentales.

Los tres episodios primeros quedan reflejados en la Formación Calizas de las Moratillas y en el *tramo I* de la Formación Margas de Alarcón. Se desarrollan dentro del Cenomaniense superior y tienen una duración aproximada de 1 m.a.

El episodio final esta representado en el tramo II de la Formación Margas de Alarcón. Dentro del mismo debe estar representado todo el Turoniense y parte del Coniaciense. Tiene una duración aproximada de 3,5 m.a.

5.4.6. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

En el inicio de la Secuencia Deposicional II se producía una estructuración tectónica muy importante dentro de esta zona de la margen bética. Ésta provocaba la individualización de un estrecho surco de dirección aproximada ENE-WSW, al cual se ciñó exclusivamente la sedimentación durante el desarrollo de la secuencia.

En el comienzo de la Secuencia Deposicional III tiene lugar un nuevo evento que va a modificar nuevamente la geometría de la cuenca. Este evento es de origen tectónico y provoca la reactivación de las familias de fallas que ya controlaban el surco en la secuencia anterior. Sin embargo, y como se demuestra a continuación, dentro de esa familia no van a ser las mismas fallas las que desempeñen el papel más importante.

De los paneles de correlación (Fig. 63), de los mapas paleogeográficos (Fig. 64) y de los mapas de isópacas (Fig. 66) se deducen los siguientes aspectos fundamentales:

.El surco tiene unas dimensiones (en cuanto a extensión lateral) superiores en esta secuencia que en la precedente.

.En el momento en que se inicia la sedimentación de la secuencia, las máximas profundidades se producen en su margen noroccidental.

.Gran parte de la zona donde se produce la máxima profundización se sitúa en áreas que no pertenecieron al surco durante la etapa anterior.

.La superposición de las asociaciones de facies refleja una rápida somerización, con cambios batimétricos mínimos de 15-30m. Estos cambios están marcados en menos de 9m en la Sierra del Cuchillo y en menos de 14 en la de las Moratillas.

.A lo largo de la secuencia se aprecia un cambio de polaridad en la disposición de los ambientes sedimentarios. Los medios más abiertos se "desplazan" hacia el sureste.

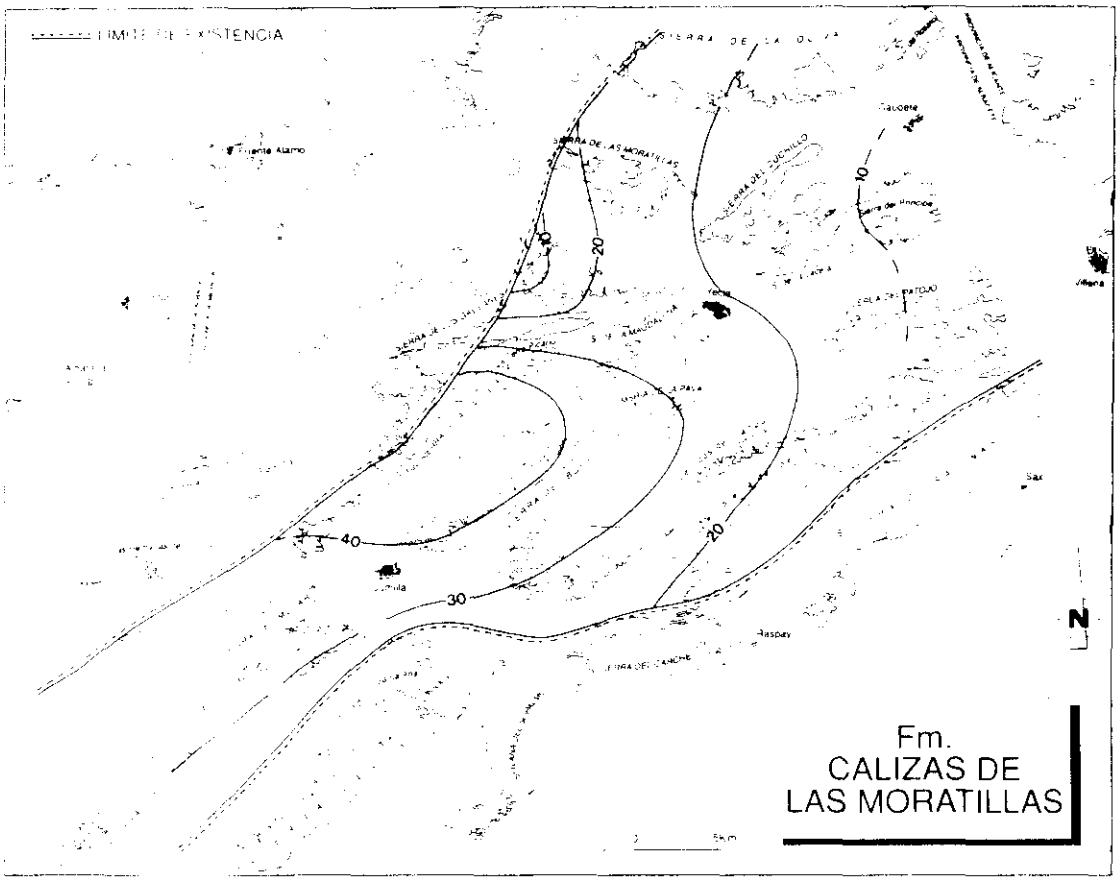


Fig. 66: Mapa de isópacas correspondiente a la Formación Calizas de las Moratillas, en el Altiplano de Jumilla - Yecla. Equidistancia: 10m.

.Durante el Cenomaniense terminal, todo el Turoniense y parte del Coniaciense, las condiciones de emersión son dominantes en toda la región y la tasa de sedimentación es muy reducida.

Estos aspectos permiten proponer una hipótesis sobre la subsidencia que se produce y que controla la sedimentación en el intervalo correspondiente a esta secuencia. De modo resumido se expone a continuación:

En el inicio de la Secuencia (que se produce dentro del Cenomaniense superior) tiene lugar un evento tectónico distensivo que provoca la reestructuración de un surco de dirección ENE-WSW. El hecho de que las zonas inicialmente más profundas de este surco se encuentren desarrolladas en áreas donde el surco de la secuencia anterior no existía demuestra dos aspectos muy importantes:

.El surco que controla esta secuencia no es heredado de la anterior, sino el resultado de un nuevo evento tectónico.

.Las fallas que actúan en la individualización del surco (al menos las de su sector nororiental) son diferentes (están más retrasadas) que las que originaron el surco de la secuencia anterior.

Por otro lado, las profundidades creadas en cada zona del surco apoyan la idea de un origen por rotación de bloques (fallas lístricas).

Aunque cuando se perfila el nuevo surco las zonas más deprimidas se encuentran en su franja más septentrional, conforme se produce su relleno, y dado que entonces la subsidencia diferencial entre los sectores del surco es pequeña, las diferencias batimétricas tienden a nivelarse. La consecuencia de todo esto es que las plataformas desarrolladas recuperan su polaridad "normal", es decir, hacia el sureste, en dirección a donde se encuentran las partes más abiertas de la cuenca (Subbético).

A partir de la estructuración inicial, el surco es rápidamente rellenado por sedimentos. Un relleno pasivo del mismo no parece sin embargo capaz de explicar el rápido cambio batimétrico que reflejan los sedimentos en la vertical. Es preciso por ello recurrir a una disminución progresiva en el nivel relativo del mar.

Esta disminución puede tener dos orígenes fundamentales: bajada eustática o elevación regional de origen tectónico. Una bajada eustática parece poco probable, si tenemos en cuenta que, para este período (Cenomaniense terminal) diferentes autores han postulado la existencia de un máximo transgresivo global (p.e.: Haq *et al.*, 1987). Por otra parte, ninguna bajada eustática es capaz de explicar la emersión casi continuada de una plataforma durante más de tres millones de años, como la que aquí se produce. Por todo ello, la existencia de un levantamiento generalizado regional aparece como la hipótesis más probable.

Esa elevación general de la región explicaría además el hecho de que durante el Cenomaniense más alto, el Turoniense y el Coniaciense, las condiciones de emersión fueran dominantes en todo el surco y que la tasa de sedimentación fuera muy baja.

5.4.7. DIAGÉNESIS: EL DESARROLLO EDÁFICO

Dentro de la secuencia, el rasgo diagenético más llamativo se encuentra en la profunda transformación eodiagenética que presentan los materiales de la Formación Alarcón. La mayor parte de esta transformación aparece relacionada con el desarrollo edáfico, la exposición subaérea y la diagénesis en medios vadosos.

Como hemos visto en apartados anteriores, la naturaleza de los materiales sobre los que se desarrollan los paleosuelos es dominantemente carbonática, aspecto que va a controlar fuertemente la hidrogeoquímica de los perfiles. Van a tener una composición con proporciones que superan el 90% de carbonato, aspecto por el que pueden considerarse como suelos hipercalcimorfos (*hypercalcimorphic soils*), en el sentido de Freytet y Plaziat (1982).

El análisis de los diferentes afloramientos y la contrastación con los datos obtenidos en otros puntos, fundamentalmente la Cordillera Ibérica (Giménez, 1987; Giménez *et al.*, 1991b) permite proponer una hipótesis evolutiva para los procesos pedogenéticos, que vamos a exponer de forma resumida.

En la mayor parte de los niveles estudiados son apreciables dos etapas fundamentales de desarrollo pedogenético:

a. Etapa de transformación temprana

Tiene lugar durante los primeros estadios de emersión del sedimento generado en un medio subacuático. Este material original aparece sólo parcialmente litificado.

Sobre él van actuar inicialmente los procesos de desecación, que provocan su agrietamiento, reflejado en la presencia de grietas de retracción verticales, horizontales o esféricas (*cirkumcracking* de Freytet y Plaziat, 1982).

La formación de estas grietas favorece a su vez la percolación esporádica de aguas y provoca, en definitiva, una primera diferenciación textural del sedimento. Se generan protonódulos, poros agrandados por disolución, microcavidades y rellenos internos de composición esencialmente micrítica o intraclástica que presentan una disposición geopetal.

Simultáneamente con la percolación de aguas se desarrolla una importante actividad microorgánica (hongos, bacterias) y tiene lugar la penetración de las primeras raíces de una cubierta vegetal incipiente, constituida por pequeñas plantas.

La actividad biológica desempeña un papel primordial en la transformación edáfica. Esta actividad tiene su reflejo fundamentalmente en los siguientes aspectos:

.*Nodulización*: La actividad radicular provoca la disgregación fisicoquímica de la roca parcialmente consolidada. El resultado es la micronodulización. Puesto que los micronódulos son elementos procedentes del sedimento y separados por la actividad de las raíces tienen una composición acorde con la del sedimento original, fundamentalmente micrítica. Esta transformación textural incrementa la permeabilidad del suelo y permite a su vez que la transformación edáfica sea progresivamente más intensa.

.*Generación de micrita constructiva*: Su génesis está asociada a la calcificación de las hifas fúngicas (Calvet, 1982; Wright, 1986). Esta micrita forma niveles micrométricos que cubren distintos tipos de superficies: pueden tapizar las paredes de los poros, alternando su desarrollo con la generación de cementos esparíticos; o bien pueden formar envueltas en torno a elementos del mismo suelo (como micronódulos, fragmentos de *Microcodium* retrabajado...) o heredados del sedimento (como bioclastos, intraclastos...), formando entonces *ooides diagenéticos*.

.*Estructura alveolar* (*alveolar septal structure*): Se trata de una estructura formada por finas paredes de micrita (cuyo espesor no sobrepasa las 100 micras) que presentan una disposición anastomosada. Esta estructura aparece sólo de modo subordinado, rellenando poros de distintas morfologías, y su génesis se asocia al desarrollo radicular: para distintos autores (Wright, 1986; Goldstein, 1988) su origen se encuentra en la calcificación del tejido vegetal, en relación con la actividad de micorrizas (asociaciones simbióticas entre hongos y células de las raíces).

.*Microcodium*: Constituye pequeñas colonias con morfología de tipo *corn-cob* (mazorca), desarrolladas preferentemente a favor de poros alargados que posiblemente albergaron raíces. La génesis del *Microcodium* es aún problemática. Para Klappa (1978) su origen se encuentra asociado a la calcificación de micorrizas. Esta hipótesis ha encontrado sin embargo fuertes críticas (Freytet y Plaziat, 1982).

Conviene resaltar que es frecuente que las colonias de *Microcodium* sean destruidas por la misma dinámica del suelo. Sus prismas, sin embargo, pueden preservarse, permaneciendo en la textura del suelo como elementos heredados de etapas edáficas anteriores.

Por otro lado, el medio vadoso en el que se desarrolla el suelo se caracteriza por la percolación de aguas, variable a lo largo del tiempo. Dentro de este ambiente diagenético los procesos dominantes son la microkarstificación del material preexistente y la precipitación de carbonato:

.El primero de estos procesos genera poros agrandados y *vugs*, que luego son rellenados por diversas generaciones de cementos esparíticos, por micritas constructivas y/o por sedimentos internos geopetales, cuya composición puede variar notablemente (fragmentos de las paredes del poro, bioclastos, micrita, cristales de esparita procedentes de la destrucción de cementos incipientes -*crystal silt* de Dunham, 1969-).

.El segundo provoca el desarrollo de cementos de distintos tipos. De zonas predominantemente subsaturadas son típicos los cementos *en menisco*, desarrollados en torno a los puntos de unión entre los granos, o los *pendant*, de tipo microestalactítico. En áreas con una mayor saturación, cuando menos estacional, se desarrollan cementos de tipo *fringing* que, a diferencia con los descritos anteriormente, rodean los poros manteniendo siempre un espesor muy uniforme.

Durante los episodios más avanzados de evolución de esta "etapa temprana" de pedogénesis, la textura original del sedimento puede llegar a ser irreconocible. La textura del suelo aparece entonces constituida por la acumulación de nódulos y otros elementos procedentes de la destrucción del sedimento original y del propio suelo. Este estadio final alcanzado dentro de la "etapa temprana" es comparable a la "fábrica de tipo beta" descrita por Wright (1990) y a la etapa IV de edafización descrita en el apartado 5.5.7.1.

De forma mucho más local se encuentran, dentro de la Formación Margas de Alarcón, microfábricas que podrían reflejar procesos genéticos diferentes. Así se encuentran niveles edáficos sin micronodulización, en las que las transformaciones más importantes están asociadas a una intensa recristalización. La textura consiste esencialmente en una matriz microcristalina (microesparítica) en la cual se reconocen puntualmente algunos restos del sedimento original, escasas fisuras y algunas costras

laminares siempre de poco tamaño. Ésta es comparable a la "fábrica de tipo alfa" de Wright (1990) y su orígen podría estar relacionado con unas condiciones climáticas y de vegetación específicas.

En definitiva, en esta etapa de evolución temprana se produce la transformación de un sedimento carbonático (y esencialmente micrítico) sólo parcialmente litificado que emerge a la superficie. En esta transformación se encuentra involucrada una serie de procesos biológicos que reflejan, entre otros aspectos, el desarrollo de una cobertera vegetal formada por pequeñas plantas, cuyas raíces generalmente no van a penetrar en el sedimento más de unos centímetros o decímetros.

b. Etapa de transformación tardía

Para que las transformaciones que aquí se describen se produzcan son precisos intervalos muy superiores de exposición subaérea, que permitan la "fertilización" del suelo.

Las características principales de esta etapa son las siguientes:

.Material origen consolidado. Está formado por roca carbonática cuyas facies pueden reflejar las condiciones del medio sedimentario y/o los procesos pedogenéticos que tuvieron lugar en la etapa de transformación temprana.

.Desarrollo de una cubierta vegetal formada por plantas superiores (cuando menos arbustos, con raíces de diámetros centimétricos y longitudes que pueden superar el metro).

La penetración de las raíces se produce a favor de planos de debilidad estructural como diaclasas, grietas, juntas de estratificación, karstificaciones, etc., en busca de niveles más profundos con una mayor humedad (nivel freático). Este hecho condiciona que el resto de la roca aparezca prácticamente inalterada. La actividad de plantas superiores tiene su reflejo en los siguientes elementos:

.*Huellas de raíces*: Su tamaño es variable aunque predominan las que tienen diámetros superiores a dos centímetros y longitudes superiores a varios decímetros. En la Cordillera Ibérica, sobre afloramientos excepcionales de la Formación Margas de Alarcón, Giménez *et al.* (1991b) describen huellas de

raíces de hasta 2,5m de longitud y una disposición predominantemente vertical. Cabe así mismo mencionar la presencia de estructuras de forma subcónica, disposición subvertical y diámetros que superan los 0,2m, que podrían ser huellas de raíces de plantas de mayor envergadura (árboles).

.*Estructuras macronodulares*: En las zonas inferiores del perfil del suelo, donde la proporción de agua es superior y se produce la mayor diversificación radicular, la roca madre sufre una importante desestratificación, que encuentra su reflejo en el desarrollo de estructuras macronodulares: estos niveles aparecen constituidos por macronódulos (diámetros variables, entre menos de un centímetro y más de diez) y una matriz que los rodea, de tipo *chalky* (pulverulenta). En los primeros la textura interna es la original de la roca madre mientras que en los segundos la textura es microesparítica.

.*Niveles de chalky*: En algunos perfiles, asociados a los niveles con estructura macronodular descritos y generalmente por debajo de ellos, se desarrollan niveles de hasta varios decímetros de calcita microcristalina, pulverulenta y de color blanco (que los autores anglosajones denominan "*chalky*"). Éste resulta de la intensa actividad radicular y se describe como típico de los perfiles edáficos de tipo calcreta por distintos autores (e.g.: Esteban y Klappa, 1983; James y Choquette, 1984).

.*Pseudo-antiformas pedogenéticas*: Aunque de modo subordinado, en los suelos más evolucionados se percibe una disposición de los horizontes generando pseudo-antiformas (*pseudo-anticlines* de algunos autores) de hasta varios metros de longitud de onda y pocos decímetros de altura. Su formación aparece ligada al desarrollo diferencial de raíces dentro del suelo, tal y como describen Ettensohn *et al.* (1988).

En la Cordillera Ibérica, Giménez *et al.* (1991b) describen además otras estructuras muy características, como grandes masas de *Microcodium*, asociadas posiblemente a algún tipo de raíz, y estructuras de tipo *platty* y prismáticas, que permiten completar un modelo de perfil edáfico para este tipo de suelos.

c. Síntesis de las dos etapas de transformación:

Las dos etapas evolutivas tienen diferente significación en la interpretación secuencial: la segunda exige episodios de emersión mucho más prolongados que la

primera. Cuando este tipo de transformación aparece, la interrupción sedimentaria representa un lapso de tiempo mucho más importante.

Sin embargo, el análisis secuencial de esta unidad resulta especialmente complejo por la superposición de numerosos paleosuelos que presentan además alto grado de evolución.

5.4.8. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

Como se ha puesto de manifiesto en el apartado 5.4.6, entre los factores que controlaron la sedimentación de la Secuencia Deposicional III (Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.*) la tectónica regional tiene un papel preponderante, que provoca:

a. La individualización de un surco de dirección paralela a las familias de fallas principales (ENE-WSW). Este se produce en el comienzo de la secuencia, dentro del Cenomaniense superior.

b. La elevación progresiva y lenta de toda la región estudiada. Este proceso se inicia dentro del Cenomaniense superior (tras la etapa inicial de estructuración) y se prolonga posiblemente durante todo el Turoniense y parte del Coniaciense.

El primero de estos dos eventos va a controlar la sedimentación en el inicio de la secuencia. En este intervalo, y únicamente sobre el surco que se ha generado, se desarrolla una plataforma carbonatada, que tiene su reflejo en la Formación Calizas de las Moratillas. Durante toda la secuencia, el resto del Altiplano (fuera de la zona del surco) permanece emergido.

El segundo condiciona la rápida colmatación del surco, reflejada en la mencionada unidad, y su emersión casi generalizada, que se produce a partir del Cenomaniense terminal y hasta el Coniaciense, y que tiene su representación en la Formación Margas de Alarcón.

Cabe reseñar que el límite superior de la secuencia viene marcado por una interrupción que refleja un cambio sustancial en las tendencias evolutivas. Los aspectos tectónicos y eustáticos que controlaron este cambio se describen en el capítulo correspondiente a la Secuencia Deposicional III.

5.4.8.1. Mesosecuencias

La Secuencia Deposicional tiene una duración de aproximadamente 4,5m.a., y su evolución debe venir controlada por etapas menores, que tendrían su reflejo en las mesosecuencias. De estas mesosecuencias, sin embargo, sólo somos capaces de reconocer una (Mesosecuencia III.1), la cual está representada por la totalidad de la Formación Calizas de las Moratillas y por el *tramo II* de la Formación Margas de Alarcón (Fig. 67). Dicha mesosecuencia tiene una edad Cenomaniense superior y se desarrolla en un intervalo de aproximadamente un millón de años. El resto de la Secuencia Deposicional está representado en el *tramo II* de la Formación Margas de Alarcón, donde resulta imposible, dentro de la región de estudio, reconocer claramente ningún tipo de secuencialidad, debido a que esos pocos metros de calizas y margas fuertemente transformadas por la pedogénesis que componen el mencionado tramo se generaron durante más de 3,5m.a. (recordemos que el *tramo III* de esta unidad pertenece ya a la Secuencia Deposicional IV).

En términos de la Estratigrafía Secuencial, la Mesosecuencia III.1 está constituida por un cortejo transgresivo (*transgressive systems tract*) poco desarrollado pero que evidencia una rápida subida relativa del nivel marino. Tiene su reflejo en la base de la Formación Calizas de las Moratillas. Esta transgresión provoca la "inundación" de las plataformas previas y aparece estrechamente relacionada con el evento tectónico inicial que estructura el surco.

Sin embargo es posible que simultáneamente se produzca una subida eustática que se sume al efecto de la tectónica. Entre los criterios que podrían apoyar la hipótesis de una subida eustática se encuentra el hecho de que el mismo episodio transgresivo quede reflejado en la Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1985; Giménez, 1987, 1989; Alonso *et al.*, 1989; Floquet, 1991; Martín Chivelet y Giménez, 1991; y otros) sin embargo, y tal y como se pone de manifiesto en esos trabajos, ese evento transgresivo tiene también dentro de la Ibérica un fuerte control tectónico.

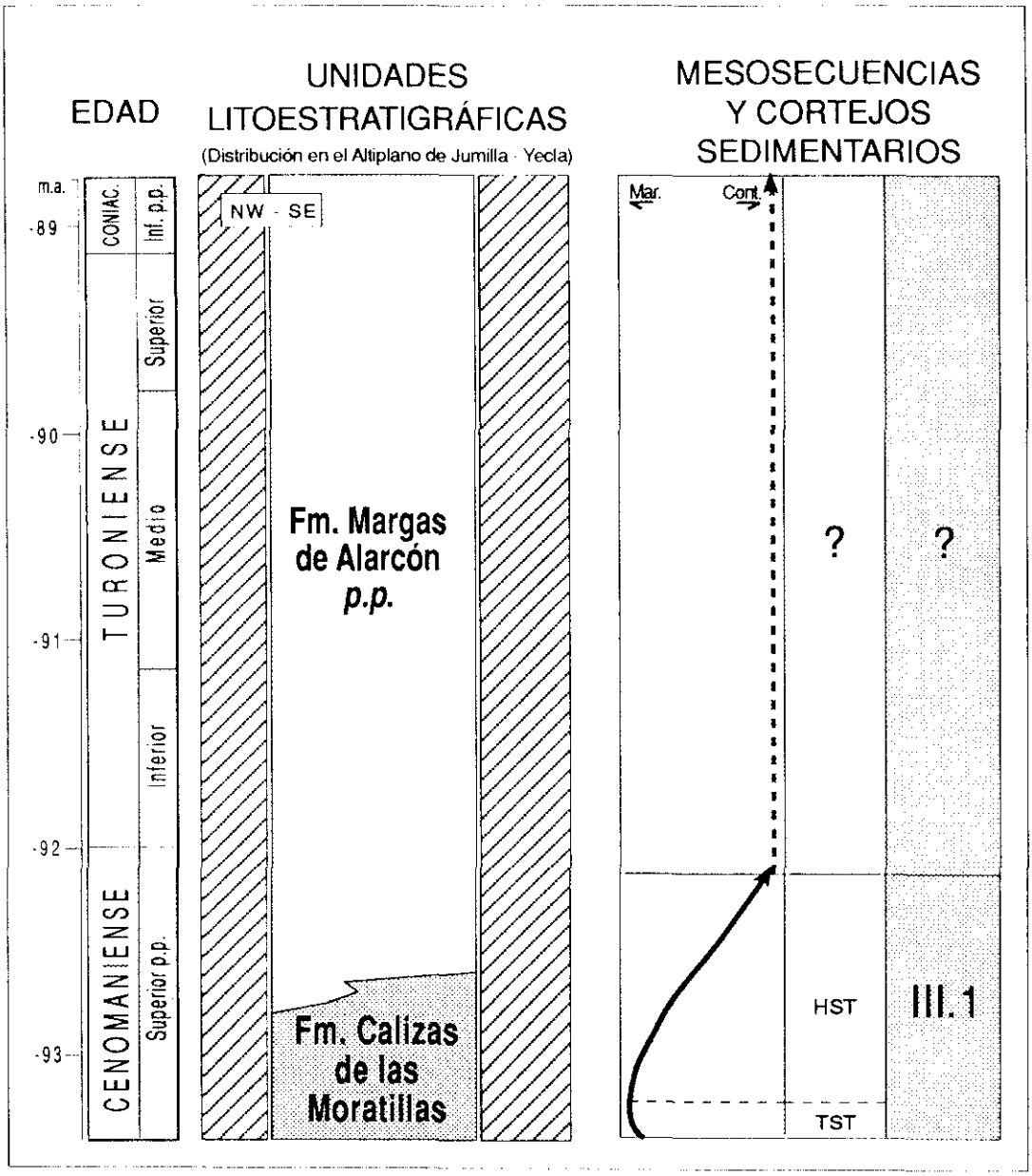


Fig. 67 : Las mesosecuencias de la S. D. III y sus cortejos sedimentarios.

Sobre el cortejo transgresivo poco potente se desarrolla un cortejo de alto nivel marino (*high stand systems tract*) que comprende el resto de la Formación Calizas de las Moratillas y el *tramo 1* de la Formación Margas de Alarcón. En él queda reflejado un episodio de somerización - colmatación.

La diferenciación de esta mesosecuencia tiene gran importancia de cara a las correlaciones interregionales. Dentro de la Cordillera Ibérica (y en especial de la

zona norte de Castilla) Floquet (1991) reconoce, dentro de la misma Secuencia Deposicional (que este autor denomina "Sistema Tectobiosedimentario Cenomaniense superior - Coniaciense basal") cuatro mesosecuencias (con rango de ciclos de tercer orden, en el sentido de Haq *et al.*, 1987) cada una de las cuales definida por un ascenso del nivel del mar, la consiguiente instalación de una plataforma y la posterior progradación de la misma. De ellas, la primera es correlacionable con nuestra Mesosecuencia III.1, mientras que el resto no tendría un reflejo nítido en la región del Altiplano, al quedar enmascarado por la tectónica (levantamiento regional).

Sin embargo, esas subidas del nivel marino podrían encontrar su correlación en las intercalaciones de facies de origen más marino de la Formación Alarcón. Este extremo es difícil de comprobar en los afloramientos de esta unidad en el Altiplano de Jumilla - Yecla, cuya calidad no permite trabajar con un cierto detalle. Sin embargo, sobre afloramientos excepcionales de esta unidad en la Cordillera Ibérica, Giménez *et al.* (1991b) consiguen individualizar varios episodios que podrían corresponder con las mesosecuencias de Floquet.

5.4.8.2. Conclusión a los factores de control

En definitiva, la secuencia deposicional Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.* aparece controlada fuertemente por la tectónica, que tiene su reflejo en: (a) la estructuración geométrica inicial de la cuenca, con la creación del surco sobre el que se va a producir la sedimentación; y (b) el levantamiento progresivo y generalizado que sufre la región tras la estructuración inicial. La acción de la tectónica enmascara, salvo quizá en los episodios iniciales, al control eustático.

5.4.8. CONCLUSIONES A LA SECUENCIA DEPOSICIONAL III

A modo de conclusión, la tercera secuencia deposicional representa un conjunto tectosedimentario genéticamente relacionado y limitado por discontinuidades estratigráficas representado en la Formación Calizas de las Moratillas y en los tramos I y II de la Formación Margas de Alarcón. Éste se desarrolló en un intervalo

de tiempo que comprende parte del Cenomaniense superior *p.p.*, todo el Turoniense y parte del Coniaciense.

El inicio de la secuencia viene marcado por la delimitación de un surco de dirección ENE-WSW, más amplio que el de la secuencia deposicional anterior pero, al igual que éste, limitado por zonas elevadas sin sedimentación, que permanecieron emergidas durante el desarrollo de la secuencia.

El mencionado surco tiene su origen en un evento tectónico que se produce en el Cenomaniense superior. Sobre él se instala una plataforma carbonatada que presenta una evolución marcada por una rápida transgresión, controlada por el evento tectónico y, posiblemente, por una subida eustática superpuesta al mismo. A la transgresión le sigue una también rápida colmatación, que está controlada en gran medida por un levantamiento regional generalizado y progresivo. Esta tendencia queda reflejada en la Mesosecuencia III.1, que comprende la Formación Calizas de las Moratillas y el *tramo I* de la Formación Margas de Alarcón y se desarrolla íntegramente dentro del Cenomaniense superior, durante un intervalo de aproximadamente un millón de años.

Al desarrollo de esa mesosecuencia le sigue un período prolongado de emersión dominante y tasas de sedimentación muy reducidas (calizas y margas con gran desarrollo de paleosuelos). Tiene una duración de 3,5m.a. (desde el Cenomaniense más alto hasta el Coniaciense *p.p.*) y está representado en el *tramo II* de la Formación Margas de Alarcón.

En definitiva, la secuencia deposicional aparece fuertemente controlada por la tectónica, que enmascara, salvo quizá en las etapas iniciales de sedimentación, los cambios eustáticos.

5.5. SECUENCIA DEPOSICIONAL IV: CONIACIENSE P.P.- CAMPANIENSE BASAL

5.5.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

La Secuencia Deposicional Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal está representada, dentro de la región del Altiplano, por las siguientes unidades litoestratigráficas:

.Formación Margas de Alarcón (*pro parte*)
.Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

De estos dos litosomas, el segundo constituye realmente el grueso de la Secuencia Deposicional: los tramos de la Formación Alarcón correspondientes a esta secuencia rara vez superan los cinco metros de espesor, mientras que la potencia media de la Formación Sierra de Utiel se eleva hasta los ochenta metros.

La secuencia aflora extensamente en gran parte de la región presentando siempre unos caracteres estratigráficos muy homogéneos: constituye en general series de composición casi exclusivamente caliza, bien estratificadas (tableadas en muchos casos) y de un característico color blanco. La excepción más importante a las mismas se encuentra en los afloramientos donde está dolomitizada. Entonces tiene un aspecto mucho más masivo y el color dominante es gris oscuro o negro. Además pueden estar intensamente brechificadas.

Un aspecto importante de esta secuencia en el Altiplano se encuentra en la posibilidad de estudiarla completa en varios cortes. Este hecho tiene gran relevancia pues la Formación Calizas y Brechas calcáreas de Sierra de Utiel, por su potencia, sus características litológicas y su posición estratigráfica (constituye en muchos puntos el techo de las series carbonáticas cretácicas), se encuentra incompleta en amplias zonas de la Cordillera Ibérica (p.e.: Giménez, 1987), región donde fue inicialmente definida.

Las características generales de la secuencia en cada sector estudiado son:

a. En el Dominio de Albacete:

.Está bien representada por los dos litosomas mencionados. La Formación Sierra de Utiel presenta un aspecto típicamente tableado.

.La secuencia se apoya directamente sobre el techo de la Secuencia Deposicional I (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*), existiendo entre ambas unidades un hiato que abarca desde el Cenomaniense medio *p.p.* al Coniaciense *p.p.* (aproximadamente 5,5 millones de años).

b. En el Sector Noroccidental:

.Presenta unas características que se aproximan bastante a las del Dominio de Albacete, en especial su aspecto tableado.

.La principal excepción se encuentra en muchos de los afloramientos colindantes o próximos al Sector Central (S. de la Magdalena, Sierra Lengua - norte de la S. del Cuchillo-, Cabezo del Rosario), que se encuentran intensamente dolomitizados (y frecuentemente brechificados) y presentan, por ello, un aspecto masivo y color oscuro.

.Dentro de este sector la secuencia puede descansar:

.Sobre la Secuencia Deposicional III (Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense *p.p.*), en las sierras de su zona más Nororiental (S. del Cuchillo, Morrón del Puerto, Sierra de las Moratillas).

.Sobre la Secuencia Deposicional I (Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.*), en los afloramientos de la zona suroccidental (S. del Escabezado, Peña Rubia). En estos casos existe un hiato similar al ya descrito para el Dominio de Albacete.

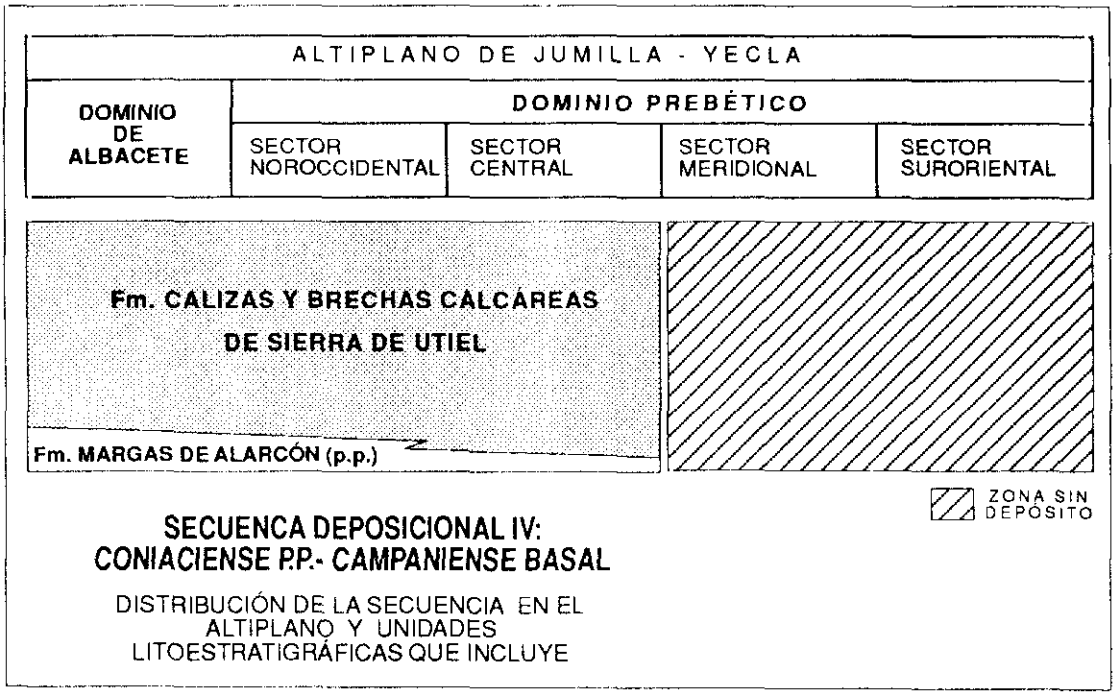


Fig. 68.

c. En el Sector Central:

.Está representada en todo el sector. Las mayores diferencias estratigráficas con respecto a los sectores anteriores, se encuentran en la presencia de bancos métricos y masivos de calizas intercalados en las series tableadas. En los afloramientos más surorientales estos paquetes llegan a ser dominantes en la unidad.

.La principal excepción vuelve a ser el carácter dolomítico que presenta toda o parte de la Formación Sierra de Utiel, precisamente en muchos de los afloramientos colindantes con el sector anterior (S. del Picarcho, Sierra de la Cingla, Las Grajas, Jumilla, Cerro Picario).

.Dentro de este sector siempre se apoya sobre la secuencia deposicional precedente (Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p.*).

d. En los Sectores Meridional y Suroriental:

.La Secuencia falta en ambos.

.En el Sector Meridional existe, como ya se ha mencionado en otras ocasiones, un hiato que comprende las secuencias deposicionales II, III, IV y V, abarcando en tiempo desde el Cenomaniense medio hasta el Maastrichtiense superior (aproximadamente representa una duración de 23,5 millones de años).

.En el Sector Suroccidental el hiato es menor, ya que la Secuencia Deposicional V (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior) sí está presente. En tiempo, la falta de registro sedimentario abarca 10m.a. aproximadamente.

La distribución geométrica de la secuencia y los litosomas que la componen dentro del Altiplano se resume en la Fig. 68.

5.5.2. LÍMITES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

La secuencia constituye una serie coherente de estratos relacionados genéticamente que está limitada por dos discontinuidades estratigráficas:

a. Límite inferior:

La discontinuidad basal se encuentra representada dentro de la Formación Alarcón. Tal y como se ha señalado en el apartado correspondiente a la Secuencia Deposicional III, dicha formación está constituida por una serie poco potente de calizas y margas con paleosuelos que reflejan unas tasas de sedimentación muy reducidas (ver apartados 5.4.4.2 y 5.4.7).

Tiene una edad que abarca el Cenomaniense terminal, todo el Turoniense y parte del Coniaciense. Dentro de ella, tal y como se expone en el apartado 5.4.2, se reconocen tres tramos con tendencias evolutivas diferentes, de los cuales el *tramo I* (basal) y el *tramo II* (medio) pertenecen a

la Secuencia Deposicional III (Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p.*), mientras que el *tramo III* se enmarca dentro de la Secuencia Deposicional IV.

A techo del *tramo II* se encuentra el límite entre las secuencias. Ese límite evidencia un período muy prolongado de emersión, previo al inicio del episodio transgresivo que marca el inicio de la sedimentación correspondiente a la Secuencia Deposicional IV.

Esta secuencia es extensiva sobre la precedente y se apoya, tanto en el Dominio de Albacete como en amplias zonas del Sector Noroccidental sobre materiales más antiguos. En esos puntos, la Formación Margas de Alarcón corresponde íntegramente a esta secuencia deposicional, y está únicamente representada por su *tramo III*.

El límite inferior de la secuencia viene marcado por los siguientes aspectos:

.*Cambios geométricos en este sector de la cuenca bética.* Desaparece el surco que controlaba la sedimentación en la Secuencia Deposicional III. Ese surco estaba limitado por dos áreas emergidas y controladas por grandes fracturas de dirección ENE-WSW. De esas áreas, la septentrional desaparece como tal, mientras que la meridional (situada sobre los sectores Meridional y Suroriental) permanece como un alto paleogeográfico sin sedimentación durante esta secuencia.

.*Cambio en las condiciones de depósito.* Tras el período de emersión dominante de toda la región que caracteriza los últimos 3,5m.a. de la secuencia anterior (desde el Cenomaniense terminal hasta el Coniaciense *p.p.*) se produce una nueva invasión marina, que conlleva la instalación de nuevas plataformas carbonatadas (ver apartado 5.5.5). La transgresión va a controlar la distribución de cinturones de facies y la extensión de los mismos.

.*Cambio en la subsidencia*: Tras un episodio de levantamiento generalizado de la región, que acaece durante la mayor parte de la secuencia precedente, durante esta secuencia se produce una subsidencia generalizada que va a permitir la sedimentación de series relativamente potentes (este aspecto se discute en el apartado 5.5.6).

b. Límite superior:

La discontinuidad que marca el límite superior se encuentra a techo de la Formación Calizas y Brechas de la Sierra de Utiel. Físicamente, es frecuente que se encuentre marcada en una calcreta de gran desarrollo que podría reflejar la existencia de un período prolongado de emersión antes de que se inicie la sedimentación de la secuencia suprayacente (Secuencia Deposicional V: Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior).

La existencia de este intervalo indicaría la presencia de un hiato entre ambas secuencias que, con los datos bioestratigráficos disponibles resulta imposible de cuantificar.

El limite entre estas secuencias representa cambios importantes en:

-la geometría de este sector de la cuenca
-la tendencia evolutiva
-la distribución de los cinturones de facies
-las asociaciones bióticas
-el flujo terrígeno

que se describen con detalle en el apartado 5.6.2. correspondiente a la Secuencia Deposicional V.

Sobre el techo de la secuencia también pueden descansar materiales más modernos, pertenecientes a la Secuencia Deposicional VI (Maastrichtiense superior), existiendo una falta de registro sedimentario que comprende, en tiempo, catorce millones de años aproximadamente.

5.5.3 CRONOESTRATIGRAFÍA

En el capítulo 5.4.3 se discute lo problemático de la datación de la discontinuidad que separa las secuencias deposicionales III y IV. Como se ha visto ese límite se encuentra situado dentro de la Formación Margas de Alarcón, unidad que no ha aportado, por el momento y dentro de la región del Altiplano, fósiles con valor cronoestratigráfico preciso.

La datación de los niveles de esa formación pertenecientes a la Secuencia Deposicional IV (englobados dentro de lo que hemos denominado el *tramo III* de la misma) se basa esencialmente en su posición estratigráfica relativa. Dicho tramo tiene poca potencia (menos de cinco metros) y presenta clara continuidad sedimentaria con la unidad suprayacente, la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, que tiene una edad Coniaciense superior o Santoniense basal en sus tramos inferiores (aptdo. 4.1.8). Estos hechos permiten considerar el tramo III de la Formación Margas de Alarcón como Coniaciense.

Esta consideración concuerda además con los dataciones propuestas por Floquet (1991) en el Cretácico superior del norte de Castilla, basada en ammonites, rudistas y foraminíferos fundamentalmente. Este autor describe un límite de secuencia (que separa su segundo y su tercer sistema tectobiosedimentario y que es globalmente correlacionable con el que aquí se describe) de edad Coniaciense inferior.

En función de todo lo expuesto, y con todas las reservas que presenta la datación de los tramos II y III de la Formación Alarcón, el límite inferior de la Secuencia Deposicional IV se sitúa probablemente en el Coniaciense inferior.

La datación del límite superior de la secuencia se basa tanto en las asociaciones de foraminíferos bentónicos encontradas en los últimos niveles de esta secuencia como en las asociaciones de foraminíferos planctónicos que se sitúan en la base de la siguiente (Secuencia Deposicional V):

.Las asociación paleontológica del techo de la Secuencia Deposicional IV (recogida en los últimos tramos de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, ver Fig. 69 y aptdo. 4.1.8) es característica del Santoniense superior - Campaniense inferior.

.La asociación de foraminíferos planctónicos encontrada en la base de la Secuencia Deposicional V (concretamente en los primeros niveles de la Formación Calizas del Carche, ver aptdo. 4.1.10) caracteriza el Campaniense inferior no basal.

Estos criterios permiten considerar el límite superior de la Secuencia Deposicional IV como Campaniense basal.

Fig. 69 : Distribución de los principales fósiles (foraminíferos, algas y rudistas) en la Secuencia Deposicional IV dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla.

5.5.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Los materiales de la Secuencia Deposicional IV (Coniaciense *p.p.* - Campaniense basal) encontraron su génesis en ambientes que oscilan entre continentales y marinos someros, todos ellos caracterizados por una sedimentación casi exclusivamente carbonática. De forma muy localizada, y siempre en los últimos metros de la secuencia, queda, en algunos puntos, marcada cierta influencia terrígena.

En esta apartado se describen las asociaciones de facies que se encuentran representadas en cada una de los litosomas de la secuencia:

5.5.4.1. Formación Margas de Alarcón (*p.p.*)

Los niveles de la Formación Alarcón pertenecientes a la Secuencia Deposicional IV (englobados en el *tramo III*) presentan, en conjunto unas características comparables a las del resto de la unidad. Este aspecto permitió enfocar globalmente el estudio sedimentológico de la misma, que se detalla en el apartado 5.4.4.2, correspondiente a la Secuencia Deposicional III.

Solamente recordaremos que, para el conjunto de la unidad, se diferenciaron dos grandes asociaciones de facies:

.Asociación de facies de sistemas continentales con influencia costera

.Asociación de facies de sistemas litorales carbonáticos

De ellas, la primera es dominante en el conjunto de la unidad, mientras que la segunda puede llegar a ser importante en sus niveles basales (*tramo I*) y en los finales (*tramo III*). En estos últimos, correspondientes a la secuencia que ahora se estudia, queda marcado el tránsito desde las condiciones de emersión dominantes (final de la secuencia precedente y comienzo de la presente) hasta la instalación de una plataforma carbonatada somera. Este paso se produce de manera gradual pero

rápida (en unos pocos metros) en los que los sedimentos generados presentan naturaleza carbonática, carácter litoral y abundantes señales de exposición subaérea.

La asociación de facies que caracteriza estos sistemas litorales carbonáticos guarda notables semejanzas con la descrita con el mismo nombre dentro de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

5.5.4.2 Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel

Esta unidad está formada básicamente por una serie bastante homogénea de calizas bien estratificadas en niveles decimétricos, cuya potencia media asciende a setenta y cinco metros. Hacia el sur, esa monotonía se ve rota por la presencia de intercalaciones más potentes, de hasta varios metros, que están constituidas por cuerpos calcareníticos y bioconstrucciones arrecifales.

El análisis sedimentológico de las mismas permite proponer la existencia de dos grandes asociaciones de facies:

.Asociación de facies de sistemas litorales carbonáticos

.Asociación de facies de sistemas de plataforma interna carbonatada

La primera es dominante en el conjunto de la unidad dentro del Altiplano. Solamente en los afloramientos más surorientales (dentro del Sector Central) la segunda llega a ser importante. A continuación se describen las características fundamentales de cada una.

a. Asociación de facies de sistemas litorales carbonáticos

Esta asociación está bien representada en las series bien estratificadas de la unidad. De hecho, la buena estratificación viene motivada por el apilamiento vertical de secuencias elementales de somerización, desarrolladas en esos sistemas.

Las facies fundamentales en la asociación y su significación ambiental se resumen en la Fig. 70. En conjunto caracterizan esencialmente dos "macro-

ambientes" de depósito: submareal somero (con profundidades que nunca sobrepasaron más de unos pocos metros) y supramareal, caracterizado fundamentalmente por la génesis de paleosuelos (en ambientes de marisma).

El desarrollo de los segundos sobre los primeros provoca la formación de una secuencia elemental, que fundamentalmente consta de tres términos:

Término A (depósito residual o lag*)*

Es el término basal, generalmente tiene una potencia centimétrica y no siempre se encuentra representado. Puede estar constituido por: (a) una concentración litoclástica o (b) un nivel bioclástico grosero.

En el primer caso (facies "a" de la Fig. 70), el término está formado fundamentalmente por intraclastos angulosos, de colores varios (negros, blancos, rojos...) y dominantemente micríticos o pelmicríticos. Estos se generaron posiblemente por desecación y agrietamiento de la superficie de sedimentación en pequeñas charcas, suelos, etc. y por el posterior retrabajamiento. En ocasiones, entre los intraclastos se encuentran fragmentos de colonias de *Microcodium* retrabajadas, procedentes de la erosión de perfiles edáficos.

En el segundo caso (facies "b") el término A es un nivel lumaquélico. Los componentes fundamentales son fragmentos de conchas de rudistas. En está facies son también frecuentes los intraclastos.

Este término se interpreta como un nivel residual de removilización (*lag*) producido durante el evento transgresivo que controla el inicio de la secuencia elemental.

Término B (submareal):

Su potencia oscila entre 0,2m y 0,6m (excepcionalmente hasta más de un metro) y puede estar formado por una o más facies. La naturaleza de las mismas es muy variable en función del medio sedimentario en que se generen.

FACIES	DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a	Brecha intraclastica (*rudstone*). Constituye niveles centimétricos con base irregular.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*
b	Niveles lumaquélicos (*rudstone*), que pueden presentar además abundantes intraclastos (y cantos negros). Su base puede ser levemente erosiva.		DEPÓSITO RESIDUAL O *LAG*
c	Biomicritas a pelbiomicritas intraclásticas, *wackestone - packstone*. Bancos tabulares de 0,2-0,6m. Bioturbación variable.		SUBMAREAL BAJA ENERGÍA
d	Pequeñas bioconstrucciones (*baffiestone*) de pequeños radiolítidos. Morfología tabular, a modo de praderas.		SUBMAREAL BAJA ENERGÍA
e	Calcarenitas bioclásticas *packstone-grainstone*, que constituyen pequeños cuerpos de potencia decimétrica, ocasionalmente con estratificación cruzada		SUBMAREAL ALTA ENERGÍA
f	Micritas fosilíferas *mudstone*. Niveles de 0,05-0,4m. Frecuentes cantos negros y *pellets* fecales.		ZONAS RESTRINGIDAS Y CHARCAS (*PONDS*)
g	Biomicritas *wackestone* a biomicruditas *rudstone* con acumulación de grandes gasterópodos globosos. Niveles de 0,1-0,2m.		SUBMAREAL BAJA ENERGÍA, RESTRINGIDO
h	Paleosuelo hipercalcimórfico, sobreimpuesto a sedimentos carbonáticos previos.		SUPRAMAREAL (MARISMA)
i	Calizas finamente laminadas, en niveles centimétricos. La laminación viene dada por la alternancia micrométrica y milimétrica de niveles micríticos *mudstone* y niveles finamente calcareníticos *grainstone* (pelsparitas) frecuentemente gradados o con *ripples*. Presentan porosidad fenestral y grietas de retracción.		INTER - SUPRAMAREAL (*LEVEE*)
j	Calizas ennegrecidas . Textura generalmente micrítica. Constituyen niveles centi a decimétricos poco continuos y con grietas de retracción y brechificaciónes parciales.		SUPRAMAREAL CHARCAS MAL OXIGENADAS

ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS LITORALES CARBONÁTICOS
(Fm. Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel)

Fig. 70

Dentro de las zonas submareales someras, las mayores diferencias entre las facies vienen controladas por la batimetría, la mejor o peor comunicación con mar abierto, la entrada de aguas dulces y el tipo de biota que se desarrolle, todos ellos factores estrechamente relacionados entre sí.

Entre las facies más importantes se encuentran las biomicritas y pelbiomicritas intraclásticas, con textura *wackestone-packstone*, en las que destaca la abundancia relativa de miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes (facies "c"). Esta facies se desarrolla dentro de ambientes submareales tranquilos que presentan una comunicación relativamente buena con mar abierto.

En estos ambientes se desarrollan también pequeñas bioconstrucciones de rudistas o *clusters* (facies "d"). Están formadas exclusivamente por pequeños radiolítidos y tienen una morfología tabular, a modo de praderas. El carácter monogenérico de estas colonias y el escaso desarrollo de los individuos y de la colonia apoya la idea de unas condiciones poco favorables para su crecimiento. Por otro lado, el hecho de que los únicos rudistas que aparecen sean radiolítidos (únicos capaces de tolerar pequeñas variaciones en la salinidad o la turbidez de las aguas, Philip, 1984) apoya la idea de unas condiciones ambientales que difieren notablemente de las marinas normales. Puesto que el aporte de terrígenos es prácticamente nulo, el estrés ecológico debe venir controlado fundamentalmente por variaciones en la salinidad, que pueden estar relacionadas con la entrada de aguas dulces desde el continente y consiguiente mezcla con las marinas en áreas con una comunicación poco efectiva con mar abierto.

Sólo puntualmente se reconocen facies típicas de ambientes con una agitación más elevada: son las calcarenitas (facies "e") bioclásticas, con textura *grainstone - packstone*, que constituyen pequeños cuerpos de potencia decimétrica, frecuentemente masivos o con estratificación cruzada de gran o pequeña escala. Su génesis se encuentra en el desarrollo y migración de pequeñas barras en zonas someras agitadas.

Por último, el término submareal puede estar constituido por micritas fosilíferas *mudstone*, que presentan asociaciones fósiles de ostrácodos, carofitas, pequeños miliólidos de concha hialina, discórbidos, escasos gasterópodos y *pellets* fecales (facies "f"). Estos depósitos son típicos de medios restringidos y charcas (*ponds*), que pueden presentar salinidades

anómalas, posiblemente por debajo de las marinas normales. La abundancia de restos de carofitas refleja la llegada de aguas dulces a estas áreas.

Un aspecto importante en todas las facies descritas es la presencia de cantos negros. Estos tienen morfologías y tamaños diversos, oscilando notablemente su grado de retrabajamiento entre las facies de ambientes tranquilos y las calcarenitas. Su composición original puede variar, aunque generalmente son micríticos. Su origen se encuentra en el retrabajamiento de sedimentos que han sufrido una melanización en las zonas supramareales (charcas anóxicas, procesos edáficos), tal y como se expone en el apartado 5.5.7. Estos sedimentos sufrieron una cementación temprana y por ello presentan un gran potencial de preservación.

Término C (supramareal):

El término supramareal viene representado fundamentalmente por el desarrollo de paleosuelos (facies "g" de la Fig. 70) sobre cualquiera de las facies antes expuestas una vez que el sedimento emerge. Se definen como suelos hipercalcimorfos (*sensu* Freytet y Plaziat, 1982) en función de su composición casi exclusivamente carbonática. Su descripción, génesis e implicaciones secuenciales se detallan en el apartado 5.5.7.

Además del desarrollo edáfico, se encuentra una serie de facies, siempre de modo subordinado, que caracterizan medios supramareales (o intermareales altos) y cuya génesis se asocia al ambiente sedimentario en sí y no a las transformaciones diagenéticas o pedogenéticas. Estas son:

.Calizas laminadas: la laminación viene dada por la alternancia de niveles mili a micrométricos de pelesparitas *grainstone*, frecuentemente gradadas o con pequeños *ripples*; y niveles micríticos *mudstone*. Presentan porosidad fenestral y grietas de retracción.

.Calizas ennegrecidas: componen niveles discontinuos de calizas esencialmente micríticas que han sufrido una intensa melanización por fijación de la materia orgánica en zonas de charcas mal oxigenadas. Aparecen fuertemente brechificadas (por desecación) en su parte superior.

Los principales tipos de secuencias elementales encontradas se modelizan en la Fig. 71. De ellas se deducen los siguientes aspectos fundamentales:

.Las mayores diferencias entre ellas se encuentran en el término submareal, que dominantemente refleja condiciones de hidrodinámica reducida (secuencias I, II y III) y sólo de manera excepcional condiciones más agitadas (secuencia IV). En esas zonas someras y generalmente tranquilas la comunicación con mar abierto oscila entre moderadamente buena y mala. La llegada de aguas dulces, reflejada en las asociaciones bióticas, es importante y modifica sustancialmente la salinidad de las aguas en muchos subambientes.

.Aunque el término supramareal está casi siempre representado por el desarrollo de una calcreta (secuencias I,II, y IV), ocasionalmente se pueden encontrar las facies típicas de charcas anóxicas, situadas dentro de la zona supramareal (secuencia III). Tanto uno como otro término denota la existencia de ambientes al menos estacionalmente húmedos, de tipo marisma.

.La inexistencia de un término intermareal definido entre los depósitos submareales y supramareales en todas las secuencias descritas, sugiere la existencia de un rango mareal muy reducido. Este hecho condicionaría la no existencia de llanuras de marea en sentido estricto.

Así, el inicio de una secuencia elemental marcaría un evento transgresivo relativamente rápido, que únicamente tiene reflejo en el nivel de removilización que aparece en la base de las secuencias (lag transgresivo).

Ese evento transgresivo inicial provocaría posiblemente que grandes áreas de la plataforma epeírica quedaran sumergidas. Tras un período de recuperación de la producción del carbonato, se inicia una progresiva somerización (período de *stillstand*). Durante la misma se desarrolla un *benthos* muy abundante en el que destaca la presencia de radiolítidos. La leve paleotopografía preexistente (heredada de la secuencia elemental anterior) y la que puede generarse por la acumulación diferencial de carbonato induce una diferenciación importante dentro de la plataforma y el desarrollo de mosaicos de subambientes y facies.

Durante la bajada del nivel del mar, amplias zonas quedarían emergidas y la diferenciación de subambientes alcanza su máximo: se genera un auténtico mosaico con bancos expuestos y vegetados y zonas encharcadas *(ponds)*, que se prolonga a lo largo de miles de kilómetros cuadrados (plataforma epeírica). Los niveles de

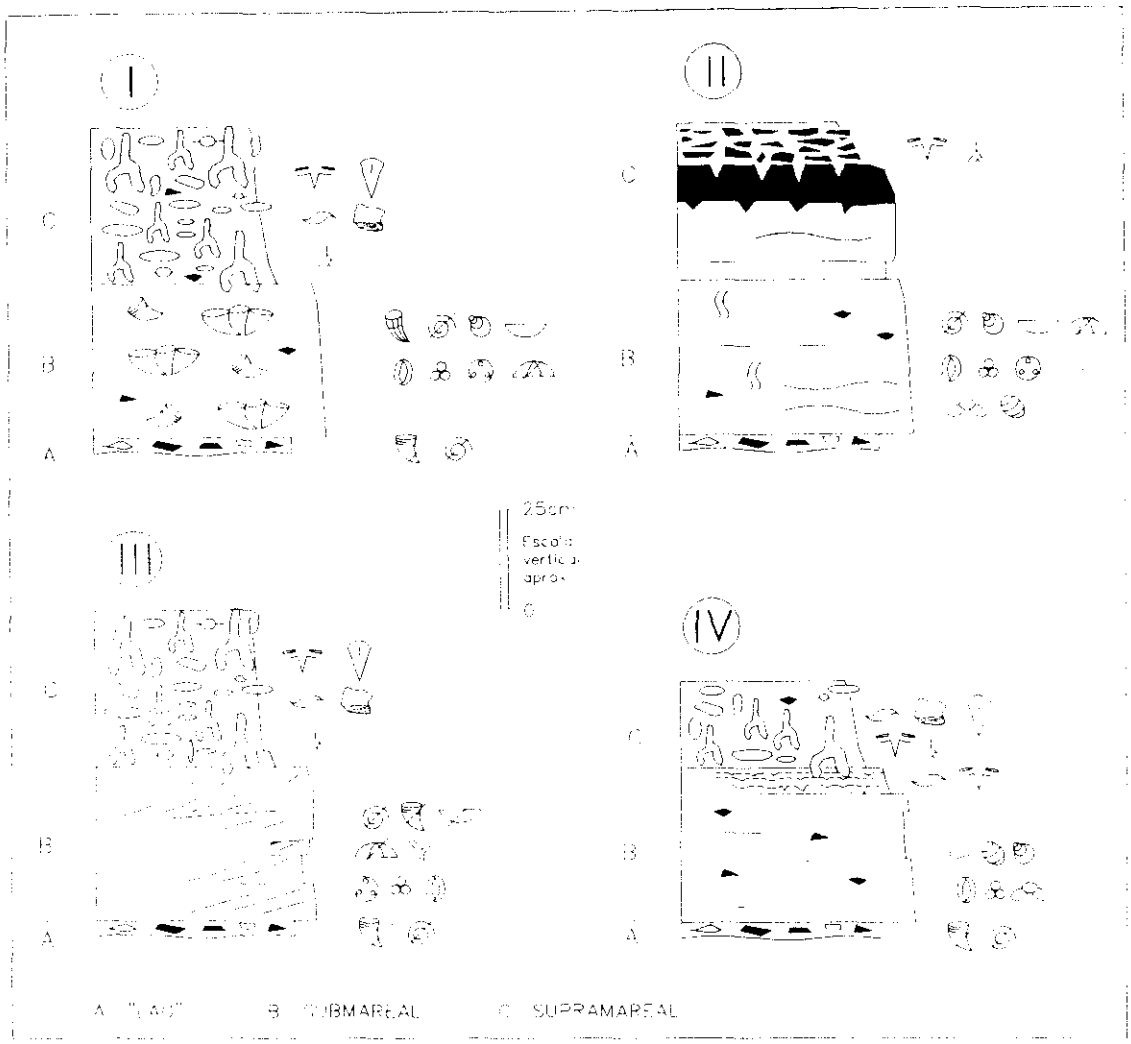


Fig. 71 : Principales tipos de secuencias elementales de somerización hacia techo de la Formación Calizas y B. calcáreas de la Sierra de Utiel (asociación de facies de sistemas litorales carbonáticos).

paleosuelos que marcan el final de cada secuencia pueden representar largos períodos de exposición subaérea.

En definitiva, la asociación caracteriza sistemas costeros con sedimentación casi exclusivamente carbonática y gran diversidad de ambientes. Entre ellos, los ambientes submareales son dominantemente tranquilos y presentan moderada o mala comunicación con mar abierto. El tránsito entre estos y las zonas supramareales es rápido debido al bajo rango mareal existente, que no permite la formación de llanuras de marea. Las zonas emergidas se caracterizan por la presencia de marismas desarrolladas bajo un clima húmedo, al menos estacionalmente.

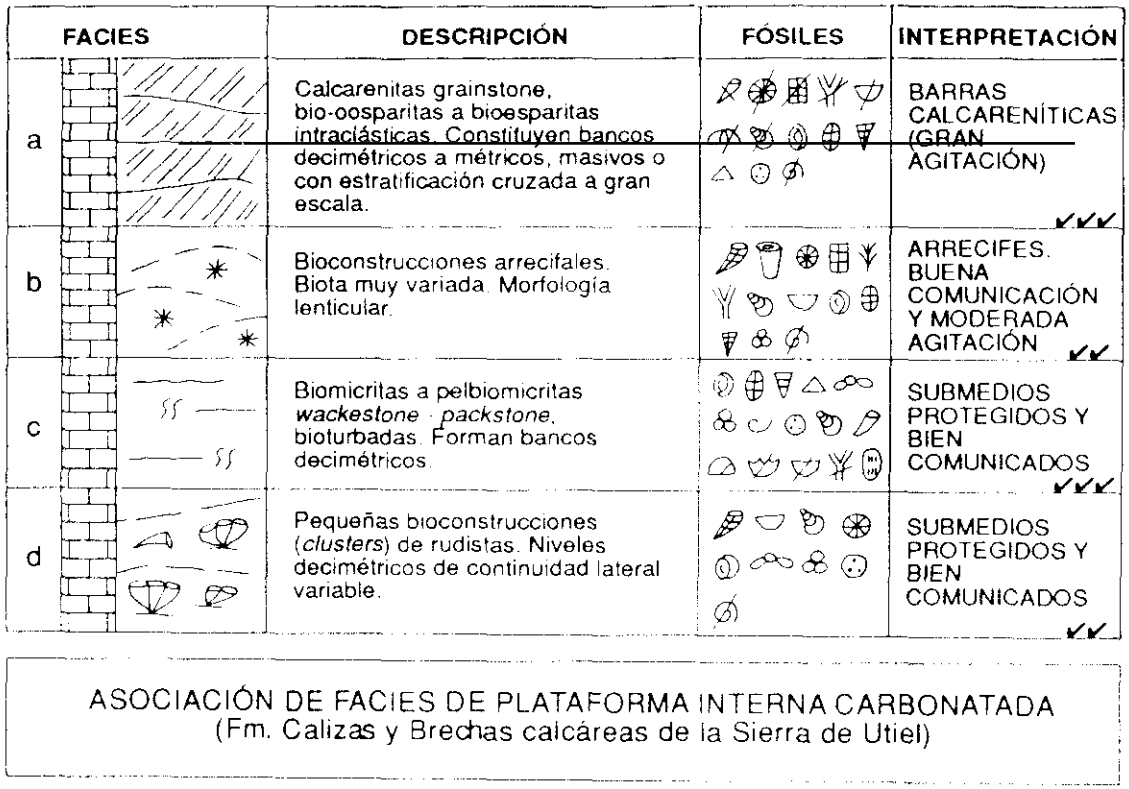


Fig. 72

b. Asociación de facies de sistemas de plataforma interna carbonatada.

Esta asociación está representada casi exclusivamente en la franja más suroriental del Sector Central (Umbría de la Pava, Sierra del Príncipe, Cerricos del Campo, Estación del Carche...). Suele encontrarse en las intercalaciones métricas a decamétricas de aspecto más masivo que se encuentran en esos afloramientos. Estas rompen la monotonía de las series *tableadas* que caracterizan el resto de los afloramientos del Altiplano.

Esta asociación está básicamente formada por una serie de facies que se describen de manera resumida en la Fig. 72. En su conjunto reflejan el desarrollo de los ambientes deposicionales típicos de una plataforma carbonatada somera. La sedimentación en estos ambientes está controlada fundamentalmente por factores hidrodinámicos y biológicos.

En las áreas más agitadas se desarrollan dos tipos fundamentales de cuerpos sedimentarios:

.las barras bioclásticas, que alcanzan dimensiones de hasta varios metros y tienen su reflejo en las bioesparitas intraclásticas *grainstone* con estratificación cruzada que definen la facies "a" de la figura 72.

.las bioconstrucciones arrecifales con abundantes rudistas (fundamentalmente grandes radiolítidos), corales, briozoos y algas incrustantes. Tienen su reflejo en la facies "b" de la misma figura.

En las zonas más tranquilas (por ejemplo, zonas de sombra tras las barras) se desarrolla una sedimentación esencialmente biopelmicrítica (facies "c"), condicionada por la abundante biota existente, dentro de la cual cabe destacar el gran desarrollo de algas verdes, foraminíferos bentónicos, rudistas, otros bivalvos, gasterópodos, equínidos... A diferencia con las facies biomicríticas de la asociación anterior, éstas presentan, entre otros aspectos, una mayor riqueza en las asociaciones de foraminíferos (que incluyen ahora abundantes rotálidos, algunos orbitolínidos, abundantes ataxofrágmidos, etc.) y un mayor desarrollo de los rudistas, con conchas de mayor espesor, tamaño y ornamentación.

Dentro de esas áreas protegidas pueden también desarrollarse bioconstrucciones de radiolítidos (facies "d"). Estas alcanzan mayores dimensiones que las de aquellas descritas en la asociación precedente.

En definitiva esta asociación representa la sedimentación en zonas someras de una plataforma carbonatada. En estos sistemas de depósito se alcanzan las condiciones más abiertas para la Secuencia Deposicional Coniaciense *p.p.*-Campaniense basal dentro de la región del Altiplano.

5.5.5. PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DE DEPÓSITO

La paleogeografía que se desarrolla en esta secuencia deposicional difiere notablemente de la descrita para las secuencias anteriores. En la región del Altiplano se produce la instalación de una plataforma carbonatada somera que va a ocupar toda su área a excepción de sus zonas más surorientales (coincidentes con los Sectores Meridional y Suroriental).

Las series que se generan en esa plataforma presentan unos caracteres relativamente homogéneos en casi todos los puntos, los cuales pueden además seguirse a través del Dominio de Albacete hacia la Cordillera Ibérica, donde esta secuencia presenta una respuesta muy similar a la que encontramos en el Prebético (de hecho, está constituida por las mismas unidades litoestratigráficas, las cuales fueron además originalmente definidas en el Surco Ibérico).

Ésto muestra la existencia de una gran plataforma carbonatada con ambientes muy someros en toda su extensión, desarrollada dentro de un extenso mar epeírico que comprendería parte de la cuenca bética y la mayor parte de la cuenca ibérica.

Las estimaciones realizadas elevan el área total ocupada por esta plataforma a más de 60.000km^2 (Zona Prebética, Dominio de Albacete, Cordillera Ibérica Meridional), presentando dentro de la misma unas condiciones de sedimentación muy homogéneas, que han sido descritas en diferentes puntos por diversos autores (p.e.: Alonso y Mas, 1981; Vilas *et al.*, 1982c; Alonso *et al.*, 1987b; Giménez, 1987).

Este hecho es muy importante a la hora de encarar un estudio paleogeográfico y evolutivo de la plataforma, ya que la región que aquí se estudia no representa más que una pequeña parte de la misma (5.000km^2). Para comprender su dinámica y su evolución global sería necesario realizar una síntesis integradora que la considerase en su totalidad, aspecto que, con los escasos datos (tanto bioestratigráficos como sedimentológicos) con que actualmente se cuenta, resulta imposible.

Por todo ello, en este apartado y los siguientes se describen los aspectos paleogeográficos y evolutivos deducidos a partir de las series estudiadas dentro del Altiplano. Su significación y los factores que los controlaron deben discutirse a partir de la integración de datos de otras regiones a medida que éstos se obtengan en estudios venideros.

Dentro del Altiplano de Jumilla - Yecla, la plataforma se desarrolla sobre toda la región a excepción de los Sectores Meridional y Suroriental: éstos constituyen una zona elevada y emergida que se hereda de las secuencias anteriores y que supone el accidente paleogeográfico más importante de la región para el desarrollo de la secuencia.

En el desarrollo de la plataforma se reconocen una serie de etapas que se describen a continuación:

a. Etapa de instalación de la plataforma (primer evento transgresivo y consiguiente progradación)

La instalación de la plataforma carbonatada en esta región queda reflejada en el techo de la Formación Margas de Alarcón y los niveles basales de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

En ellos queda marcada una tendencia de apertura bastante rápida: sobre el techo de la secuencia anterior (emersión) se desarrollan sistemas marinos progresivamente más abiertos hacia techo.

Estos ambientes llegan a ser de plataforma somera en las zonas surorientales (ver Fig. 73a), donde se llegan a generar grandes cuerpos arrecifales o calcareníticos. Por el contrario en el resto del Altiplano los ambientes desarrollados nunca pasan de ser mareales.

Tras este evento transgresivo inicial se produce un episodio de progresiva colmatación, durante el cual las condiciones de sedimentación vuelvan a ser mareales en toda la región (Fig. 73b).

Esta primera etapa debe enmarcarse dentro del Coniaciense y parte del Santoniense inferior (aptdo. 4.1.8).

b. Segunda etapa transgresiva (y consiguiente progradación)

Un segundo episodio evolutivo viene controlado por una nueva subida relativa del nivel del mar, que induce otra vez el desarrollo de ambientes de plataforma carbonatada sobre las áreas más abiertas del Altiplano. Estos ambientes ocupan ahora un área más pequeña que durante el episodio anterior (Fig. 73c).

Tras la transgresión se produce, al igual que ocurría en el episodio precedente, una progresiva colmatación, durante la cual retornan las condiciones litorales a toda la zona.

Este episodio se enmarca dentro del Santoniense "medio" (parte alta del Santoniense inferior y baja del superior).

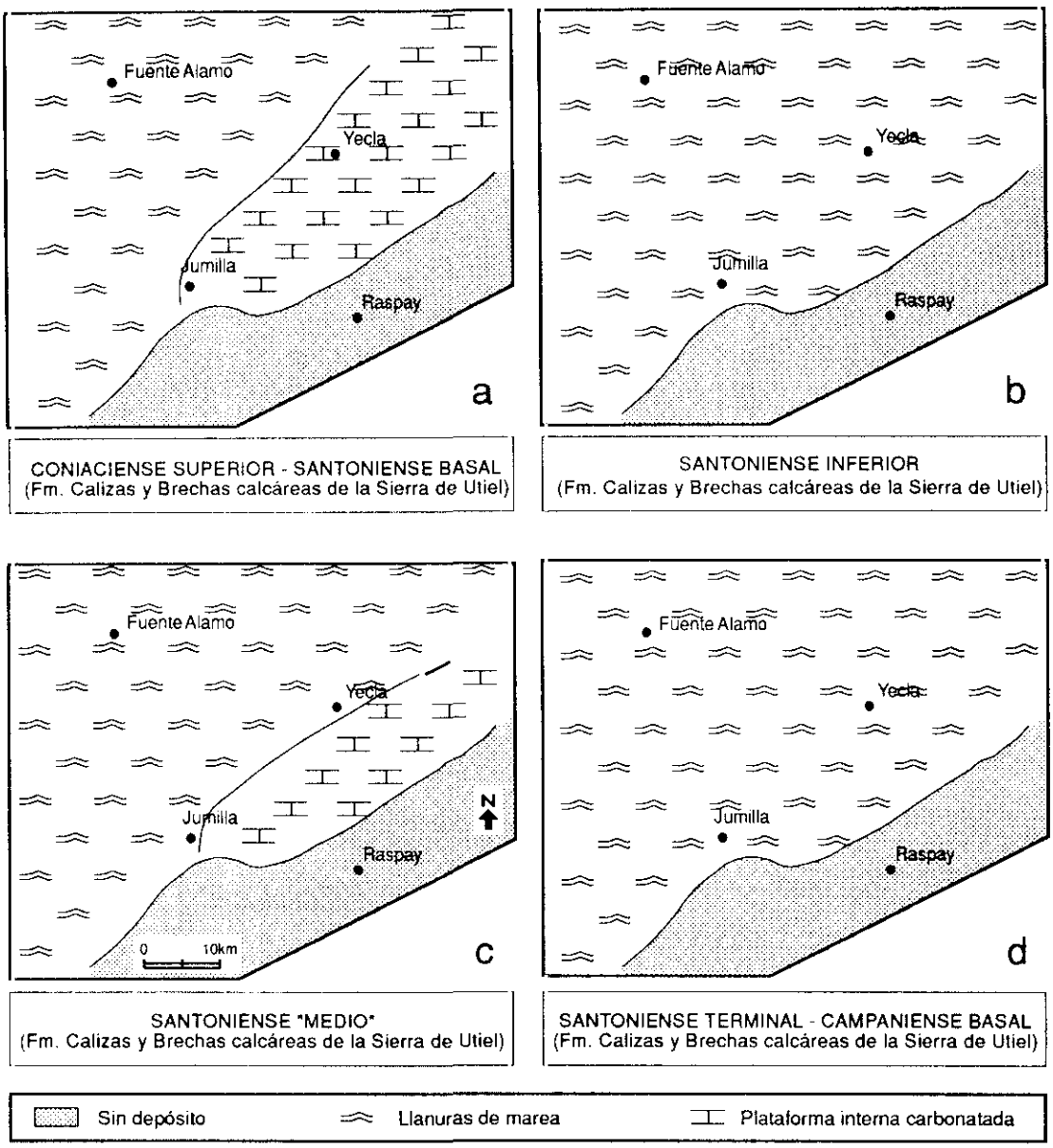


Fig. 73 : Mapas paleogeográficos para la región del Altiplano durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional IV.

c. Tercera etapa transgresiva (y consiguiente progradación)

El tercer y último episodio transgresivo tiene lugar dentro del Santoniense superior. En cuanto a la instalación de ambientes que induce, éstos son menos abiertos que los que se desarrollaron en los eventos anteriores. Sin embargo, en el episodio marcado por este impulso se alcanzan cotas de gran homogeneización, en cuanto a condiciones de sedimentación, en toda la región (Fig. 73d).

Tras el pulso transgresivo se inicia, al igual que en los dos casos anteriores, una paulatina tendencia de progradación. Está tendencia es, sin embargo, prematuramente abortada por el fin de la secuencia deposicional.

5.5.6. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

Los estudios de la subsidencia para esta secuencia topan con los escasos datos que sobre las potencias de la misma se han obtenido dentro del Altiplano. La secuencia sólo se ha podido estudiar completa (o casi completa) en cinco cortes (S. de las Moratillas, Sierra del Cuchillo, Sierra del Príncipe, Umbría de la Pava y Sierra del Molar) lo que representa una clara limitación a la hora de establecer correlaciones y sólo permite ralizar un mapa de isópacas tentativo (Fig. 74).

Entre los aspectos que conviene destacar, con los datos disponibles, están:

.No se aprecian fuertes variaciones en las potencias de la secuencia en cada uno de los sectores estudiados ni tampoco entre ellos.

.Las variaciones que se producen en los medios de sedimentación (controlados por los tres eventos transgresivos descritos y los posteriores episodios de colmatación) son muy leves. Este hecho denota un fuerte equilibrio entre la tasa de sedimentación y la subida relativa del nivel del mar (subsidencia + eustatismo). Ese equilibrio sólo se rompe ligeramente durante cada uno de los impulsos transgresivos, que deben estar relacionados posiblemente con subidas eustáticas.

.La subsidencia que controla la sedimentación no afecta a los Sectores Meridional y Suroriental del Altiplano, que permanecen sin sedimentación durante el intervalo que dura la secuencia.

Estos aspectos hablan de un período de estabilidad tectónica relativa en amplias zonas de la Región del Altiplano de Jumilla - Yecla, que sufren una subsidencia generalizada y bastante homogénea.

La gran excepción se sitúa en la mencionada franja constituida por los Sectores Meridional y Suroriental, que presenta un comportamiento inverso al del

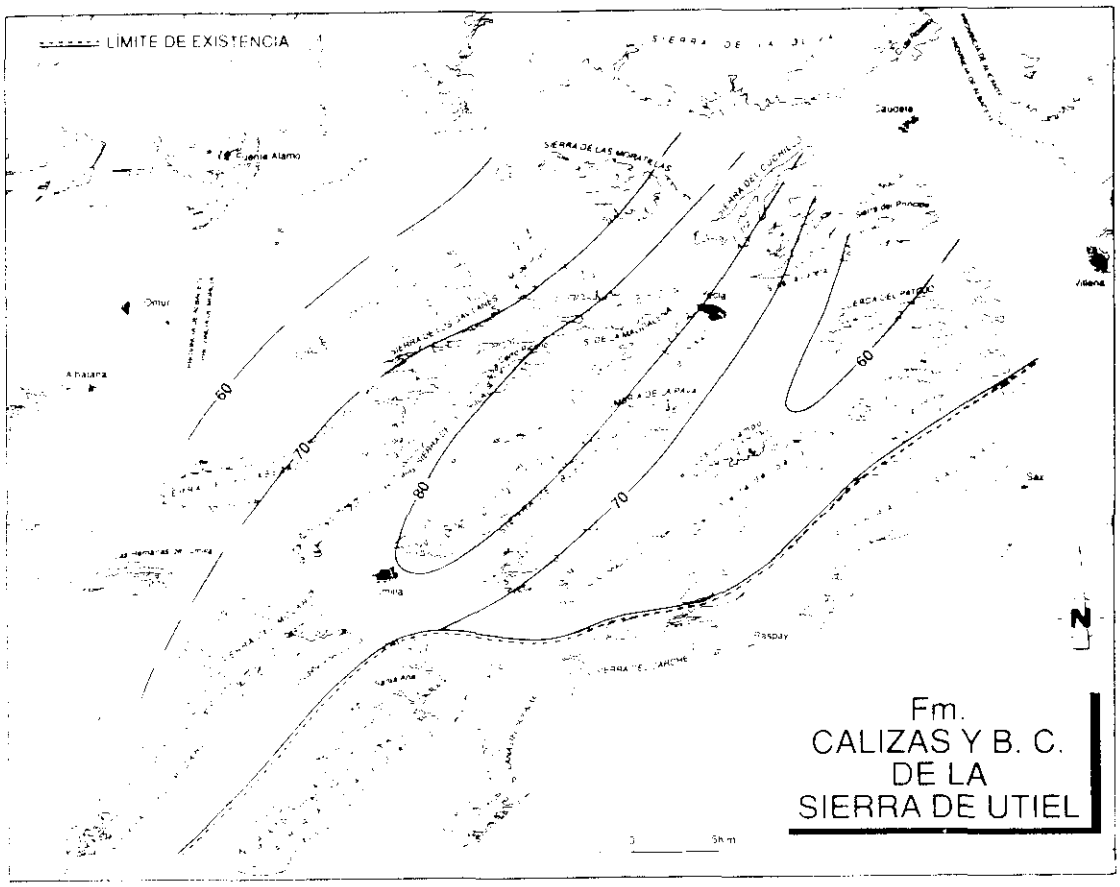


Fig. 74 : Mapa de isópacas de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Equidistancia entre las curvas: 10m.

resto de la región. El hecho de que permanezca emergida y sin sedimentación neta durante los 4,5 millones de años que abarca la secuencia deposicional (mientras que en el resto de los sectores se produce un depósito de unos ochenta metros de espesor sin descompactar) obliga a considerar un comportamiento fuertemente diferencial de este sector, que no subside o lo hace mucho más despacio que el resto de la región.

5.5.7. ASPECTOS DIAGENÉTICOS

En los materiales que componen la secuencia deposicional, dos de los rasgos diagenéticos más característicos se encuentran en:

.las transformaciones edáficas (tempranas)
.la dolomitización secundaria (tardía)

El estudio de las primeras presenta gran importancia tanto dentro del análisis sedimentológico como del secuencial. Por ello se realiza una revisión minuciosa de las mismas.

El problema de la dolomitización es diferente, ya que posiblemente esté desligado completamente del sistema deposicional, y se aleja por ello de los objetivos de este trabajo. Sin embargo, y dado que presenta una gran importancia estratigráfica (los litosomas dolomíticos de esta secuencia frecuentemente se han confundido con cuerpos dolomíticos de otras edades, fundamentalmente Cenomanienses) y económica (actualmente se encuentran más de diez canteras en explotación) se realiza una pequeña reseña del mismo.

5.5.7.1. El desarrollo edáfico

La secuencia deposicional Coniaciense *p.p.* - Campaniense basal está básicamente constituida, en la mayor parte de los afloramientos, por el apilamiento en la vertical de secuencias elementales de somerización (*shallowing upwards sequences* en el sentido de James, 1984a) que aparecen coronadas por el desarrollo de calcretas.

Su estudio tiene una doble utilidad:

.Por un lado, integrado en el análisis sedimentológico de la unidad, permite determinar importantes aspectos paleogeográficos, paleoclimáticos, y deposicionales.

.Por otro, enmarcado dentro del análisis estratigráfico, aparece como una herramienta de gran utilidad en el estudio secuencial de estas series de tipo mareal, caracterizadas por una gran monotonía. La distribución de los suelos en las mismas y, sobre todo, las variaciones en su grado de evolución a lo largo de diversas columnas, reflejan tendencias evolutivas correlacionables con aquellas deducidas a partir de los cambios en las facies en series correspondientes a dominios más abiertos.

Estos suelos están extraordinariamente influidos por la naturaleza del material sobre el que se desarrollan: su composición (casi exclusivamente carbonato cálcico,

>95%), su textura (variable pero dominan las facies de carácter micrítico) y su grado de litificación (moderado) van a controlar el quimismo, la permeabilidad, el drenaje y, por ello, la fertilidad del suelo. Los otros factores fundamentales son el clima y el tiempo.

Se desarrollan durante el intervalo de emersión que pone fin a la secuencia elemental. Cada paleosuelo tiene una entidad vertical que, al contrario de los descritos para la Formación Margas de Alarcón, rara vez sobrepasa el límite inferior de la secuencia sobre la que se desarrolla, es decir, que no suele existir una superposición de suelos desarrollados en etapas diferentes.

Los criterios para la diferenciación y caracterización de estos paleosuelos vienen dados por el reconocimiento de una serie de caracteres edáficos y diagenéticos tempranos, sobre los cuales existe actualmente una extensa bibliografía (p.e.: James, 1972; Retallack, 1976, 1988; Freytet y Plaziat, 1982; Esteban y Klappa, 1983; Ettensohn *et al.*, 1988; Wright y Tucker, 1991).

Estos pueden agruparse, según sean reconocibles en el campo o bajo el microscopio, en macro y microcaracteres edáficos.

a. Macrocaracteres edáficos

Fundamentalmente son: huellas de raíces, horizontes y estructuras edáficas (Retallack, 1976):

Huellas de raíces: Aparecen de forma bastante aislada y son especialmente reconocibles en los perfiles poco evolucionados. Generalmente son de pequeño tamaño (nunca sobrepasan longitudes de 0,2-0,3m). Tienen morfologías muy variables, que oscilan entre cilindro-cónicas y muy irregulares. Pueden presentar rellenos geopetales complejos, que se producen en múltiples fases y están constituidos fundamentalmente por litoclastos procedentes de la superficie (que se introducirían durante episodios de tormentas, etc.) o de las mismas paredes del poro (por agrietamiento), así como por algunos bioclastos, micrita y elementos pedogenéticos (como sedimentos internos, cementos carbonáticos tempranos, etc.). En conjunto estas huellas de raíces son comparables al *pseudomicrokarst pedogenético* de Plaziat y Freytet (1978).

Horizontes: son difíciles de diferenciar en la mayor parte de los casos, debido a la elevada homogeneidad litológica de los paleosuelos y a que el grado de desarrollo alcanzado por muchos de ellos tampoco ha permitido una gran diferenciación.

En casos particulares de suelos bastante evolucionados y con mal drenaje pueden llegar a producirse procesos de melanización, reflejando este hecho una llamativa diferenciación del paleosuelo frente a la roca no transformada. La melanización suele afectar a la parte superior del perfil. Dentro de las zonas de roca melanizadas, la intensidad del "oscurecimiento" no es homogénea, y algunos elementos, como micronódulos, adquieren de forma diferencial tonalidades más oscuras. El proceso de melanización está probablemente causado por el lavado de coloides desde la superficie (Buol *et al.*, 1980), el cual se produce únicamente bajo condiciones de pH lo suficientemente elevado y Eh lo suficientemente bajo como para que se preserve la materia orgánica y, simultáneamente, se produzca precipitación de calcita en el suelo (Ettensohn *et al.*, 1988). Si los valores del Eh cambian a lo largo de la evolución del suelo (por ejemplo, en relación con cambios en el drenaje) la materia orgánica puede oxidarse y, con ello, desaparecen los tonos oscuros de la melanización.

Estructuras edáficas: La estructuración más característica es la macronodulización (comparable a la *blocky subangular texture, sensu* Retallack, 1988), que aparece en los perfiles más evolucionados. Su desarrollo podría estar relacionado con la bioturbación de raíces. Los nódulos que se generan tienen diámetros de varios centímetros y morfología redondeada aunque irregular. En torno a los mismos frecuentemente precipita calcita microcristalina, que forma pequeños parches de *"chalky"* comparable al descrito en los paleosuelos de la Formación Margas de Alarcón (ver apartado 5.4.7) pero que aquí nunca llega a formar niveles continuos como los descritos en esa unidad. El desarrollo del *"chalky"* en torno a los nódulos podría estar provocado por sucesivas precipitaciones y disoluciones (James, 1972), a su vez controladas por leves fluctuaciones periódicas del nivel freático.

b. Microcaracteres edáficos

El estudio de la micromorfología del suelo permite diferenciar una serie de elementos que revelan distintos aspectos de la diagénesis temprana y la pedogénesis.

A partir de ellos se puede elaborar una hipótesis genética, que se expone más adelante. Entre estos elementos están:

Porosidad secundaria: La generación temprana de porosidad sobre el sedimento micrítico parcialmente litificado desempeña un papel importante en el desarrollo inicial del suelo. La baja permeabilidad que presenta en muchos casos el sedimento original impide la percolación de aguas dulces y, con ello, la colonización biológica. Esta porosidad se genera fundamentalmente por agrietamiento (por desecación o sucesivas desecaciones y humectaciones), por un incipiente desarrollo radicular (pseudomicrokarst edáfico descrito más arriba) o por disolución (microkarstificación). Esta última tiene un alto control textural (viene favorecida por grietas, uniones entre granos, porosidad primaria...) o mineralógico (disolución preferencial de los componentes aragoníticos, esencialmente bioclastos) generando en este caso porosidad móldica.

Micritización: Este proceso de recristalización degradante se ha descrito frecuentemente en ambientes vadosos (e.g.: James, 1972) y puede haber producido la micritización que reflejan muchas de las muestras. Aunque este proceso se produce también en medios subacuáticos, la existencia de granos edáficos micritizados y la mayor micritización de las zonas más alteradas por la pedogénesis, apoya la idea de un origen vadoso.

Micronodulización: Aunque los nódulos edáficos se individualizan en los primeros estadios de la pedogénesis, por procesos de cementación diferencial, agrietamiento circungranular, fijación diferencial de algún componente (p.e.: carbonato enriquecido en Fe^{3+} o en materia orgánica), su desarrollo máximo tiene lugar en estadios posteriores, en los que la actividad bioquímica es importante. Son elementos de formas redondeadas, internamente homogéneos, que presentan frecuentemente un color más oscuro que la matriz circundante y cuya disposición y grado de selección pueden ser muy variables.

Cantos negros ("black pebbles"): Los cantos negros constituyen un elemento muy característico de los paleosuelos. Dentro de los perfiles estudiados, y basándonos en un minucioso estudio microscópico se han diferenciado dos tipos fundamentales de cantos negros:

Tipo I ("cantos negros s.s.*")*: Son litoclastos heterométricos (0.1mm a 5cm de diámetro), con formas angulares o subredondeadas y

generalmente irregulares. Internamente muestran texturas variables (que son las del sedimento original del cual procede el clasto) y que pueden ser muy diferentes de la de la matriz que los rodea. Este tipo de cantos negros son frecuentes en los paleosuelos estudiados, aunque también se encuentran en las facies que no han sufrido ningún tipo de transformación edáfica (Fig. 70). Cuando se encuentran en los paleosuelos pueden interpretarse como: (a) intraclastos procedentes de la superficie, infiltrados a través de grietas de desecación, huellas de raíces...; (b) litoclastos de color negro heredados de la roca madre y respetados (por su mayor consistencia) por los procesos edáficos ("litorelictos" en la nomenclatura de Brewer, 1976). Como puede apreciarse, en ambos casos el canto negro ya se ha desarrollado cuando pasa a formar parte de suelo y su génesis no está por tanto asociada al mismo.

Tipo II: Generalmente tienen un tamaño inferior al de los anteriores (0.1-5mm de diámetro). Son generalmente redondeados y de morfología esférica o irregular. Su textura interna es comparable a aquella de la matriz que rodea al grano. De hecho, los límites entre el grano y la matriz nunca son netos. Se interpretan como micronódulos edáficos ennegrecidos (melanizados) diferencialmente durante el desarrollo del suelo, por lo que su origen está directamente relacionado con los procesos formadores del mismo.

Sedimentos internos: La presencia de sedimento interno (rellenando parcial o totalmente los poros de la roca) ha sido descrita por numerosos autores como un producto de la diagénesis vadosa. La composición y la textura de los rellenos puede ser variable. En función de la misma se han separado tres tipos fundamentales, que presentan todos ellos una disposición geopetal:

Tipo A: Presenta una textura finamente calcarenítica y peloidal, en ocasiones con microlaminación cruzada y/o granoselección positiva. Este tipo es comparable al descrito por Aïssaoui y Purser (1983) y refleja, de acuerdo con estos autores, un flujo hidrodinámico relativamente elevado, posiblemente relacionado todavía con el medio deposicional (costero).

Tipo B: Está constituido básicamente por micrita (o pseudomicrita) y en menor proporción, por elementos generalmente pequeños como bioclastos, nódulos, prismas retrabajados de *Microcodium*, etc. tienen su

origen en el colapso parcial del techo y las paredes de los poros, por retrabajamiento edáfico.

Tipo C: Está formado por acumulaciones de pequeños cristales de calcita, procedentes de la destrucción de los cementos incipientes generados en las paredes del poro. Este tipo es comparable al *vadose silt* descrito inicialmente por Dunham (1969).

Cementos tempranos: Durante la diagénesis temprana en medios vadosos y freáticos continentales, se pueden desarrollar una serie de cementos de composición calcítica (de bajo contenido en magnesio, *LMC*) cuya tipología va a estar estrechamente relacionada con la saturación en agua. La formación de cementos está favorecida por la presencia de una porosidad importante y, por ello, se va a producir principalmente en los estadios más evolucionados de la diagénesis. Entre los tipos principales cabe destacar:

.Cementos de tipo *fringing*: Son bastante isópacos, y tienen una textura prismática desarrollada perpendicularmente a las paredes de los poros así como una fina laminación subparalela a las mismas, formada por la alternancia de niveles micríticos oscuros (micrita constructiva) y esparíticos claros y más gruesos, que posiblemente responda a una variación estacional, siempre bajo condiciones de subsaturación en agua.

.Cementos de tipo microestalactítico y en menisco: Son fuertemente anisópacos y se concentran bajo los granos (los primeros) o en las uniones entre ellos (los segundos). Pueden presentar la misma textura que los precedentes. Reflejan unas condiciones de formación de menor saturación en agua que aquéllos.

.Cementos de tipo *drusy / blocky*: La porosidad remanente de los medios vadosos es rellenada en gran medida por cementos posteriores, de tipo mosaico, que reflejan condiciones de saturación en agua (medio freático).

Envueltas micríticas constructivas: El proceso por el cual se desarrollan envueltas micríticas en medios vadosos ha sido descrito por Calvet (1982) y Wright (1986) entre otros autores: Su origen está asociado a la calcificación de hifas fúngicas, tal y como ocurre en los suelos actuales. Esta micrita constructiva crece sobre todo tipo de superficies: forma envueltas (*micrite coatings*) sobre granos (tales como micronódulos, prismas retrabajados de

Microcodium, bioclastos...), tapiza poros ("cementos" micríticos) o constituye pequeñas costras laminadas.

Huellas de raíces: La actividad radicular es uno de los mecanismos principales que intervienen en la destrucción de la textura original del sedimento. No resulta fácil encontrar evidencias directas de esta actividad y su reflejo en el sedimento se encuentra fundamentalmente en la micronodulización. En los suelos menos evolucionados se observan huellas de pequeñas raíces que pueden presentar concreciones de óxidos de hierro o de carbonato en su entorno. Otros elementos edáficos relacionados con la actividad radicular son las colonias de *Microcodium* y la estructura alveolar:

Microcodium: Su presencia ha sido considerada como un indicador de desarrollo edáfico (Esteban y Klappa, 1983) aunque su origen sigue siendo problemático (Klappa, 1978; Freytet y Plaziat, 1982). Dentro de esta unidad aparece constituyendo colonias de tipo *corn-cob* (mazorca de maíz). Su desarrollo se produce sobre cualquier tipo de facies y preferentemente en los estadios iniciales de la pedogénesis. En estadios más avanzados las colonias son frecuentemente destruidas por la misma dinámica del suelo (disolución preferencial, acción radicular...). Entonces, los restos de las mismas se incorporan al suelo como elementos edáficos retrabajados. Este mecanismo de destrucción del Microcodium se ejemplifica en la figura 75. El proceso de destrucción de las colonias de *Microcodium* produce un incremento notable en la porosidad y permeabilidad del suelo.

Estructura alveolar: Está formada por las típicas paredes micrométricas anastomosadas de micrita, y aparece ya en facies moderadamente transformadas por la pedogénesis. Se encuentran rellenando poros tubulares atribuidos a la actividad de raíces. Su origen puede encontrarse en calcificaciones del tejido vegetal. Probablemente esas mineralizaciones estén relacionadas con asociaciones simbióticas de hongos y células radiculares (Wright, 1986; Goldstein, 1988).

Costras laminadas: Aparecen de forma muy subordinada en los paleosuelos estudiados, constituyendo niveles poco continuos de algunos centímetros de espesor. La laminación viene dada por la alternancia de capas irregulares de micrita y esparita. Estas estructuras aparecen frecuentemente disectadas por pequeñas huellas de raíces verticales. Este hecho denota que el endurecimiento de las costras se produce durante el desarrollo pedogenético.

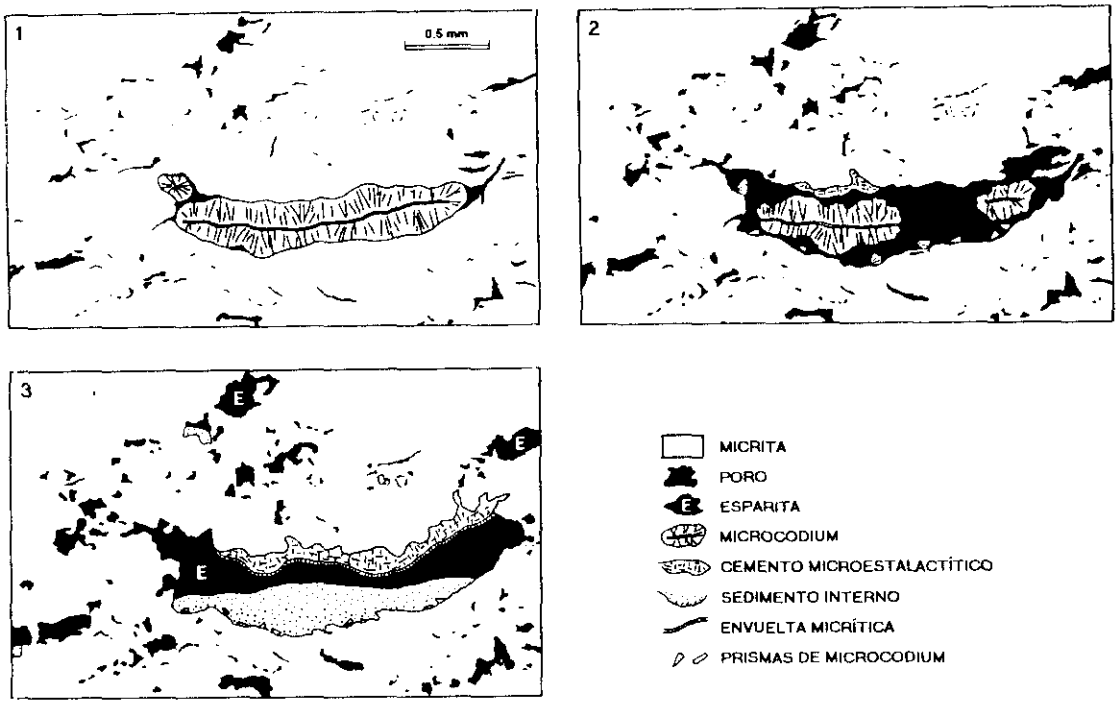


Fig. 75 : 1. En los primeros estadios se desarrollan colonias de Microcodium *sobre materiales poco transformados. 2 y 3. El retrabajamiento edáfico (bioturbación de raíces, microdisolución...) destruye paulatina y preferencialmente esas colonias, generandose grandes poros que son rellenados parcialmente por sedimento interno y cementos gravitacionales. La porosidad remanente es carrada por cementos esparíticos de tipo* drusy-blocky.

c. Estadios de formación edáfica:

El desarrollo de un suelo es el resultado de una serie de factores: clima, relieve, vegetación, roca madre y tiempo (Jenny, 1941). Todos ellos, a excepción del tiempo, pueden, de modo aproximado, considerarse como constantes, ya que los sedimentos no reflejan cambios substanciales en ellos a lo largo de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Por ello, el tiempo aparece como el factor fundamental en el control del grado de evolución alcanzado por el suelo.

Esta premisa tiene una implicación de gran importancia en al análisis estratigráfico-secuencial: cuanto mayor sea el grado de evolución alcanzado por un suelo, mayor será el tiempo que éste ha estado sometido a transformación.

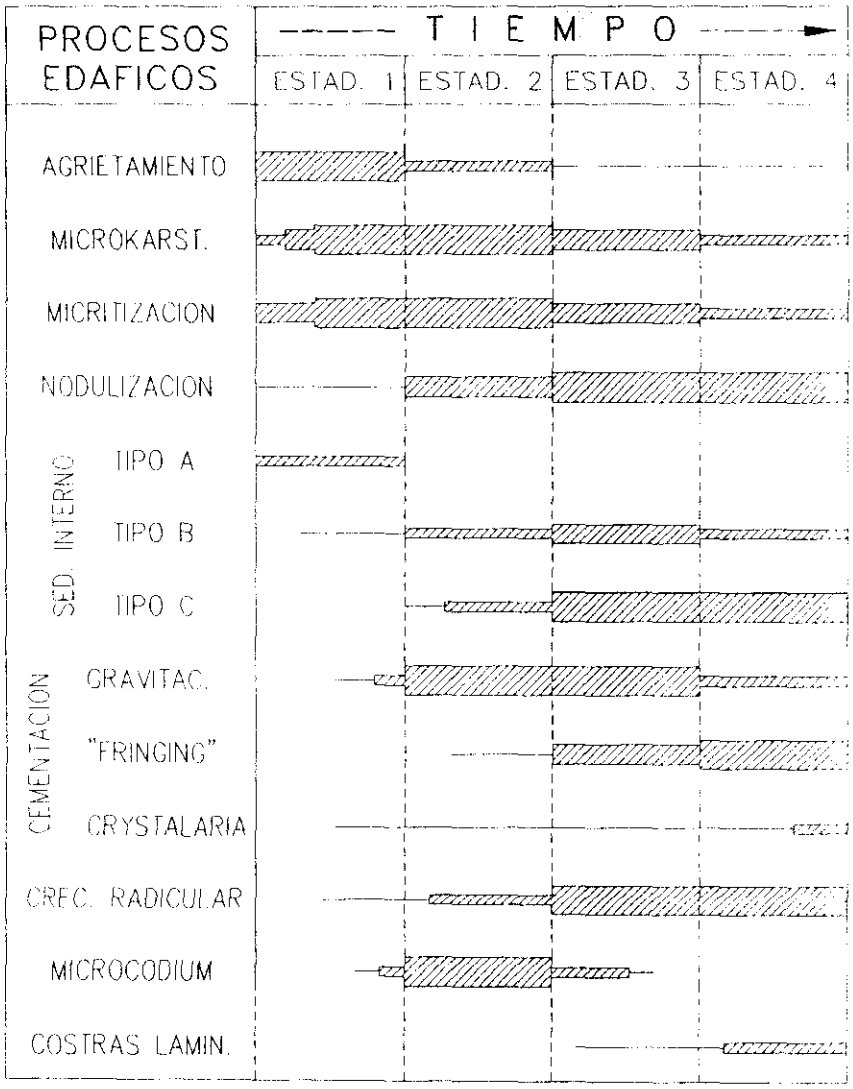


Fig. 76 : Estadios de evolución edáfica.

Por este motivo y con el fin de establecer diferentes estadios de evolución edafogenética que directamente nos reflejen (siempre de modo cualitativo) el mayor o menor tiempo que representa la discontinuidad marcada por el paleosuelo, se ha realizado un estudio minucioso de numerosas muestras procedentes de más de cincuenta perfiles.

Una premisa fundamental para la definición de los estadios propuestos es su fácil reconocimiento bajo el microscopio. En función del desarrollo alcanzado por los rasgos microtexturales del suelo o de unos elementos edáficos concretos, resumidos en la Fig. 76, se propone la existencia de cuatro estadios evolutivos fundamentales.

Durante el *estadio I*, el sedimento aparece escasamente transformado: está sujeto a los procesos más relacionados con la exposición subaérea que con la pedogénesis *s.s.*: desecación, microkarstificación, recristalización, etc. El sedimento micrítico se litifica parcialmente y puede adquirir una textura microcristalina densa, en la que frecuentemente se individualizan protonódulos. El sedimento interno, si existe, es de tipo I (relacionado con el ambiente de depósito).

En el *estadio II*, los procesos bioquímicos son ya importantes. El aspecto más característico se encuentra en el desarrollo de colonias de *Microcodium*. La actividad radicular es notable y se generan además cementos vadosos incipientes.

El *estadio III* viene caracterizado por una intensa actividad bioquímica. **Los elementos edáficos más característicos desarrollados durante este estadio son las envueltas micríticas constructivas, los cementos vadosos y los micronódulos**. La transformación pedogenética es importante, pero la textura original del sedimento es aún reconocible.

El *estadio IV* representa la etapa de máxima transformación. Los procesos actuantes son básicamente semejantes a los de la etapa anterior, si bien la transformación es mayor y la textura original del sedimento es prácticamente irreconocible. La microtextura del suelo consiste ahora en un aglomerado de nódulos, granos heredados del sedimento original (como bioclastos) y elementos retrabajados del mismo suelo (como prismas de *Microcodium*) que presentan envueltas micríticas. En el campo, la estructura del suelo es nodulosa (*subangular blocky* en el sentido de Retallack, 1988) y el perfil puede aparecer melanizado si las condiciones de drenaje lo permiten.

d. Conclusión al análisis paleoedafológico

El estudio realizado sobre los paleosuelos permite ratificar una serie de interpretaciones ambientales expuestas en el apartado 5.5.4 y proponer otras nuevas:

.el desarrollo de paleosuelos directamente sobre materiales generados en ambientes submareales y la ausencia de sedimentos claramente intermareales permite proponer la existencia de un rango mareal reducido en los ambientes formadores.

.el desarrollo de los paleosuelos hipercalcimorfos se produce en zonas con bajo relieve y drenaje posiblemente pobre. El clima globalmente cálido bajo el que se desarrollan las plataformas carbonatadas es, además, al menos estacionalmente húmedo. El desarrollo de áreas costeras de tipo marisma requiere alta llegada de aguas dulces si bien la abundancia de rasgos edáficos tales como grietas de retracción, concreciones carbonatadas, costras laminares... refleja la existencia de intervalos de tiempo con condiciones principalmente áridas.

Por otro lado, la diferenciación de los cuatro estadios de evolución edáfica, permite conocer el grado de desarrollo alcanzado por cada suelo, que es función directa del tiempo de emersión. Este hecho permite a su vez estimar el valor relativo de las interrupciones que coronan las secuencias elementales, y estudiar de manera estadística las variaciones que se producen en esos valores dentro de las series estratigráficas, en busca de rangos mayores de ciclicidad que los definidos por las secuencias elementales (apartado 5.5.8).

5.5.7.2. La dolomitización

El segundo aspecto diagenético al que nos habíamos referido en el comienzo de este apartado se encuentra en la intensa dolomitización que presenta la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel en determinados puntos, la cual imposibilita totalmente su estudio sedimentológico.

No se pretende aquí realizar un estudio medianamente detallado de este aspecto local en la unidad. Sólo se expondrán algunos puntos que pueden tener cierta importancia en la diferenciación de estos litosomas de otros cuerpos dolomíticos y a la hora de interpretar globalmente la cuenca sedimentaria.

a. Características generales de las dolomías

Entre otras, cabe destacar una serie de características estratigráficas y petrológicas de estas dolomías de la Secuencia Deposicional IV:

.Los cuerpos dolomíticos generados a partir de las calizas, generalmente tableadas, de la Formación Sierra de Utiel presentan un aspecto globalmente masivo, dan cierto resalte topográfico y alcanzan potencias considerables.

.Los límites de estos cuerpos son fuertemente irregulares, no guardan una relación con la estratificación y pueden exceder los límites inferiores de la secuencia deposicional, afectando a los cuerpos infrayacentes de naturaleza calcárea.

.Asociada a la dolomitización aparece frecuentemente una intensa brechificación. El análisis petrológico permite asegurar que ésta es contemporánea o posterior a la dolomitización, aunque posiblemente no guarde una relación genética con ella, ya que las calizas que rodean al cuerpo dolomítico pueden estar también brechificadas.

.Así mismo son típicos de estas dolomías los tonos oscuros, casi negros.

.Desde un punto de vista petrográfico, son macrocristalinas, con tamaños de grano polimodales y cristales dominantemente subeuhedrales a euhedrales. Los contactos entre los cristales son rectos, y la porosidad es escasa. Los núcleos de los mismos frecuentemente presentan un aspecto nublado. Pueden clasificarse como *polymodal planar dolomites* en el sentido de Sibley y Gregg (1987).

.La dolomitización destruye totalmente la textura original de la roca calcárea previa.

b. Distribución de los cuerpos dolomíticos

La distribución de los cuerpos dolomíticos no presenta un control sedimentológico ni estratigráfico claro. Por el contrario se ha observado como, dentro de los afloramientos de esta unidad, los que presentan dolomitización secundaria se encuentran alineados en una franja estrecha que se sitúa en torno al límite entre el Sector Noroccidental y el Sector Central. Dicha franja comprende, entre otros afloramientos, los de la Sierra del Picarcho, la Sierra de la Cingla, la Sierra de la Magdalena, la Sierra Lengua (Sierra del Cuchillo) y la Cabeza del Rosario. Tiene una dirección aproximada WSW-ENE, paralela a la dirección de la

familia principal de fallas que surca el Altiplano y que controló fuertemente la sedimentación en algunos intervalos del Cretácico superior.

c. Discusión

Las características petrológicas y estratigráficas de los macizos dolomíticos enmarcados en esta secuencia reflejan una génesis producida durante el enterramiento, sin ninguna relación aparente con el medio deposicional. Por otro lado, la distribución de las masas dolomíticas (a lo largo de una franja bien delimitada y paralela a la dirección de grandes fracturas activas en el Cretácico -ver capítulo 6-) puede indicar que la dolomitización se produjo por la penetración de flujos dolomitizantes a favor de esas fracturas.

En definitiva, y a la espera de nuevos datos, estos aspectos apoyan la idea de una dolomitización producida durante el enterramiento y que estuvo fuertemente controlada por una alineación de fracturas.

5.5.8. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA

Tanto la gran dimensión (más de 60.000km^2) de la plataforma que se desarrolla en la Secuencia Deposicional como la gran homogeneidad que presentan las facies tanto en la vertical (en cada una de las series) como en la horizontal (a lo largo de dos cuencas diferentes: Prebético e Ibérica Meridional), denotan la necesidad de considerar esa secuencia como un todo, considerando los factores que la controlan en su conjunto. Esto implica trabajar a una escala mucho mayor que la del área estudiada.

Sin embargo este hecho resulta hoy imposible debido a la escasez de datos que, sobre la misma, existe para otras regiones diferentes de la estudiada, lo cual impide establecer correlaciones interregionales.

Por este motivo, los aspectos evolutivos y secuenciales que a continuación se exponen, referidos únicamente a la región del Altiplano de Jumilla - Yecla, tienen un valor sólo regional en este momento. Sin embargo, son de vital importancia por constituir un primer patrón de referencia para los materiales de esta edad tanto en

la Cuenca Bética como en la Ibérica Meridional. El que aquí se presenta constituye el primer análisis secuencial realizado sobre materiales de esa edad en las dos cuencas mencionadas.

5.5.8.1. Mesosecuencias

El análisis secuencial de estos materiales ha sido difícil de realizar durante años debido fundamentalmente a la homogeneidad que presenta la mayor parte de sus series y a los escasos cortes completos que existen de esta unidad. El análisis sedimentológico realizado sobre ellas nos muestra la existencia de un apilamiento vertical de secuencias elementales de tipo "mareal" formadas básicamente por un término submareal, dominantemente de baja energía, y otro supramareal representado esencialmente por el desarrollo de paleosuelos (calcretas). Esas secuencias elementales tienen espesores que rara vez superan un metro (valores medios de 0.4-0.6m).

En las series donde la formación Calizas y B. calcáreas de Sierra de Utiel aflora completa (Figs. 77a y 77b) se han reconocido casi 180 secuencias elementales.

Se ha realizado, sobre esas series, un estudio que engloba variables estratigráficas, sedimentológicas y paleoedafológicas con la finalidad de reconocer cualquier posible tipo de ordenación interna en los apilamientos de secuencias elementales y que pudiera indicar la existencia de ciclos y secuencias de mayor escala. Las principales variables consideradas en ese análisis son: (1) espesor de las secuencias elementales, (2) tipo de facies sedimentaria dominante en el término submareal de cada secuencia, y (3) estadio de evolución edáfica alcanzado por la calcreta del término supramareal. De ellas, la última va a tener una especial importancia en el estudio, al ser la que presenta las mayores variaciones a lo largo de las series estratigráficas.

La integración de los criterios mencionados permite delimitar tres mesosecuencias y reconocer sus tendencias internas de evolución (Figs. 77a, 77b y 78). Estas mesosecuencias, que de base a techo denominamos IV.1, IV.2 y IV.3, se reconocen regionalmente.

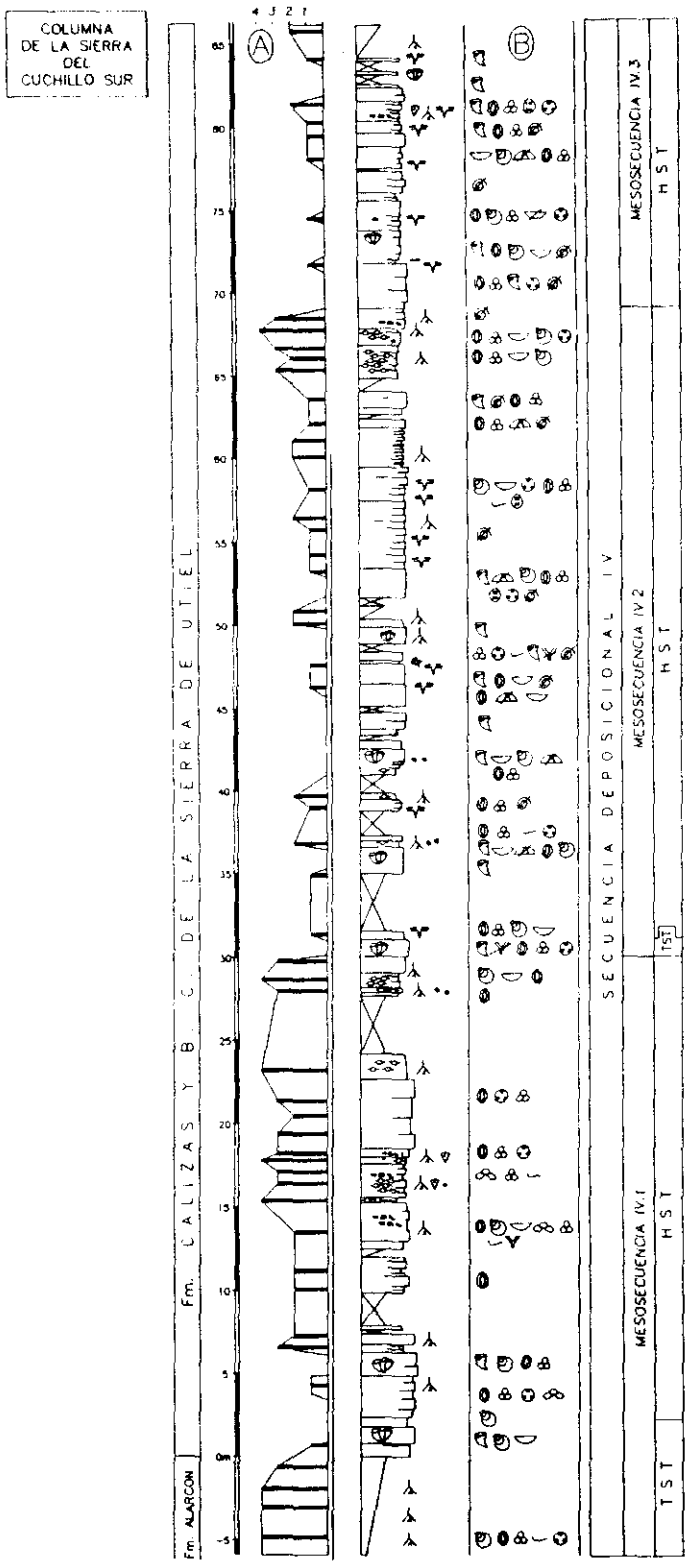


Fig. 77a : Columna sintética de la S.D. IV en la Sierra del Cuchillo: (A) estadios de evolución edáfica alcanzados por los paleosuelos; (B) asociaciones fósiles. Explicación en el texto.

Las variaciones a gran escala de los espesores, las facies y los paleosuelos

de las secuencias elementales dentro de cada mesosecuencia permiten reconocer un episodio transgresivo - regresivo para cada mesosecuencia. La base de cada una de ellas refleja un impulso transgresivo relativamente rápido, al que le sigue un episodio más lento de progresiva colmatación.

Cada impulso inicial queda marcado por cambios sustanciales a lo largo de las series estratigráficas. Estos pueden ser:

.Un cambio en la asociación de facies, que pasa de caracterizar ambientes mareales o continentales (techo de la mesosecuencia infrayacente) a los propios de una plataforma interna (base de la mesosecuencia). Este hecho se produce en las series más surorientales (como la de la Umbría de la Pava).

.Cambios en las facies dentro de la misma asociación (que caracteriza sistemas litorales carbonáticos). Quedan marcados en las secuencias elementales de somerización:

.En el término submareal: Hay un cambio brusco en la naturaleza de los mismos: las facies adquieren un carácter más abierto, reflejado sobre todo en las asociaciones faunísticas, que se hacen más ricas, con frecuente desarrollo de rudistas. Además suele presentar un incremento notable en su potencia.

.En el término supramareal: El cambio queda registrado en el grado de evolución alcanzado por los paleosuelos, mucho menor que el que caracteriza las últimas secuencias elementales de la mesosecuencia precedente.

.Incremento notable en la potencia de las secuencias elementales. Este cambio aparece superpuesto a los anteriores.

Durante los eventos transgresivos se produce la máxima diferenciación en cuanto a cinturones de facies dentro del sector de la cuenca: sobre las zonas más abiertas se desarrollan áreas con las condiciones típicas de una plataforma carbonatada somera, mientras que en el resto permanecen las condiciones litorales, en las que, sin embargo, son dominantes los ambientes submareales sobre los supramareales.

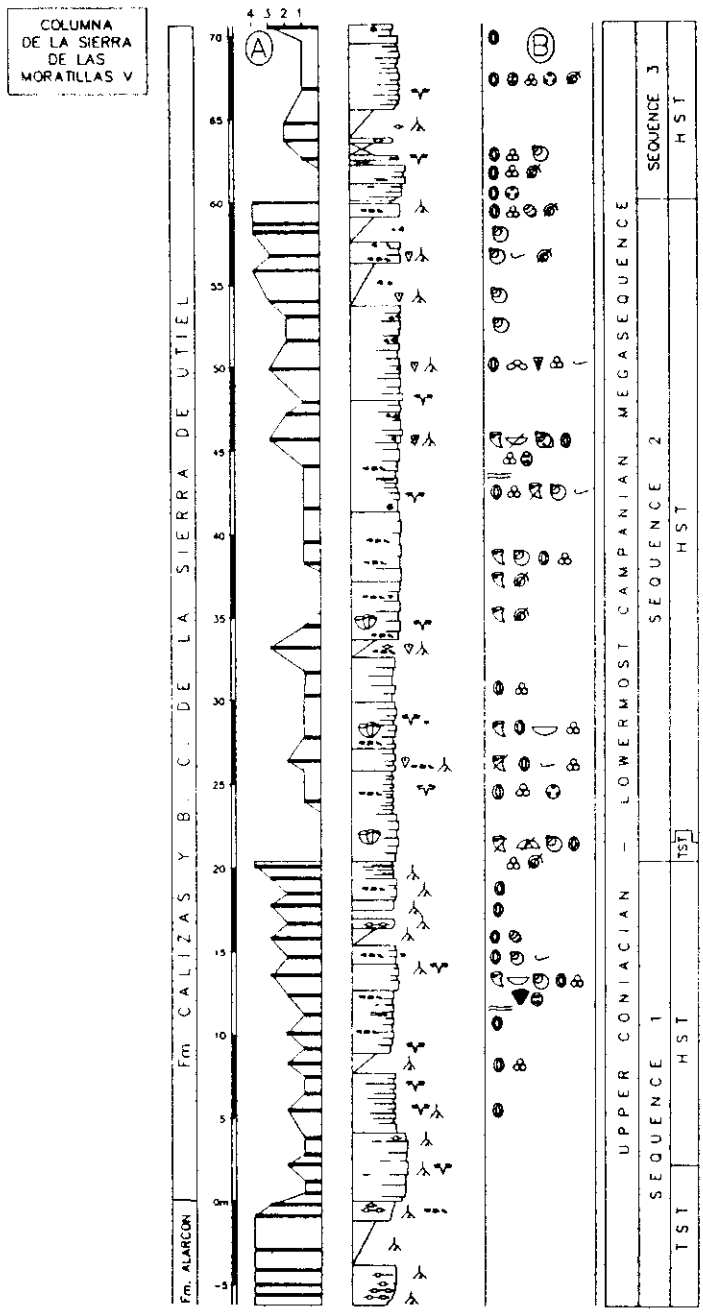


Fig. 77b : Columna sintética de la S.D. IV en la Sierra de las Moratillas: (A) estadios de evolución edáfica alcanzados por los paleosuelos; (B) asociaciones fósiles. Explicación en el texto.

A partir del suceso transgresivo, se produce un episodio de paulatina colmatación, reflejado en la sucesión de facies:

.En las zonas más externas, sobre la plataforma somera progradan los sistemas litorales.

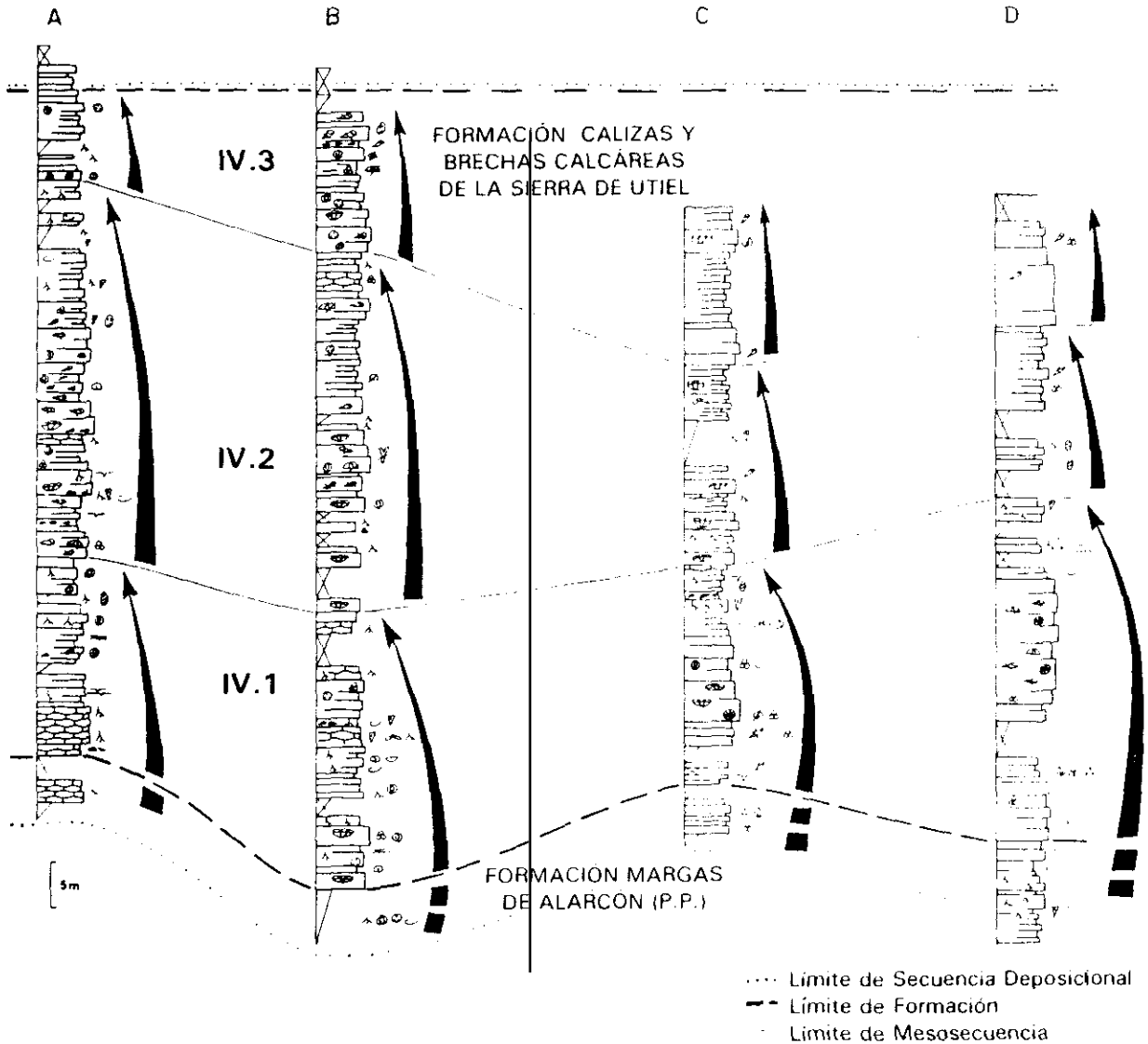


Fig. 78 : Panel de correlación para la Secuencia Deposicional IV. Secciones estratigráficas sintéticas: A.- Sierra de las Moratillas, B.- Sierra del Cuchillo, C.- Sierra del Príncipe (Los Mojones), D.- Umbría de la Pava.

.En las zonas internas, los sistemas litorales permanecen, si bien, dentro de ellos, los subambientes supramareales (con desarrollo de marismas) ganan en importancia. Este hecho queda reflejado en el mayor desarrollo que alcanzan progresivamente los paleosuelos en las secuencias elementales.

De este modo, durante las etapas de somerización se produce la mayor uniformización en las condiciones de sedimentación: se desarrollan extensos sistemas costeros con gran cantidad de medios y submedios que no constituyen cinturones de facies como tales sino pequeños "parches" que forman parte de un "mosaico" (*mosaic facies*).

En términos de *systems tracts* o cortejos sedimentarios, cada una de las mesosecuencias constaría de un cortejo transgresivo (*TST*) poco o nada desarrollado, seguido de un cortejo de alto nivel marino, que constituye el grueso o la totalidad de la misma (fig. 77a, 77b y 79).

Aunque la tendencia que reproduce cada una de las mesosecuencias se ajusta a la descrita de modo general, existen notables diferencias entre ellas:

.En la primera se alcanzan, durante el evento transgresivo, las condiciones ambientales más abiertas para el conjunto de la secuencia deposicional en la región del Altiplano. Por el contrario en la última (Mesosecuencia IV.3) el evento transgresivo tiene el reflejo más tenue, sin que lleguen prácticamente a desarrollarse los sistemas de plataforma interna en ningún punto de los estudiados.

.La última mesosecuencia (IV.3) representa una menor diferenciación de facies tanto en la sucesiones verticales descritas en las columnas como en su distribución horizontal, puesta de manifiesto en los mapas paleogeográficos. En este sentido es la mesosecuencia más "homogénea". Por el contrario, la más "heterogénea" sería la Mesosecuencia IV.1.

Por último cabe mencionar que la evolución de la Mesosecuencia IV.3 se ve bruscamente abortada por un evento tectónico regional que también pone fin a la Secuencia Deposicional.

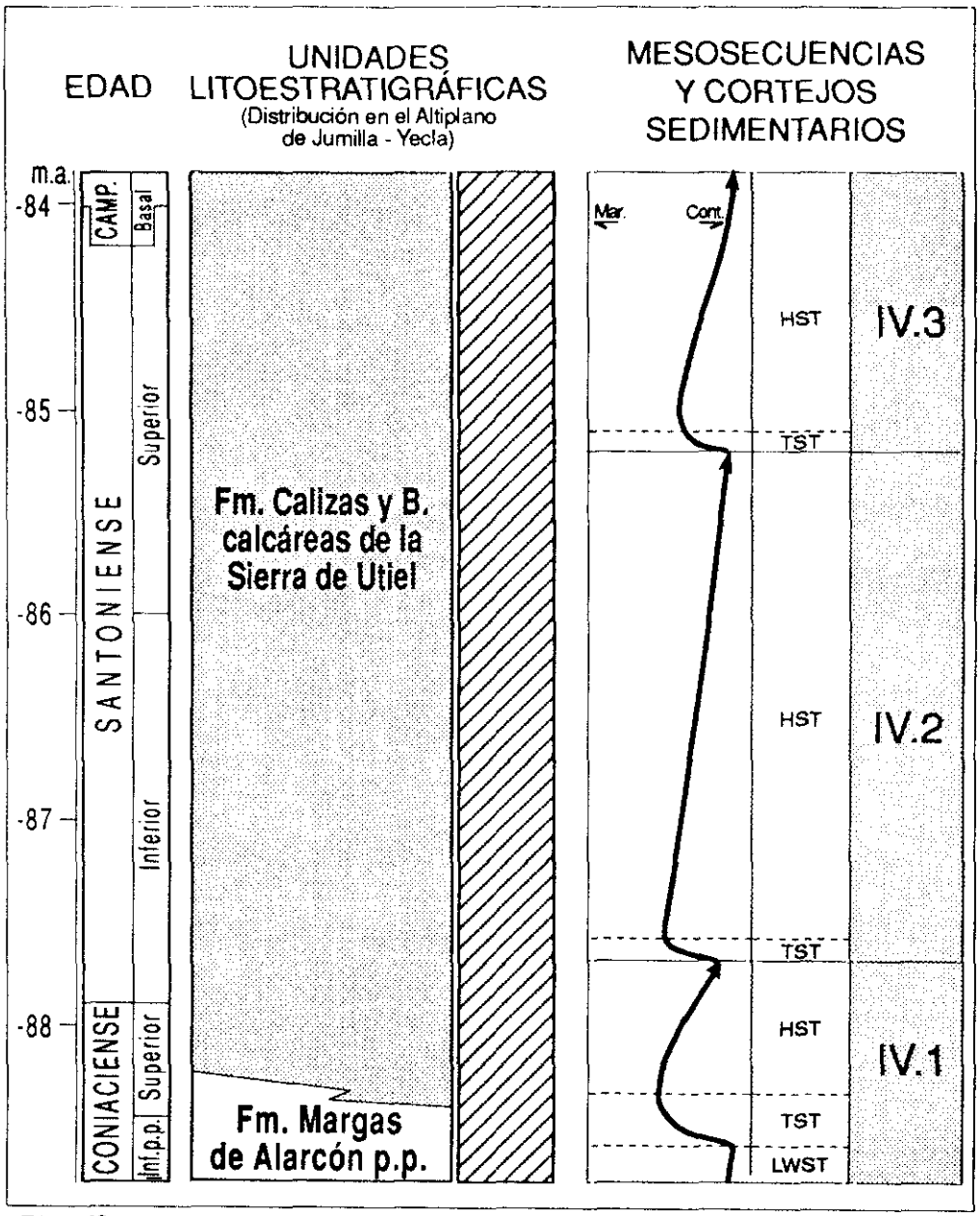


Fig. 79 : Mesosecuencias de la Secuencia Deposicional IV y sus cortejos sedimentarios.

5.5.8.2. Factores de control: tectónica contra eustatismo

Los factores que controlaron el desarrollo de las plataformas carbonatadas durante el intervalo Coniaciense *p.p.* - Campaniense basal se discuten en tres apartados referidos respectivamente a la Secuencia Deposicional, a las tres mesosecuencias que la componen y a las secuencias elementales.

a. La Secuencia Deposicional

La Secuencia Deposicional se desarrolla sobre amplias zonas del Altiplano, tal y como se ha descrito en apartados precedentes. La paleogeografía de esas áreas y con ello, la geometría de la secuencia viene en gran medida controlada por un evento tectónico que se produce en el Coniaciense y que va a marcar el fin de la secuencia anterior y el inicio de la presente. Ese evento provoca que el surco al que quedaba ceñida la sedimentación durante las Secuencias Deposicionales II y III se anule como tal, al desaparecer su límite septentrional. Sin embargo, la franja elevada que lo limitaba por el sur sigue constituyendo un alto topográfico durante el desarrollo de esta secuencia deposicional, que tampoco llega a depositarse sobre él. Este alto, está controlado por fracturas de dirección ENE-WSW, y presenta un comportamiento muy diferente al del resto de la región, que, durante el período que representa la secuencia (Coniaciense *p.p.*-Campaniense basal), presenta una subsidencia generalizada y bastante uniforme.

Simultáneamente al evento tectónico inicial, se produce un cambio radical en la subsidencia de la región. Ésta, que había sido nula (o incluso negativa) durante la mayor parte de la Secuencia Deposicional II, comienza a ser claramente positiva en toda la región (a excepción de su franja más suroriental ocupada por un alto paleogeográfico) permitiendo el desarrollo de sistemas deposicionales de tipo litoral carbonático - plataforma somera.

La relativamente fuerte homogeneidad que presentan las facies en las series estratigráficas (que tienen 70-100m de espesor y representan más de cuatro millones de años) demuestra el gran equilibrio existente entre las condiciones de sedimentación y el espacio disponible. La creación de éste viene controlada fundamentalmente por subsidencia a la que se le superponen las variaciones eustáticas que, como veremos en el apartado siguiente, tienen su reflejo en las Mesosecuencias.

El final de la Secuencia Deposicional viene controlado por un nuevo evento tectónico que provoca un cambio muy importante en la geometría de la cuenca y que induce el inicio de la Secuencia Deposicional V. Ese evento y las transformaciones que provoca se describen con detalle en el capítulo correspondiente a esa secuencia deposicional.

b. Las Mesosecuencias

Las variaciones en la condiciones de sedimentación que definen las tres mesosecuencias descritas en el apartado 5.5.8.1, deben de estar relacionadas con cambios de gran amplitud en el nivel del mar, de probable origen eustático. Este hecho viene apoyado por:

.Su carácter regional: Las secuencias no sólo se reconocen en todos los puntos estudiados del Altiplano, sino que también se han reconocido en algunos cortes de la Cordillera Ibérica (Giménez y Martín Chivelet, datos inéditos). El hecho de que queden marcados en dos marcos tectosedimentarios tan diferentes sugiere un probable origen eustático.

.Su buena correlación con los ciclos eustáticos de tercer orden (duración a escala de 10^6 años) propuestos por Haq *et al.* (1987) para el intervalo durante el que se desarrolla esta secuencia. Esos autores proponen la existencia de tres ciclos de tercer orden (que denominan UZA 3.2, UZA 3.3 y UZA 3.4) para el intervalo Coniaciense superior - Campaniense basal. Esos ciclos pudieron provocar el origen de las mesosecuencias descritas. Sin embargo, la relativamente moderada precisión alcanzada en la cronoestratigrafía de esas mesosecuencias (basada en foraminíferos bentónicos de amplio rango de existencia) no permite asegurar por el momento esta correlación.

c. Las secuencias elementales

Otro aspecto fundamental se encuentra en el origen de las secuencias elementales de somerización hacia techo que constituyen el grueso de la secuencia deposicional en muchos puntos. Sobre el origen de secuencias de este tipo y su repetición en la vertical existen distintas hipótesis encontradas, que se pueden reunir en varios grupos de acuerdo con el factor que controla su repetición a lo largo del tiempo. Existen tres mecanismos fundamentales capaces de explicar la génesis y repetición de estas secuencias:

.*Sedimentario*: Se trata de un mecanismo autocíclico, esto es, controlado por la dinámica intrínseca a los medios sedimentarios: las secuencias elementales tendrían su origen en la progradación de la llanura de marea, que viene provocada por la propia producción de carbonato del sistema deposicional bajo

un incremento uniforme del nivel relativo del mar (Ginsburg, 1971, recogido por James, 1984a).

Existe una variante a ese modelo, propuesta por Pratt y James (1986), que tiene la ventaja de poderse aplicar a secuencias generadas bajo un nivel del mar relativamente uniforme o bajo condiciones de cambios esporádicos en el mismo. Esos autores interpretan las secuencias elementales como el resultado de la migración (en la horizontal y en la vertical) de las zonas emergidas (islas) sobre las zonas sumergidas, dentro de sistemas deposicionales de tipo litoral con un mosaico de subambientes. Esa migración es la respuesta a las condiciones hidrodinámicas a lo largo del tiempo.

.*Eustático*: Es un mecanismo alocíclico. El desarrollo y repetición de las secuencias elementales estaría controlado por variaciones de bajo período del nivel del mar (p.e.: Anderson y Goodwin, 1978; Imbrie & Imbrie, 1980; Bloom *et al.*, 1984, Read *et al.*, 1986; Goodwin y Anderson, 1985; Strasser, 1988).

Esas variaciones eustáticas de alta frecuencia han sido descritas por diversos autores sobre series sedimentarias de marcada ciclicidad. Así, en el Pleistoceno, Hays *et al.* (1976) e Imbrie *et al.* (1984) ponen de manifiesto la relación entre las variaciones glacioeustáticas y los ciclos climáticos propuestos por Milankovitch. Sin embargo, durante el Cretácico superior el clima era globalmente cálido y la existencia de casquetes polares no ha sido probada. En función de los datos disponibles (p.e.: Barron, 1983) parece poco probable su presencia aunque no descartable. Por ello, el glacioeustatismo pudo no existir y, con ello, la amplitud de los pulsos eustáticos (relacionada con cambios en la temperatura/densidad del agua) sería muy inferior a la de los que se han producido durante el Cuaternario.

Pese a estas limitaciones, diversas series más antiguas, desarrolladas en épocas de las que, como el Cretácico, no se tienen evidencias de glaciarismo, han sido interpretadas del mismo modo (Goldhammer *et al.*, 1987; Strasser, 1988; Gnaccolini y Jadoul, 1990, entre otros).

.*Tectónico*: Se trata igualmente de un mecanismo con funcionamiento alocíclico. La formación de las repeticiones de secuencias elementales tiene su origen en pulsos tectónicos que provocan variaciones episódicas en el espacio disponible para la sedimentación (p.e.: Cisne, 1986).

De los tres controles descritos, este último aparece como el más improbable debido a lo difícil que resulta imaginar un mecanismo factible capaz de operar repetitivamente con un período tan bajo (de miles o decenas de miles de años) durante un intervalo tan alto (más de 4 m.a.) y afectando una extensión de 60.000km^2 (extensión de la plataforma).

En el caso de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, la elaboración de hipótesis sobre la constitución de la secuencias elementales pasa por considerar los siguientes aspectos:

.*Significado del límite entre secuencias elementales*: El cambio batimétrico que representa el paso desde el techo de una secuencia a la base de la siguiente es difícilmente explicable sin un cambio relativo puntual del nivel del mar, evidentemente más rápido que el deducible del conjunto de la unidad, estimado en 2cm por cada mil años[1]. Sin embargo, ese cambio relativo podría estar controlado por cualquiera de los mecanismos antes descritos, sea autocíclico o autocíclico.

.*Duración media de las secuencias elementales*: Dividiendo el tiempo total representado en la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (estimada en 4,2+0,5 m.a.) por el número de secuencias elementales se obtiene la duración media de las mismas.

Sobre dos series se ha efectuado un contaje minucioso de secuencias elementales. Aunque los errores cometidos en el mismo pueden ser grandes (por problemas de tramos cubiertos o zonas muy recristalizadas, donde las secuencias elementales quedan enmascaradas) los valores obtenidos no difieren notablemente entre las dos series:

S. de las Moratillas.....	179
S. del Cuchillo.....	172

Si consideramos el valor más alto como la mejor aproximación, la duración media obtenida para cada secuencia elemental se sitúa en torno a los

[1] Cómputo total del ascenso relativo del nivel del mar (eustatismo + subsidencia) realizado sobre la base de la Columna de la Sierra del Cuchillo. Se ha estimado una compactación del 20% y una duración global de 4m.a. para la sedimentación de las calizas de la Formación Sierra de Utiel.

23.000 años. Estas cifras se aproximan a las estimadas por Milankovitch para el período de precesión orbital de la Tierra (entre 19.000 y 23.000 años), por lo que, en principio, las secuencias elementales podrían ser asimilables a ciclos de quinto orden (en el sentido de Haq. *et al.*, 1987). Sin embargo, debe señalarse que esta coincidencia en las cifras puede ser poco indicativa, puesto que los mecanismos autocíclicos son capaces de operar a frecuencias comparables a las obtenidas para estas secuencias (Hardie, 1991).

.*Rangos de ciclicidad:* Un aspecto importante se encuentra en el hecho de que no se haya observado en las series estudiadas, una ciclicidad intermedia claramente diferenciada (asimilable a los ciclos de cuarto orden) entre los ciclos de tercer orden, que controlarían las mesosecuencias y los de quinto orden, que supuestamente inducirían el desarrollo de las secuencias elementales, tal y como podría esperarse en series controladas por los ritmos de Milankovitch (p.e.: Hays *et al.*, 1976; Imbrie *et al.*, 1984; Goodwin & Anderson, 1985).

.*Continuidad lateral de las secuencias elementales:* Las secuencias elementales tienen potencias decimétricas y una continuidad lateral grande aunque difícil de precisar. Cada secuencia puede seguirse sin dificultad a escala de afloramiento (a lo largo de más de trescientos metros en la Sierra del Cuchillo) sin embargo resulta difícil su correlación entre cortes separados tan sólo algunos kilómetros. Este último hecho puede venir motivado por los frecuentes cambios de facies presentes a lo largo de una misma secuencia (provocados por los ambientes de *mosaic facies*) y también posiblemente que las condiciones de afloramiento de la unidad en los cortes realizados no sean las óptimas para establecer correlaciones de gran precisión (estrato a estrato).

.*Depósitos intermareales:* Un hecho de especial relevancia descrito ya en apartados anteriores, se encuentra en la ausencia de sedimentos típicamente intermareales. Recordemos que cada secuencia elemental está formada por un término submareal y una zona de alteración edáfica superpuesta a la parte superior del mismo (término supramareal). Esta evidencia, que prueba la exposición subaérea directa de los sedimentos submareales y la inexistencia de llanuras de marea *s.s.*, es consecuencia de la práctica ausencia de mareas en los sistemas costeros. Sin embargo, este hecho no excluye la progradación de la línea de costa como mecanismo fundamental en el desarrollo de la secuencia elemental.

.*Tipo de plataforma:* Estas secuencias se desarrollaron sobre áreas muy extensas (en torno a 60.000km^2), dentro de un gran mar epeírico. En este marco es difícil explicar la progradación global de las zonas supramareales sobre las submareales considerando la producción - sedimentación de carbonato como única responsable (modelo de Ginsburg, 1971).

El conjunto de consideraciones que se han expuesto refleja la dificultad que entraña el establecer una hipótesis sobre el origen de las secuencias elementales y su repetición cíclica en el tiempo. La duración media de las secuencias, su continuidad sedimentaria y el tipo de plataforma en que se desarrollan podrían abogar a favor de un origen alocíclico controlado por variaciones eustáticas de alta frecuencia (inducidas por los ciclos orbitales de precesión de la Tierra) que se superpondrían a una subsidencia relativamente uniforme en el tiempo y a los pulsos eustáticos de mayor orden que tienen su reflejo en cada una de las tres mesosecuencias reconocidas dentro de la Secuencia Deposicional.

Sin embargo, el hecho de que no exista ningún argumento definitivo a favor de un origen eustático, el que no se hayan reconocido los ciclos de cuarto orden en las series y el indudable papel que desempeña en el desarrollo de cada secuencia elemental el medio sedimentario, con batimetrías muy bajas y alta producción de carbonato, impiden descartar la actuación de mecanismos autocíclicos en el desarrollo de las series de secuencias elementales.

En definitiva, aunque estas secuencias elementales se hubiesen desarrollado como resultado de un proceso fundamentalmente alocíclico, controlado por fluctuaciones eustáticas de alta frecuencia con una duración aproximada de 23.000 años, resulta indiscutible que la dinámica de los medios sedimentarios (proceso autocíclico) desempeñó un papel importante en su desarrollo que pudo ser, incluso capaz de enmascarar los ciclos de cuarto orden.

d. Conclusiones a los factores de control

.El desarrollo de la Secuencia Deposicional IV viene limitado por dos eventos tectónicos regionales que provocan grandes cambios en la geometría de la cuenca y que limitan etapas con subsidencia muy diferente.

.Durante el desarrollo de la secuencia, las variaciones eustáticas (equiparables a ciclos de tercer orden) provocan el desarrollo de tres mesosecuencias.

Por último, la génesis de las secuencias elementales podría estar relacionada con fluctuaciones eustáticas de alta frecuencia (23.000 años) controladas por los ciclos orbitales de la Tierra.

5.5.9. CONCLUSIONES A LA SECUENCIA DEPOSICIONAL IV

.La Secuencia Deposicional IV tiene una edad Coniaciense *p.p.* - Campaniense basal. Está representada, dentro de la región del Altiplano, en la parte superior de la Formación Margas de Alarcón y en la totalidad de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

.La secuencia está limitada por dos discontinuidades originadas por sendos eventos tectónicos. El primero de ellos controla la geometría de este sector de la cuenca durante el desarrollo la misma.

.Los materiales correspondientes a la secuencia no se encuentran representados en la franja más suroriental del Altiplano. Esa franja constituye en este período un alto paleogeográfico que presenta además un comportamiento diferencial dentro de la región.

.El resto de esa región sufre, durante el desarrollo de la secuencia, una subsidencia generalizada y relativamente uniforme en el tiempo, que permite el desarrollo de zonas litorales o de plataforma somera con sedimentación exclusivamente carbonática. La sedimentación está controlada por un rango mareal muy bajo y un clima cálido y húmedo.

.Esos sistemas deposicionales constituyen una pequeña parte de una gran plataforma epeírica que se extiende sobre el Prebético, el dominio de Albacete y la Cordillera Ibérica meridional.

.La evolución de las plataformas estuvo controlada, además de por la subsidencia, por variaciones eustáticas: ciclos eustáticos de tercer orden (más de un millón de años de duración) controlaron el desarrollo de tres mesosecuencias mientras que ciclos de quinto orden (en torno a los 23.000 años) controlaron

probablemente el desarrollo y repetición de las secuencias elementales de somerización hacia techo.

5.6. SECUENCIA DEPOSICIONAL V: CAMPANIENSE INFERIOR - MAASTRICHTIENSE INFERIOR

5.6.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

La secuencia deposicional está representada en la región del Altiplano de Jumilla - Yecla, por las siguientes unidades litoestratigráficas:

.Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes
.Formación Calizas del Carche

Son cronoestratigráficamente correlacionables y equivalentes. Cada una de ellas es el reflejo del episodio evolutivo que representa la Secuencia Deposicional en un marco tecto-sedimentario diferente. La disposición paleogeográfica de las zonas deprimidas y elevadas en el Altiplano durante el período en que se desarrollan impide, como veremos a lo largo de este capítulo, que existan series con características intermedias que muestren un cambio lateral de facies entre ambas formaciones.

La potencia de la secuencia es muy variable, oscilando entre la decena de metros de la Cuerda del Patojo y los doscientos metros de la Rambla de los Gavilanes. Además no se encuentra en muchos puntos del Altiplano. Las características principales de la secuencia en cada dominio y sector considerado son las siguientes:

a. En el Dominio de Albacete:

.Dentro de esta área no afloran materiales correspondientes a la secuencia. Tampoco los datos disponibles del subsuelo revelan su existencia en ningún punto. Por otro lado, la línea que separa los Dominios de Albacete y Prebético coincide en muchos puntos con el límite septentrional de afloramiento de la unidad: al norte de la misma no se ha descrito y al sur

aflora extensamente y alcanza grandes potencias. Es probable, por tanto, que nunca llegara a depositarse: este sector pudo (al igual que otras zonas del Altiplano) constituir una zona elevada y sin depósito durante el desarrollo de la secuencia.

.Sin embargo este extremo no puede por el momento asegurarse, ya que en todos los puntos observados de este dominio sobre la Secuencia Deposicional IV se apoyan discordantemente litosomas terciarios o cuaternarios, cuya formación estuvo precedida por etapas erosivas.

b. En el Sector Noroccidental:

.Está bien representada en su mitad septentrional (Sierras del Cuchillo, de los Gavilanes, de las Moratillas...). En la mitad meridional aflora sólo puntualmente y tiene poco desarrollo. Es muy probable que no llegara a depositarse en muchos puntos de la misma.

.En la mencionada mitad septentrional se alcanzan los máximos espesores del Altiplano: doscientos diez metros en la Rambla de los Gavilanes.

.Está constituida por la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, que tiene aquí una naturaleza que oscila entre continental (lagos costeros) y marina somera (litoral).

.La secuencia se apoya sobre el techo de la Secuencia Deposicional IV (Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal), donde existe una costra calcárea (calcreta) de importante desarrollo.

.A su vez, sobre ellos se encuentran, en este sector, los materiales de la Formación Margas de los Cerrillares, pertenecientes a la Secuencia Deposicional VI (Maastrichtiense superior).

c: En el Sector Central:

.Está presente en dos franjas bien definidas: la primera comprende la Sierra del Príncipe, la Cuerda del Patojo y la Sierra de la Cingla. La segunda abarca gran parte de la Sierra del Molar.

.En las dos zonas mencionadas está representada por la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, constituida ahora por series de carácter marino somero, que pueden presentar proporciones importantes de terrígenos.

.Las potencias son muy variables, oscilando entre los 130m de la Sierra de la Cingla y los 10 de la Cuerda del Patojo.

.Esa unidad se apoya sobre el techo de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Secuencia Deposicional IV) y sobre ella a su vez se encuentra la Formación Calizas arenosas del Molar (Secuencia Deposicional VI).

.En el resto del sector falta, encontrándose directamente sobre el techo de la Secuencia Deposicional IV los materiales de la Secuencia Deposicional VI. En estos puntos existe una falta de registro sedimentario que abarca casi catorce millones de años.

d. En el Sector Meridional:

.La secuencia deposicional no está representada.

.Como se ha señalado ya en apartados anteriores, en este sector existe un hiato que comprende desde el Cenomaniense medio-alto hasta el Maastrichtiense inferior ambos incluidos. En tiempo supone aproximadamente 23,5 millones de años.

e. En el sector Suroriental:

.La secuencia aparece representada en la Formación Calizas del Carche, que rara vez aflora completa. Su potencia media estimada se sitúa en torno a los sesenta metros.

.Dicha unidad se apoya sobre la Formación Dolomías de Alatoz (que tiene edad Cenomaniense medio en su techo), existiendo entre ambas un hiato que abarca un lapso de tiempo de diez millones de años.

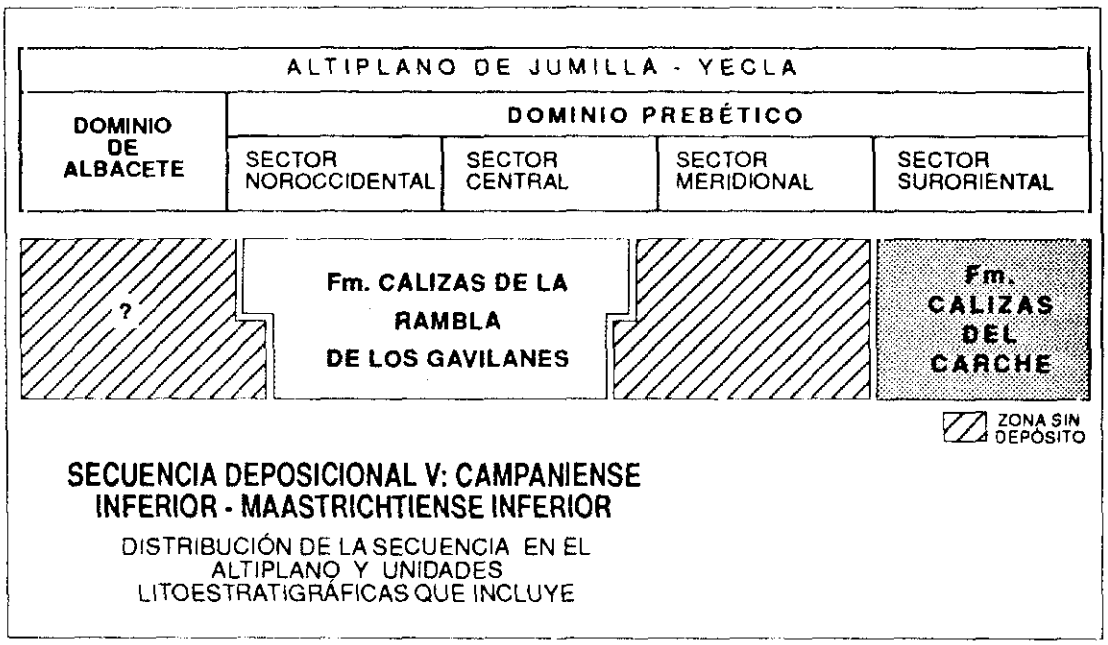


Fig. 80

.Sobre ella a su vez descansa la Formación Margas de Raspay, enmarcada dentro de la Secuencia Deposicional VI (Maastrichtiense superior).

La distribución geométrica de los diferentes litosomas en el conjunto del Altiplano de Jumilla - Yecla se resume en la Fig. 80.

5.6.2. LÍMITES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

La secuencia está formada por un conjunto coherente de litosomas genéticamente relacionados, limitado por dos discontinuidades estratigráficas:

a. Límite inferior:

Constituye una discontinuidad regional. Los materiales de la secuencia se apoyan siempre sobre la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Campaniense basal en su techo, Secuencia IV) con la excepción de las series del Sector Suroriental, donde descansan directamente sobre la

Formación Dolomías de Alatoz (Cenomaniense medio en su techo, Secuencia I), tal y como se ha descrito en el apartado anterior.

La discontinuidad que constituye el límite inferior está marcada por los siguientes aspectos:

.*Cambios geométricos en este sector de la cuenca bética*: La distribución de las zonas en que se produce sedimentación (zonas deprimidas) y en las que no se produce (zonas elevadas) es muy diferente para esta secuencia y la precedente. Durante la Secuencia Deposicional IV se había desarrollado una vasta plataforma carbonatada que presentaba una extraordinaria continuidad lateral a lo largo del Prebético, del Dominio de Albacete y de la Cordillera Ibérica Meridional. Dentro de la región de estudio estaba representada en todo el Altiplano a excepción de los Sectores Meridional y Suroriental. Por el contrario, durante la Secuencia Deposicional V la sedimentación tiene lugar únicamente en tres áreas muy localizadas, separadas por zonas elevadas (y globalmente emergidas). En cada una de ellas tanto la subsidencia como los sistemas de depósito que se desarrollan son muy diferentes. Estos aspectos se analizan en los apartados correspondientes a la sedimentología, la evolución paleogeográfica y la subsidencia, dentro de este capítulo.

.*Cambio en los ambientes de depósito*: Está estrechamente relacionado con la reestructuración que sufre este sector de la cuenca.

.*Cambio en la subsidencia regional*: Ésta es generalizada y espacialmente bastante homogénea durante la secuencia precedente. Por el contrario, en esta secuencia quedan plasmadas fuertes diferencias relativas entre las subsidencias que sufren los distintos bloques. Este aspecto se detalla en el apartado 5.6.6.

.*Cambio en los aportes terrígenos*: Con respecto a la anterior, esta secuencia muestra un incremento notable y brusco en el flujo siliciclástico, prácticamente nulo en aquella. De todos modos éste es más notable en unos puntos que en otros.

.*Cambio en las comunidades bentónicas de la plataformas carbonatadas*: Este cambio es patente a dos escalas diferentes:

.A escala regional, en esta secuencia se produce la eclosión de los hippurítidos que durante la secuencia infrayacente se encontraban muy subordinados frente a los radiolítidos por condicionamientos paleogeográficos. En cuanto a los foraminíferos, el límite de secuencias marca la desaparición de las Lacazinas y la aparición de otros taxones, fundamentalmente del grupo de los rhapidionínidos.

.A escala suprarregional, el límite entre las dos secuencias muestra un salto brusco en las afinidades paleobiogeográficas de las asociaciones de foraminíferos: mientras que las asociaciones coniacienses - santonienses presentan una notable afinidad "atlántica" (son comparables a las descritas en el norte de Castilla, Pirineos y Aquitania), las campanienses - maastrichtienses son más próximas a las que se describen en los sectores central y meridional del Mediterráneo (Istria, Grecia, Italia y norte de África). Este cambio en las afinidades paleobiogeográficas se discute con mayor detalle en el apartado 6.3.

b. Límite superior:

La discontinuidad que marca el límite superior es observable en pocos puntos dentro del Altiplano. Sobre ella siempre se apoya la Secuencia Deposicional VI, que es extensiva. En las series continentales o litorales queda plasmada en una superficie fuertemente edafizada y algo ferruginizada. En series marinas la interrupción se refleja en una costra ferruginosa que no alcanza gran desarrollo en ninguno de los puntos donde se ha observado y que puede incluso faltar.

Este límite marca una nueva redistribución de zonas elevadas y deprimidas que va a controlar una nueva disposición de cinturones de facies, tal y como se explica en el capítulo correspondiente a esa secuencia. El cambio sedimentológico más llamativo viene dado por un incremento brutal en los aportes terrígenos, que pasan a dominar la sedimentación tanto en los medios continentales como en los litorales y marinos abiertos.

5.6.3 CRONOESTRATIGRAFÍA

La edad asignada al conjunto de la secuencia se basa en los datos bioestratigráficos obtenidos para cada una de las formaciones que la integran y en la correlación secuencial de esas unidades entre sí. La Formación Calizas del Carche ha aportado asociaciones ricas en foraminíferos planctónicos y bentónicos, mientras que la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes aporta abundantes foraminíferos bentónicos y rudistas (ver aptdos. 4.1.9 y 4.1.10 y Figs. 81a y b).

Todo ello permite asegurar una edad Campaniense inferior "no basal" para la base de la secuencia (zona de *elevata*) y una edad Maastrichtiense inferior "alto" (o superior "más bajo") para el techo (base de la zona de *gansseri*). La duración de esta secuencia se aproxima a los trece millones de años.

Entre los aspectos paleogeográficos que se exponen en los siguientes apartados destaca la existencia de un paleorrelieve previo al desarrollo de la secuencia. Éste va a condicionar que su base sea en muchos puntos heterócrona. El caso más claro se encuentra en la Cuerda del Patojo (que constituyó un alto topográfico durante el período considerado): allí la secuencia tiene muy poca potencia y está muy incompleta, aportando desde sus tramos basales foraminíferos bentónicos y rudistas de edad Campaniense superior - Maastrichtiense inferior.

5.6.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Los materiales que constituyen la Secuencia Deposicional V (Campaniense - Maastrichtiense inferior) se generaron en sistemas deposicionales que van desde lacustres costeros a marinos abiertos (plataforma externa). La naturaleza de la sedimentación es mixta (carbonático - siliciclástica), aunque globalmente la proporción de carbonatos supera a la de terrígenos. Además éstos son, salvo en contadas ocasiones, de tamaño fino.

En este apartado se interpretan las asociaciones de facies representadas en cada unidad litoestratigráfica.

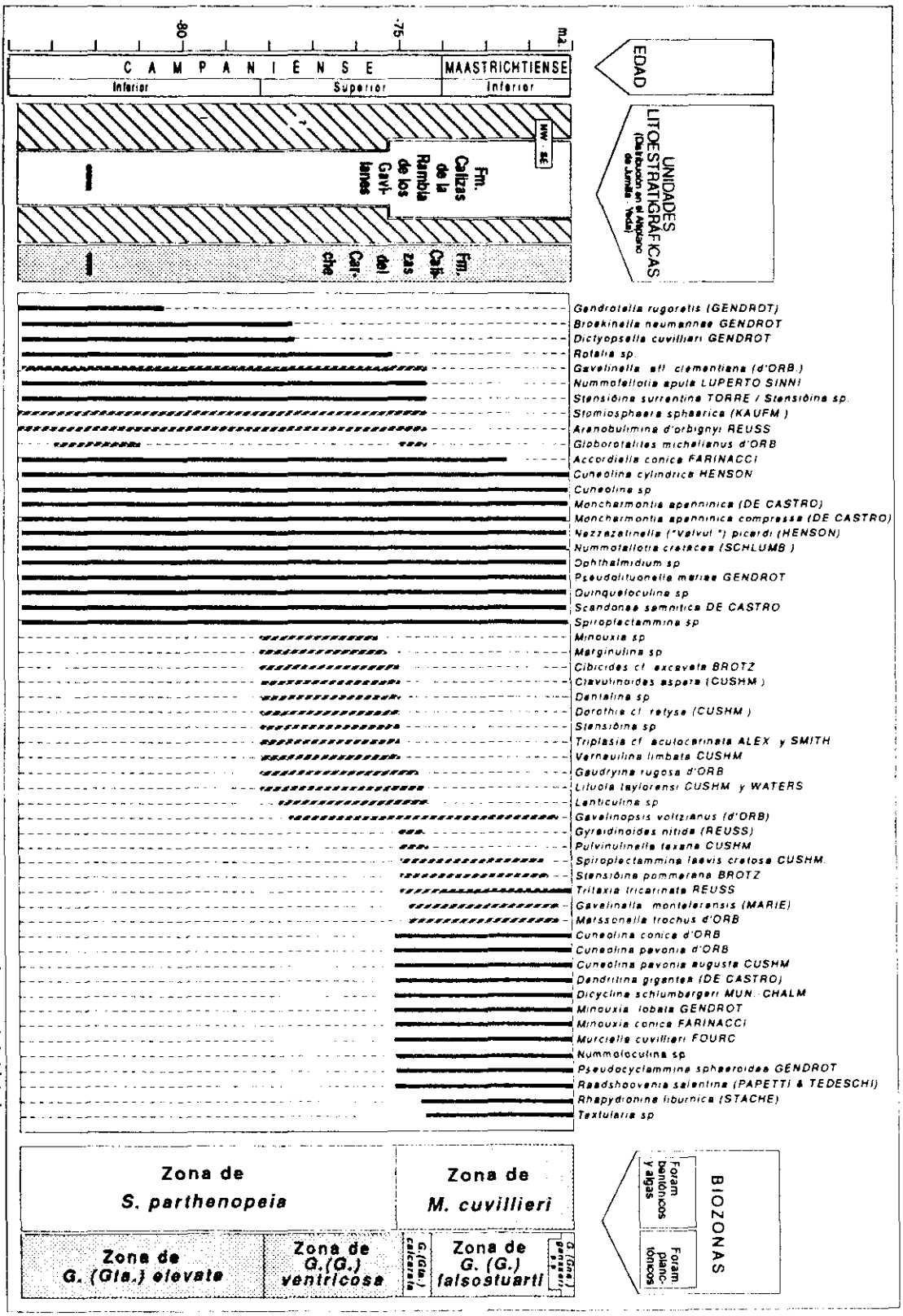


Fig. 81a : Principales fósiles (foraminíferos bentónicos y calcisferas) en la Secuencia Deposicional V dentro del Altiplano.

Fig. 81b : Principales fósiles (bivalvos, algas y foraminíferos planctónicos) en la S.D.V dentro del Altiplano.

5.6.4.1. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes

Esta unidad tiene gran variabilidad lateral, tanto en potencias como en facies. Por otro lado presenta notables cambios en la proporción de terrígenos/carbonatos, lo que va a condicionar el tipo de sedimentación.

El estudio del conjunto de la unidad ha permitido diferenciar cuatro grandes asociaciones de facies que, respectivamente, caracterizan los siguientes sistemas deposicionales:

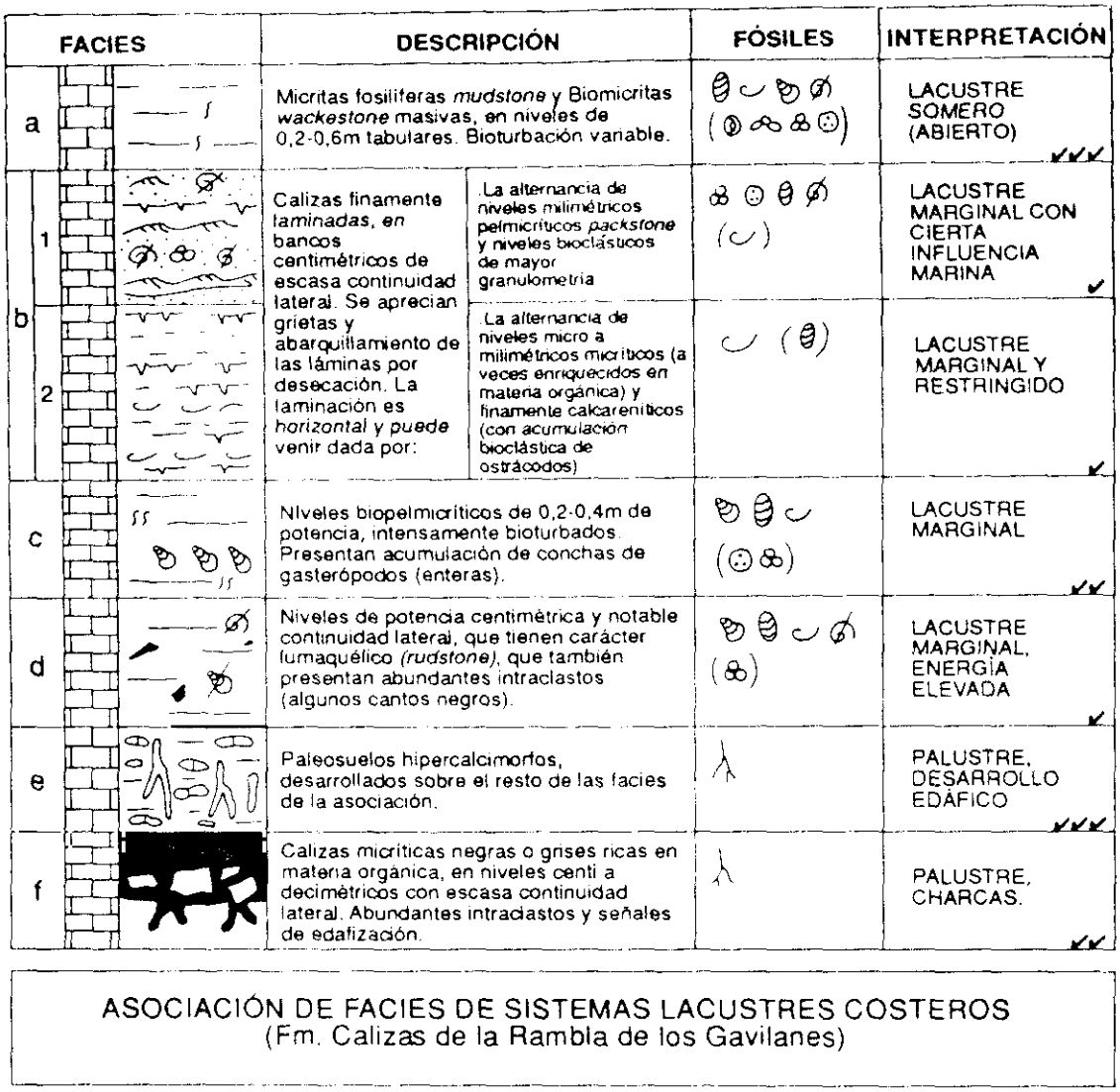
- Asociación de facies de sistemas lacustres costeros.
- Asociación de facies de sistemas litorales mixtos:
  - .Con alta influencia de aguas dulces
  - .Con escasa influencia de aguas dulces
- Asociación de facies de plataforma interna mixta.
- Asociación de facies de plataforma interna carbonatada.

La primera de ellas se encuentra casi exclusivamente representada en las series más noroccidentales de la unidad, que son además las más potentes. La segunda está representada en la práctica totalidad de los afloramientos estudiados. Las dos restantes se encuentran casi exclusivamente en las columnas más surorientales.

a. Asociación de facies de sistemas lacustres costeros.

Las principales facies que constituyen la asociación se describen de modo resumido en la Fig. 82.

En su conjunto caracterizan sistemas lacustres que presentan cierta influencia de las zonas marinas costeras anejas. El carácter somero de todas ellas, unido a la ausencia de otras típicas de zonas más profundas (*basinal facies* en el sentido de Platt y Wright, 1991) pone de manifiesto la escasa batimetría que alcanzaron esos lagos.



ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS LACUSTRES COSTEROS
(Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes)

Fig. 82

Dentro de estos sistemas se reconoce un conjunto de submedios definidos fundamentalmente por las leves diferencias batimétricas existentes y la mayor o menor proximidad a las orillas.

La sedimentación dominante es carbonática y su origen debe ser esencialmente biogénico, relacionado en gran medida con el alto desarrollo que alcanzan las carofitas. La influencia biológica en la sedimentación carbonática lacustre somera ha sido puesta de manifiesto por muchos autores (p.e.: Kelts y Hsü, 1978; Murphy y Wilkinson, 1980; Streese y Wilkinson, 1980).

La hidrodinámica es globalmente baja, ya que la sedimentación dominante es micrítica. El contenido fosilífero se restringe casi exclusivamente a ostrácodos, carofitas y gasterópodos.

Los restos de carofitas aparecen en casi todas las facies, lo que nos da una idea de su gran desarrollo. Las micritas y biomicritas con abundantes oogonios y talos de estas algas (facies "a" de la Fig. 82) constituyen la facies más extendida de la asociación y corresponden posiblemente con los ambientes más abiertos que se alcanzan en estos lagos.

Los ostrácodos también se encuentran en todas las facies, aunque en proporciones variables. Un caso particular en el que los ostrácodos constituyen el componente bioclástico dominante de la roca son las calizas finamente laminadas, que aparecen de forma subordinada y en niveles centimétricos a decimétricos poco continuos. Dentro de ellas se diferencian dos tipos fundamentales:

.En la primera (facies "b_1") la laminación está producida por una alternancia milimétrica de niveles pelmicríticos *packstone* de grano fino y niveles bioclásticos de mayor granulometría, en los que los fósiles dominantes son ostrácodos, aunque también se encuentran carofitas y pequeños foraminíferos bentónicos.

.En la segunda (facies "b_2") la laminación es mucho más fina y viene provocada por la alternancia de niveles micríticos, a veces enriquecidos en materia orgánica y niveles finamente calcareníticos, formados por la acumulación bioclástica de los mencionados ostrácodos.

En ambos casos la laminación puede estar disectada por pequeñas grietas de desecación. Estas facies debieron originarse en zonas de borde del lago donde se sucedían períodos de emersión e inundaciones episódicas. Estas últimas determinarían la formación del nivel de granulometría más gruesa, que refleja el máximo en la agitación. Después, la lámina de agua permanece durante un cierto tiempo, durante el cual se produce la sedimentación de los niveles de menor tamaño de grano. La facies "b_1" se desarrolla en áreas más agitadas, que además presentan cierta influencia marina. Por el contrario, la facies "b_2" se generaría en zonas mucho más restringidas.

El tercer grupo de fósiles importante lo constituyen los gasterópodos. Aunque acompañan a las carofitas en muchas facies, son especialmente abundantes en los

depósitos marginales del lago: biomicritas y biomicruditas intensamente bioturbadas (facies "c") en las que las conchas de gasterópodos están poco fragmentadas. También se encuentran como componente fundamental en los niveles lumaquélicos e intraclásticos (facies "d") desarrollados en momentos de agitación elevada, posiblemente asociados a episodios tormentosos. En esta facies, la naturaleza variable tanto de los bioclastos como de los intraclastos (con frecuentes cantos negros) indica una intensa removilización.

La elevada producción de carbonatos y la ausencia de señales de sedimentación evaporítica permiten considerar estos lagos como "abiertos" (exorreicos en el sentido de Eugster y Kelts, 1983), dulceacuícolas y bien oxigenados. Las aguas son muy ricas en carbonato, hecho que es fácil de comprender si tenemos en cuenta que tanto estos sistemas como las áreas que los drenan se desarrollan sobre rocas carbonáticas previas.

Por otro lado, las mayores diferencias de salinidad parecen estar ligadas a episodios de conexión con el mar. La entrada de aguas marinas queda reflejada en la presencia ocasional de foraminíferos en los sedimentos lacustres. Son miliólidos de concha fina, discórbidos y otros foraminíferos de pequeño tamaño, todos ellos capaces de tolerar aguas salobres. También se encuentran algunas algas verdes de tipo *Acicularia*.

Al conjunto de las facies descritas, todas ellas desarrolladas dentro del lago, hay que añadir aquellas generadas en las zonas palustres que rodean el mismo. Son zonas que permanecen emergidas durante la mayor parte del año y están caracterizadas por un crecimiento vegetal relativamente elevado. Excepcionalmente se desarrollan pequeñas charcas "cerradas" en las que pueden alcanzarse condiciones anóxicas.

En el primero de estos dos ambientes se produce la transformación pedogenética y diagenética temprana de los sedimentos previos (facies "e" de la Fig. 82). Los suelos desarrollados tienen una composición casi exclusivamente carbonática (hipercalcimorfos *sensu* Freytet y Plaziat, 1982) y presentan notables señales de hidromorfismo (marmorización incipiente, melanización). Se desarrollaron sobre el sedimento poco consolidado y la cubierta vegetal parece incluir únicamente pequeñas plantas cuyas raíces rara vez sobrepasan los treinta centímetros. Estos paleosuelos se describen en el apartado 5.6.7.2.

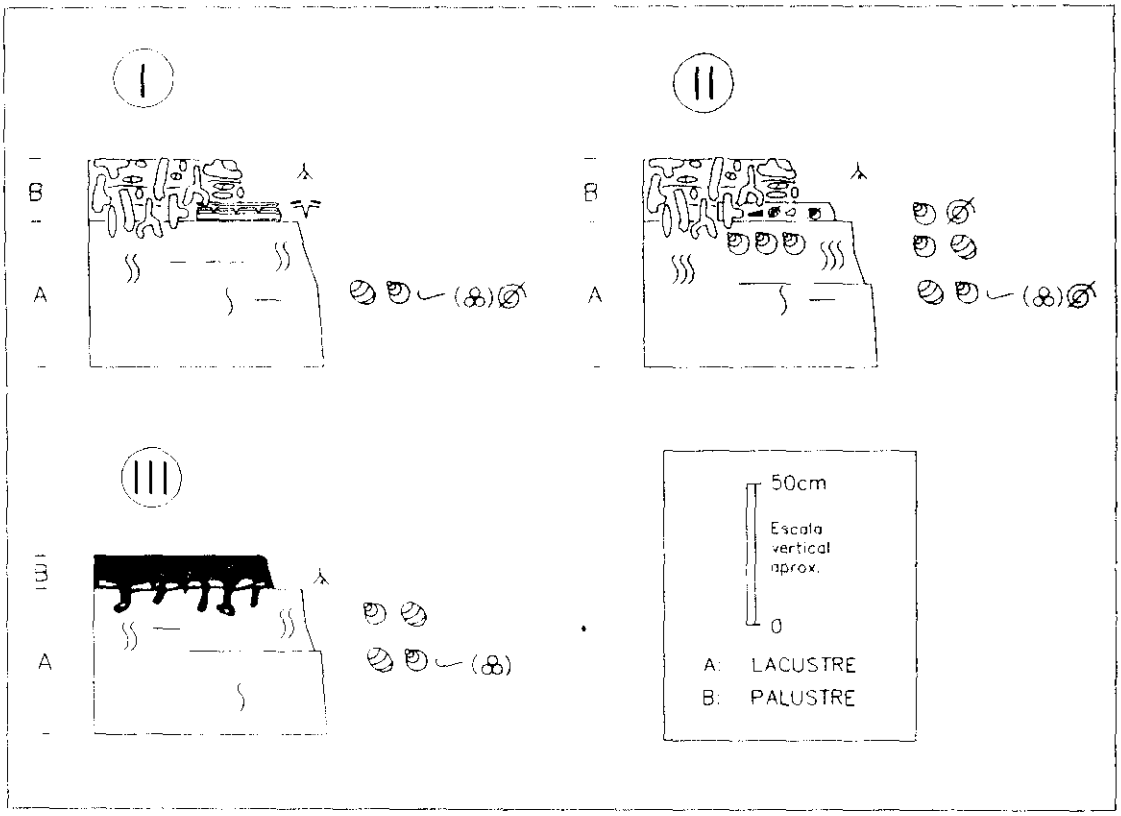


Fig. 83 : Principales tipos de secuencias elementales descritos en la Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes (asoc. de facies de sistemas lacustres someros).

Por otro lado, las pequeñas charcas que quedan aisladas del lago principal tienen su reflejo en las calizas micríticas negras o grises ricas en materia orgánica y que tienen poca continuidad lateral (facies "f"). En ellas son frecuentes las señales de desecación y transformación edáfica.

El desarrollo de las facies típicas de las zonas palustres sobre aquellas desarrolladas dentro del lago *s.s.*, provoca un doblete de dimensiones comprendidas entre 0,2 y 0,8m que se repite sucesivas veces y de forma cíclica a lo largo de las series estudiadas. Estos "dobletes" son considerados como secuencias elementales de somerización hacia techo (Fig. 83), comparables a las descritas por distintos autores en series lacustres (p.e.: Plaziat y Freytet, 1978; Murphy y Wilkinson, 1980; Freytet y Plaziat, 1982; Meléndez *et al.*, 1989).

El origen de estas secuencias puede ser debido a colmatación de las zonas sumergidas (relacionada con la velocidad de sedimentación, relativamente elevada), a posibles fluctuaciones del nivel de agua de los mismos (relacionada con variaciones climáticas) o a una combinación de ambos procesos.

Por último, cabe destacar el carácter casi testimonial de los terrígenos en los sistemas que caracterizan esta asociación de facies. Este aspecto es especialmente importante si tenemos en cuenta que simultáneamente, en las zonas marinas anejas tiene lugar una sedimentación mixta (carbonático-siliciclástica) y que los aportes terrígenos que la provocan deben proceder de áreas emergidas. Aunque diversos autores han puesto de manifiesto el papel que desempeñan las zonas palustres que rodean los lagos como filtro que impide la llegada de terrígenos al mismo (p.e.: Cabrera *et al.*, 1985; Platt y Wright, 1991), es posible que, en nuestro caso, este hecho venga esencialmente controlado por la posición paleogeográfica de la región donde se desarrollan los sistemas lacustres (rodeado de zonas elevadas calcáreas que no llegan a drenar terrígenos).

En conclusión, el sistema deposicional descrito representa el desarrollo de medios lacustres caracterizados por:

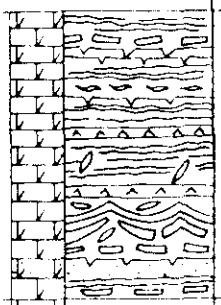
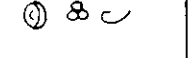
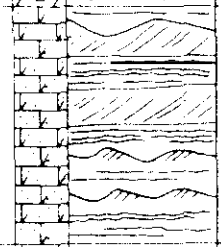
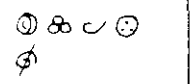
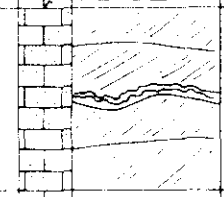
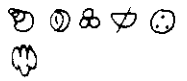
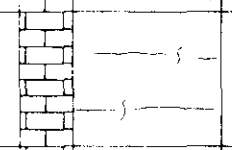
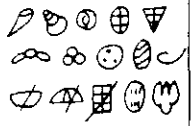
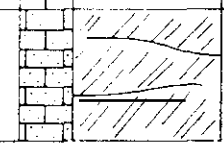
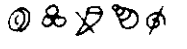
.Escasa batimetría
.Aguas dulces, carbonatadas y limpias
.Alto desarrollo biológico
.Sedimentación casi exclusivamente carbonática
.Proximidad de zonas marinas
.Zonas palustres con desarrollo edáfico y de pequeñas charcas.

b. Asociación de facies de sistemas litorales mixtos

La paleogeografía de esta secuencia está fuertemente controlada, tal y como se expone en el apartado 5.6.5., por una estructuración tectónica inicial que provoca que se perfilen tres zonas deprimidas y con sedimentación, separadas por otras elevadas. En dos de esas zonas se desarrollan los sistemas litorales que ahora se van a describir. Éstos presentan notables diferencias entre sí como respuesta al diferente marco paleogeográfico en que se desarrollaron. Por este motivo se describen por separado:

Sistemas litorales mixtos con escasa influencia de aguas dulces.

Esta asociación se encuentra bien representada en la serie de la Sierra del Molar sur. Las principales facies de la misma se describen de forma resumida en la Fig. 84. En su conjunto, caracterizan sistemas costeros con desarrollo de llanuras mareales bajo un clima árido o semiárido. El marco paleogeográfico controla que

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Calizas laminadas, poco arcillosas y parcialmente dolomitizadas (dolomicritas). Presentan una alternancia de niveles micrométricos a milimétricos subhorizontales. Estos son de textura micrítica, estromatolítica (ricos en materia orgánica) y excepcionalmente, finamente calcarenítica (peloidal). Los niveles estromatolíticos pueden alcanzar un mayor espesor y estar corrugados. Ocasionalmente aparecen finos niveles, cristales y/o micronódulos de anhidrita o yeso. Frecuentes grietas de retracción y estructuras de tipo *tepee*.		SUPRAMAREAL (SHABKHA COSTERO) A INTERMAREAL ALTO ✓✓✓
b		Niveles de brechas de colapso, calcáreas o dolomíticas. Tienen escasa entidad, pasando lateralmente a la facies "a".	——	SUPRAMAREAL (SHABKHA COSTERO) ✓
c		Calizas y calizas dolomíticas con proporciones variables de terrígenos. Aspecto lajoso. Están constituidas por la alternancia generalmente irregular de niveles micríticos, estromatolíticos y calcarenítico. La mayor parte de los terrígenos se concentran en estos últimos que son, además, dominantes y pueden presentar estratificación cruzada de pequeña escala (*ripples*). Frecuentes grietas de retracción.		INTERMAREAL MEDIO ✓✓✓
d		Cuerpos calcareníticos bioclásticos con proporciones variables de terrígenos. Presentan estratificación cruzada de gran escala en sets de 0,1-0,2m. Estos cuerpos pueden conservar la morfología de los *megarripples* que los generaron. Son frecuentes las intercalaciones estromatolíticas.		INTERMAREAL BAJO (AGITADO) ✓✓
e		Biomicritas *wackestone* bioturbadas. En ocasiones con abundantes gasterópodos globosos.		INTERMAREAL BAJO (TRANQUILO) ✓✓
f		Biopelmicritas *wackestone - packstone*, con bioturbación variable. Bancos decimétricos tabulares.		SUBMAREAL TRANQUILO ✓✓
g		Calcarenitas bioclásticas *grainstone-pakstone* en niveles tabulares de 0,2-0,5m, masivos o con estratificación cruzada de gran escala. Proporciones variables de terrígenos.		SUBAMREAL AGITADO ✓✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS LITORALES MIXTOS CON ESCASA INFLUENCIA DE AGUAS DULCES
(Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes)

Fig. 84

prácticamente no lleguen aportes fluviales (aguas dulces). La sedimentación es mixta, si bien los carbonatos son claramente dominantes sobre los terrígenos.

Dentro de esos sistemas los principales subambientes de depósito y sus características son:

.Zonas supramareales (e intermareales altas):

Presentan escasa influencia terrígena. Dentro de ellas se desarrollan facies carbonáticas algo arcillosos que rápidamente se dolomitizan. Encontramos por ello dolomicritas de tacto pulverulento y colores claros, que pueden estar finamente laminadas (facies "a" de la Fig. 84) por la alternancia de: (a) pequeños niveles estromatolíticos subhorizontales a corrugados; (b) niveles dolomicríticos (*mudstone* con escasos foraminíferos pequeños y a veces con cierta proporción de limos) y (c) niveles finamente calcareníticos de naturaleza peloidal. En estos depósitos aparecen frecuentemente grietas producidas por desecación y niveles con acumulación de cantos planos. Estos últimos posiblemente se desarrollaron en momentos de tormentas (corrientes tractivas esporádicas concentrarían los intraclastos previamente generados en estas áreas por desecación de la superficie).

Bajo estas condiciones de elevada aridez precipitan, en el seno del sedimento, sales de tipo yeso - anhidrita que llegan a formar pequeños nódulos, cristales aislados o niveles micro a milimétricos dispuestos aproximadamente de forma subhorizontal. Este proceso está asociado con la sobresaturación producida por la evaporación del agua intersticial del sedimento.

En relación con los procesos de crecimiento salino se generan estructuras de tipo *tepee*, muy típicas de las zonas supramareales de *sabkha*. Estas antiformas, con ápice anguloso, presentan dimensiones de algunos decímetros de ancho y uno o dos decímetros de alto. Su génesis (Assereto y Kendall, 1977; Kendall y Warren, 1987) se asocia a áreas emergidas con el nivel freático marino a poca profundidad.

Un tipo de facies que se genera en estas zonas son las brechas dolomíticas. Éstas resultan del colapso y brechificación del sedimento antes descrito, ambos provocados por la disolución de los niveles de sales al infiltrarse aguas meteóricas subsaturadas en el sedimento parcial o totalmente consolidado (facies "b"). Estas brechas tienen una entidad poco importante, no dan niveles continuos y lateralmente pasan a las facies laminadas antes descritas.

Por último, dentro de estas áreas se produce una intensa dolomitización temprana que afecta parcialmente a las facies descritas. Su origen, relacionado con los ambientes de tipo *sabkha*, se describe en el apartado 5.6.7.1.

.Zonas intermareales medias:

Se caracterizan fundamentalmente por el desarrollo de calizas arenosas o limosas que presentan un aspecto lajoso, y que frecuentemente se dolomitizan. Estas facies están constituidas por la alternancia generalmente irregular de niveles micríticos, estromatolíticos y calcareníticos. La mayor parte de los terrígenos se concentra dentro de estos últimos. La importancia relativa de cada tipo de nivel en la alternancia es muy variable en función del punto en que nos encontremos de la llanura de marea.

Dentro de las zonas más altas, la proporción de niveles calcareníticos es baja y únicamente se han observado pequeños niveles de *ripples* (facies "c"). Por el contrario, dentro de las zonas más bajas, las calcarenitas son dominantes y pueden constituir cuerpos de mayor entidad producidos por la migración de *megaripples* bajo la acción de las corrientes mareales (facies "d"). Entre estos dos casos extremos pueden encontrarse todas las situaciones intermedias.

Dentro de estas zonas, pero en puntos de agitación reducida, se desarrollan biomicritas *wackestone* muy bioturbadas con abundantes gasterópodos globosos, además de algunos restos de foraminíferos bentónicos y algas verdes (facies "e").

Como estructura característica cabe destacar, en muchas de las facies, la presencia de grietas de desecación.

Otra estructura relevante que se ha encontrado a techo de algunos bancos (especialmente los de carácter micrítico), son las huellas de grandes vertebrados (dinosaurios?). Estas pueden aparecer también sobre facies generadas en zonas submareales.

En definitiva se desarrollan, dentro de los sistemas costeros, zonas intermareales que presentan una agitación moderada a elevada y una considerable influencia terrígena.

.Zonas submareales (e intermareales bajas)

Dentro de la asociación, las facies de la zona submareal aparecen subordinadas con respecto a las de las otras dos zonas descritas.

Esta zona viene representada por dos tipos fundamentales de facies:

.Biopelmicritas *wackestone-packstone* con abundantes foraminíferos bentónicos, algas verdes y otros bioclastos. Presentan una bioturbación en ocasiones intensa. Su génesis se encuentra en subambientes tranquilos (facies "f" de la Fig. 84).

.Calcarenitas bioclásticas (*grainstone-packstone*) con estratificación cruzada o masivas, en niveles decimétricos. Presentan una mayor proporción de terrígenos. Se generaron en zonas agitadas (facies "g" de la misma Fig.).

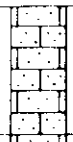
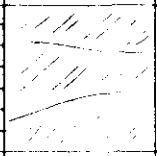
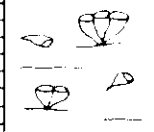
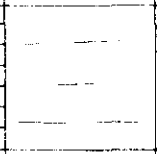
Estas facies marcan el tránsito a los sistemas de plataforma interna a los que nos referiremos a continuación.

En definitiva, los sistemas descritos caracterizan llanuras de marea con sedimentación mixta que se desarrollan bajo unas condiciones energéticas relativamente elevadas, aspecto éste que queda plasmado en la gran importancia que alcanzan las facies tractivas. Las zonas supramareales presentaban condiciones de aridez elevada que permitieron el desarrollo de *sabkhas* costeras.

Sistemas litorales mixtos con alta influencia de aguas dulces.

Esta asociación está presente en las series de la Rambla de los Gavilanes, la Mansorrilla (S. del Cuchillo), Peñón Grande, etc. y las principales facies que la componen se describen en la Fig. 85.

En su conjunto caracterizan ambientes de depósito de tipo costero en los cuales la llegada de aguas dulces es importante y va a controlar fuertemente la sedimentación de las áreas inter y supramareales. Es por ello que las mayores diferencias con la asociación precedente quedan registradas en las facies desarrolladas en esas áreas.

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Biopelmicritas *wackestone - packstone*, limosas o fimanente arenosas, con bioturbación variable. Bancos decimétricos tabulares		SUBMAREAL TRANQUILO ✓✓✓
b		Calcarenitas bioclásritcas *grainstone-pakstone* estratificadas en bancos tabulares de 0,1-0,3m, masivos o con estratificación cruzada. Cierta proporción de terrígenos.		SUBAMREAL AGITADO ✓✓
c		Pequeñas bioconstrucciones (clusters) de rudistas (radiolítidos de pequeño tamaño) y de carácter casi monoespecífico. Constituyen niveles de 0,1m y poca continuidad lateral. La matriz es micrítica.		SUBMAREAL TRANQUILO Y ALGO RESTRINGIDO ✓
d		Micritas *mudstone* en ocasiones algo margosas. Constituyen niveles centi a decimétricos de poca continuidad lateral.		MEDIOS RESTRINGIDOS INTER - SUPRAMAREALES (CHARCAS) ✓✓
e		Suelos hipercalcimorfos, desarrollados sobre el resto de las facies		SUPRAMAREAL (MARISMA) ✓✓✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS LITORALES MIXTOS CON ALTA INFLUENCIA DE AGUAS DULCES (Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes)

Fig. 85

Los medios submareales presentan una sedimentación bastante similar a la descrita para la asociación anterior, si bien ahora van a ser dominantes los términos de moderada a baja energía: biomicritas y pelbiomicritas *wackestone - packstone*, limoso arenosas, estratificadas en bancos tabulares decimétricos y con abundantes foraminíferos bentónicos, algas verdes y restos de radiolítidos (facies "a"). En estas facies aparecen ocasionalmente carofitas que reflejarían cierta influencia de aguas dulces.

En menor proporción se generaron depósitos calcareníticos, esencialmente bioclásticos y con cierta influencia terrígena (facies "b"), que reflejarían condiciones de mayor energía.

También se han encontrado pequeñas colonias de rudistas, de carácter monoespecífico y formadas por radiolítidos de pequeño tamaño (facies "c") que crecieron en zonas de escasa energía y posiblemente bajo condiciones de cierto estrés

ecológico. Precisamente estos rudistas son capaces de tolerar pequeñas variaciones en la salinidad o la turbidez de las aguas (Philip, 1984).

Las zonas inter - supramareales se caracterizan por el desarrollo de marismas y pequeñas charcas. Estos ambientes marcan el tránsito a las zonas de lagos costeros descritas dentro de la primera asociación de facies de esta unidad.

Dentro de las charcas se desarrollan micritas fosilíferas *mudstone*, que presentan ostrácodos, carofitas, pequeños miliólidos, discórbidos, otros foraminíferos, escasos gasterópodos y *pellets* fecales (facies "d").

En las áreas emergidas se produce un desarrollo edáfico relativamente importante que provoca la transformación del sedimento original (facies "e") de naturaleza variable. Los suelos que se desarrollan son hipercalcimorfos (*sensu* Freytet y Plaziat, 1982), en función de su composición casi exclusivamente carbonática, y presentan señales de hidromorfismo. La descripción de estos suelos se realiza en el apartado 5.6.7.

El desarrollo de los ambientes inter - supramareales sobre los submareales provoca la formación de una secuencia elemental de somerización hacia techo, comparable a las descritas en el apartado 5.5.4.1 para la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.

En definitiva, la asociación caracteriza los medios costeros desarrollados en áreas donde la llegada de aguas continentales es importante. Estas aguas, sin embargo, aportan escasos terrígenos, permitiendo una sedimentación casi exclusivamente carbonática.

c. Asociación de facies de sistemas de plataforma interna mixta.

Dentro de esta asociación se engloban las facies desarrolladas en zonas marinas someras, caracterizadas por una sedimentación mixta carbonático - siliciclástica. Las facies que la constituyen se encuentran muy localizadas, siendo únicamente importantes en la zona meridional de la Sierra del Molar. De modo subordinado se encuentran en otros puntos.

Los tipos fundamentales de facies que definen la asociación se resumen en la Fig. 86.

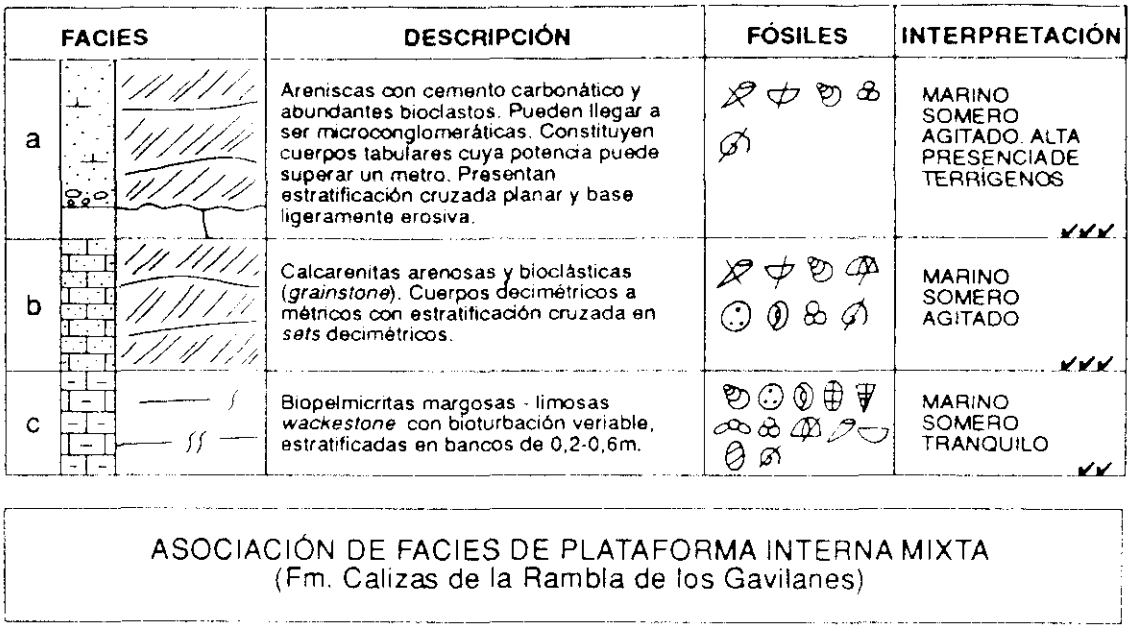


Fig. 86

De ellas, las dos primeras resultan dominantes en la asociación y su génesis está relacionada con el desarrollo y migración de barras bajo la acción de corrientes de elevada energía. Ambas presentan estratificación cruzada con *sets* decimétricos (de menor escala en la segunda). Sin embargo, las mayores diferencias se encuentran en la composición y la textura. La facies "a" es de naturaleza esencialmente siliciclástica y tiene tamaño de grano grueso (que llega a ser microconglomerático en muchos casos), mientras que la facies "b" es esencialmente carbonática y tiene menor tamaño de grano. En ella la textura es *grainstone* (a *packstone*) y la composición es bioclástica.

Cuando la agitación que controla el desarrollo de las barras comienza a disminuir, estos cuerpos pueden ser colonizados por ostreidos adaptados a condiciones de moderada a alta agitación (facies "c").

La cuarta de las facies (facies "d" de la Fig. 86) representa el producto de la sedimentación en zonas más tranquilas y siempre muy someras. Los terrígenos tienen un menor tamaño y se encuentran en proporciones siempre inferiores a las de las otras dos facies. Las asociaciones faunísticas, con abundantes foraminíferos bentónicos (rhapidionínidos, miliólidos...) y algas verdes son típicas de zonas someras tranquilas (de *lagoon*).

d. Asociación de facies de plataforma interna carbonatada.

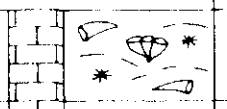
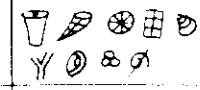
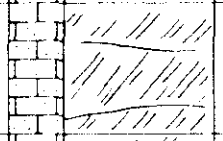
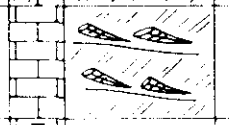
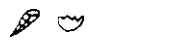
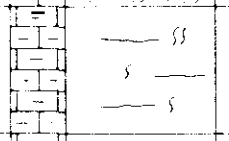
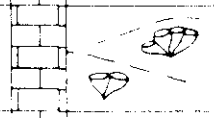
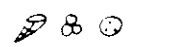
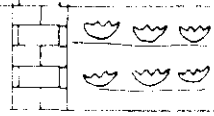
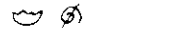
La asociación está bien representada en muchos cortes de la formación, especialmente en los más occidentales (Cuerda del Patojo, Sierra del Príncipe...).

Las facies englobadas en ella, resumidas en la Fig. 87, caracterizan en su conjunto áreas marinas someras, permanentemente sumergidas y con sedimentación carbonática dominante.

Dentro de esas áreas, sobre sus zonas más abiertas se desarrollan cuerpos arrecifales (*thickets*) de hippurítidos, radiolítidos y corales. Estos alcanzan potencias de hasta diez metros y una notable continuidad lateral (facies "a"). Los rudistas que componen estas bioconstrucciones son de tipo *elevator* (*sensu* Skelton, 1979) y se desarrollaron preferentemente en zonas de moderada a baja energía y tasas de sedimentación moderadas y discontinuas (Skelton y Gili, *in lit.*). Dentro del desarrollo del arrecife debieron sucederse etapas de crecimiento biológico importante con otras de destrucción, provocadas por episodios de mayor turbulencia, en las que las corrientes "tumban" los rudistas y paralizan el crecimiento de las colonias. Esto explica la existencia de niveles de concentración de rudistas "tumbados", que no se encuentran en posición de vida (vertical) pero que no han sufrido prácticamente transporte alguno. En esos niveles, los individuos presentan orientaciones preferentes que además se repiten sucesivas veces en el conjunto del biostromo. Este aspecto puede constituir un indicador de las paleocorrientes dominantes, posiblemente en etapas de grandes tormentas.

En zonas más agitadas pueden generarse cuerpos calcareníticos de potencia decimétrica, que tienen una textura *packstone* a *grainstone* y cierta proporción de material siliciclástico. Su composición es esencialmente bioclástica: fragmentos de rudistas, otros moluscos, corales, algas rojas, foraminíferos y algas verdes (facies "b"). Los cuerpos calcareníticos pueden ser colonizados, una vez que su actividad disminuye (por una menor agitación) por ostreidos o, menos frecuentemente, por rudistas recumbentes (*recumbent rudists* de Skelton, 1979; Skelton y Gili, *in litt.*) como *Sabinia* (facies "c"). Esta facies aparece sólo de forma subordinada.

Por el contrario, en zonas protegidas por los mismos cuerpos arrecifales, se produce una sedimentación controlada por un menor hidrodinamismo. Se generan biopelmicritas *wackestone-packstone* con bioturbación y abundantes algas verdes y foraminíferos bentónicos, entre los que destacan rhapidionínidos, miliólidos, escasos orbitoídidos, textuláridos, etc. La macrofauna está compuesta esencialmente por

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Calizas arrecifales de rudistas y corales. Cuerpos biostrómicos de potencia métrica y gran continuidad lateral.		MARINO SOMERO (ARRECIFES) ↙↙↙
b		*Calcarenitas bioclásticas grainstone - packstone* con cierta proporción de clásticos. Bancos decimétricos masivos o con estratificación cruzada		MARINO SOMERO (AGITADO) ↙↙
c		Acumulaciones de ostreidos o rudistas recumbentes sobre los cuerpos calcareníticos.		MARINO SOMERO (AGITADO A MODERADAMENTE AGITADO) ↙
d		Biopelmicritas *wackestone packstone*, bioturbadas de forma variable. Estratificadas en bancos decimétricos tabulares.		MARINO SOMERO (PROTEGIDO) ↙↙
e		Pequeñas bioconstrucciones (*bouquets* o *clusters*) de rudistas (radiolítidos) de tipo *elevator*.		MARINO SOMERO (PROTEGIDO) ↙↙
f		Bioacumulaciones de ostreidos. Tienen poca potencia (0,1-0,4m) y notable continuidad lateral.		MARINO SOMERO, MODERADAM. AGITADO ↙↙

ASOCIACIÓN DE FACIES DE PLATAFORMA INTERNA CARBONATADA
(Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes)

Fig. 87

gasterópodos, radiolítidos y otros moluscos (facies "d"). La variedad en las asociaciones bióticas y la presencia de abundantes organismos estenohalinos indican la existencia de condiciones de salinidad normal y buena comunicación con mar abierto. Asociadas a estas mismas zonas pueden desarrollarse pequeñas bioconstrucciones (*bouquets* o *clusters*) de radiolítidos (facies "e") así como bioacumulaciones de ostreidos (facies "f").

En resumen, la asociación de facies permite reconstruir un medio sedimentario marino y somero en el cual la influencia terrígena es escasa o nula. La comunicación con mar abierto es globalmente buena, diferenciándose dos subambientes: uno, más externo, con desarrollo de un complejo de cuerpos arrecifales y, en menor medida, de barras bioclásticas y otro, más interno y protegido, en el que se generan diferentes facies de naturaleza micrítica. La productividad orgánica de carbonato es muy elevada.

5.6.4.1. Formación Calizas del Carche

Esta unidad representa la respuesta sedimentaria de la secuencia deposicional dentro del Sector Suroccidental (Sierra del Carche, Sierra de Salinas y Solana del Sopalmo).

Está constituida por una serie homogénea de calizas limoso - arenosas en grado variable, que presentan un aspecto lajeado o finamente estratificado en bancos de 0,05-0,2m de contactos ondulados. Sólo puntualmente se reconocen niveles margosos intercalados, que nunca alcanzan espesores superiores a unos pocos decímetros.

El conjunto de los materiales estudiados en esta unidad permite proponer la existencia de una sola asociación de facies que caracteriza las áreas más externas de una plataforma carbonatada.

a. Asociación de facies de sistemas de plataforma externa carbonatada.

Esta asociación caracteriza las zonas más abiertas de una plataforma, en las que se produce una sedimentación esencialmente pelágica. En estas zonas las condiciones de sedimentación son muy homogéneas, hecho motivado fundamentalmente por la batimetría de las mismas, que se sitúa por debajo del nivel de base del oleaje.

Está formada por las facies que se resumen en la Fig. 88. Todas ellas guardan notables analogías entre sí, debido a que, como se ha señalado, las condiciones bajo las que se generaron son muy similares. Las mayores diferencias vienen provocadas por las variaciones en el flujo de material terrígeno (siempre de grano fino) y por los cambios en la velocidad de sedimentación, que van a quedar plasmados en el grado de bioturbación que presente el sedimento.

Así, la facies "a" de la mencionada figura se desarrolla en momentos de máximo aporte de terrígenos: son margas de color beige, masivas y con algunas señales de bioturbación. Presentan abundantes foraminíferos planctónicos, algunos bentónicos, calcisferas, placas de equínidos (ocasionalmente equínidos enteros) y fragmentos de prismas de inocerámidos.

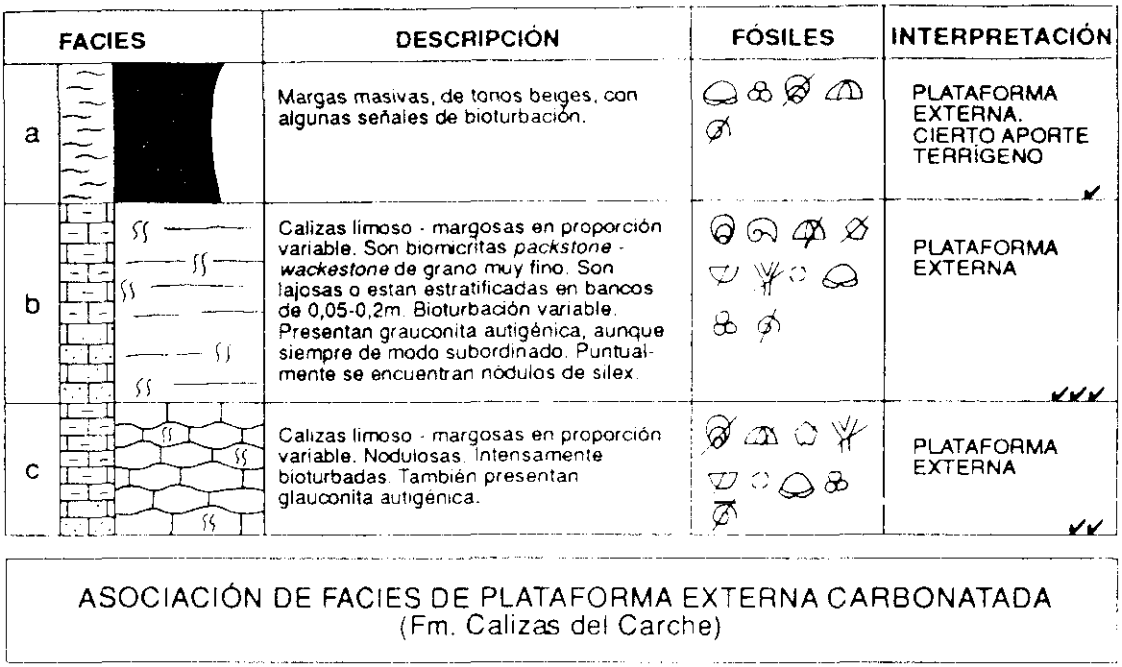


Fig. 88

Por el contrario, las facies "b" y "c" reflejan una sedimentación eminentemente carbonática. Los terrígenos se encuentran en proporciones casi testimoniales y siempre son de tamaño limo o arena muy fina. Las mayores diferencias entre ellas vienen dadas por el tipo de estratificación: finamente tabular a lajosa en el primer caso y nodular en el segundo; y por el grado de bioturbación, mucho más elevado en la segunda. Entre los fósiles encontrados en estas facies destacan los de inocerámidos (enteros y fragmentados), muy abundantes, las placas y espinas de equínidos, algunos restos de crinoides, escasos ammonites (siempre muy mal preservados), algunos restos de otros moluscos, fragmentos de briozoos, gran cantidad de calcisferas, foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos.

Las señales de bioturbación son tubos con un diámetro de hasta varios centímetros, que presentan una disposición irregular.

Por otro lado, resulta también destacable en estas facies la existencia puntual de nódulos de sílex. También cabe mencionar el desarrollo autigénico de pequeñas concreciones de glauconita. Este mineral se ha considerado frecuentemente como un indicador batimétrico, puesto que actualmente sólo se desarrolla por debajo de los 30m (Porrenga, 1967). Otros autores dan valores aún superiores (p.e.: Schopf, 1980).

5.6.5. PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DE DEPÓSITO

El inicio de la secuencia deposicional viene controlado por un evento tectónico que provoca una reactivación de bloques y el consiguiente cambio geométrico en la cuenca se sedimentación.

La secuencia inmediatamente inferior (de edad Coniaciense p.p. - Campaniense basal) estaba representada en todo el Altiplano a excepción de los sectores Meridional y Suroccidental. Además presentaba siempre unas características sedimentológicas y de potencias relativamente uniformes. Por el contrario, la secuencia deposicional que ahora se considera tiene una distribución mucho más irregular, no estando representada en amplias zonas de los sectores Noroccidental y Central ni en la totalidad del Meridional y probablemente del Dominio de Albacete.

Por otro lado, las variaciones que muestra esta secuencia tanto en facies como en potencias son enormes. A partir de la correlación entre los diferentes cortes y columnas (Figs. 89a y b) se reconocen dos etapas principales de sedimentación:

5.6.5.1. Primera etapa (Campaniense inferior - superior *p.p.*)

Durante este intervalo, que abarca la mayor parte del Campaniense, la sedimentación está restringida, dentro del Altiplano, a tres áreas principales (fig. 90a):

Área I: Comprende gran parte de la mitad septentrional de los sectores Noroccidental y Central. En esta área se desarrollan inicialmente medios litorales a marinos someros, que luego son reemplazados respectivamente por medios lacustres y litorales. Todos ellos tienen su reflejo en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Paleogeográficamente siempre las condiciones más abiertas se encuentran hacia el sureste. Desde un punto de vista evolutivo, las facies reflejan una tendencia de apertura basal seguida de otra más pausada de cierre.

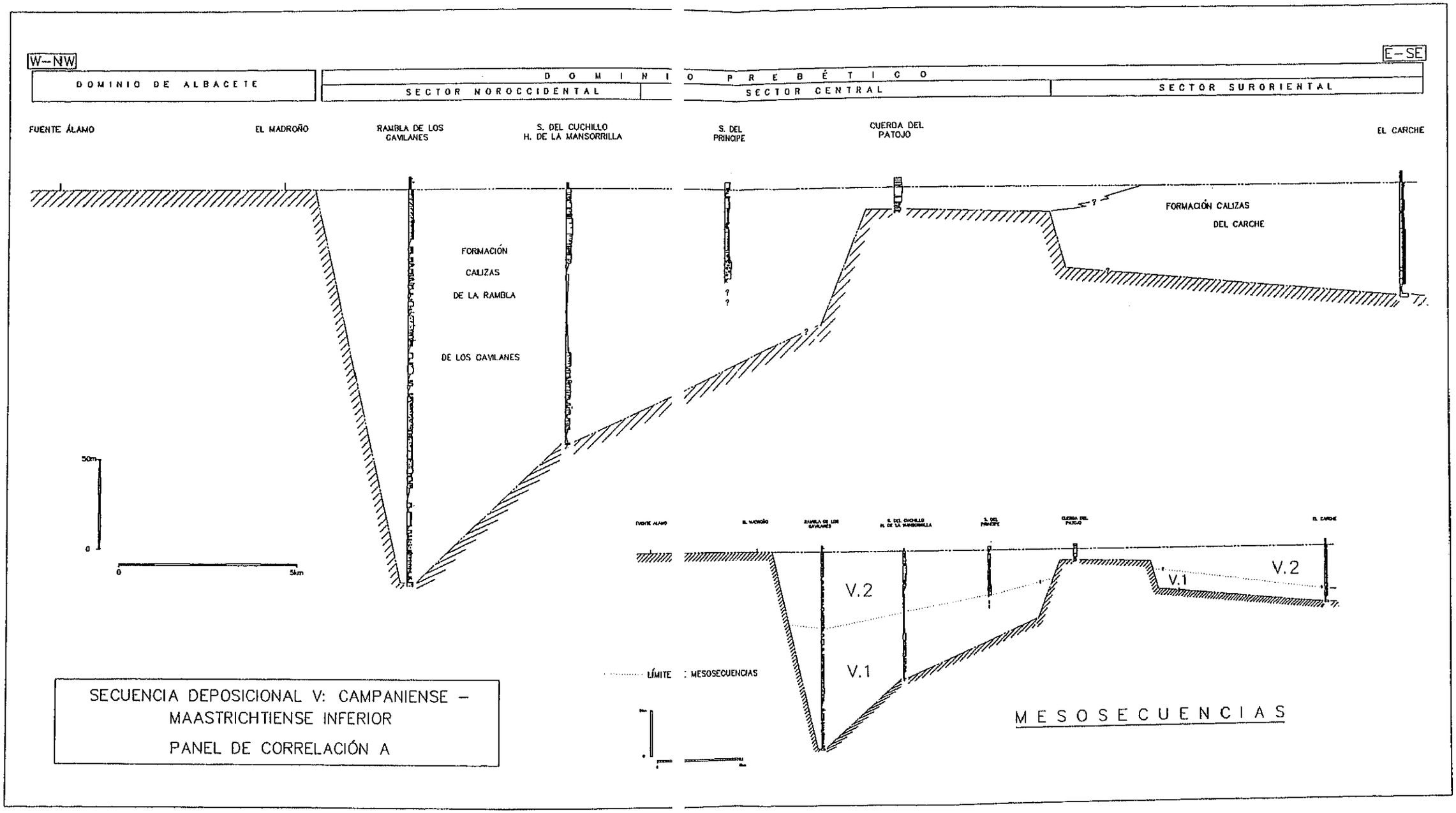
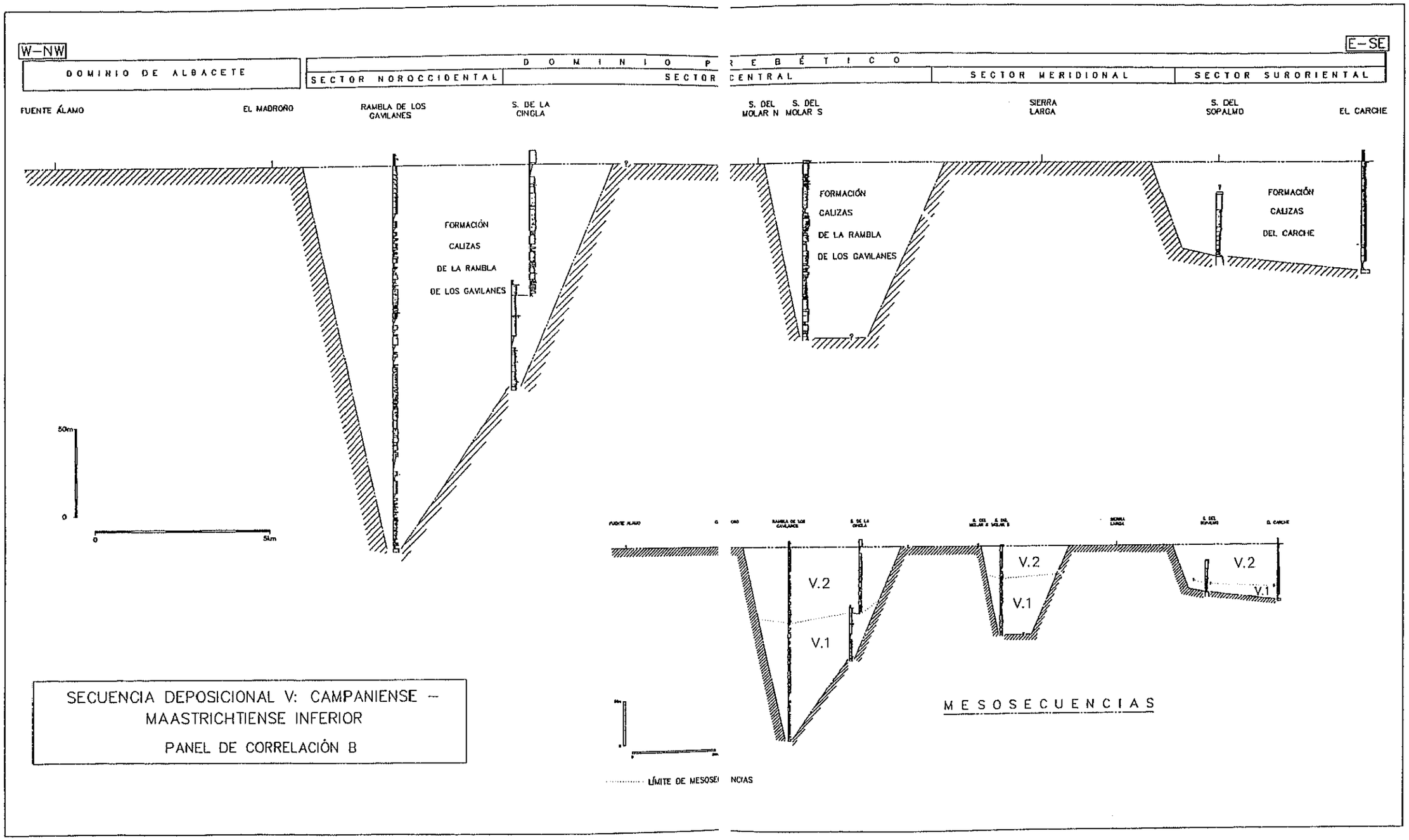

W-NW
E-SE
DOMINIO DE ALBACETE
DOMINIO PREBÉTICO
SECTOR NOROCCIDENTAL
SECTOR CENTRAL
SECTOR SURORIENTAL
FUENTE ÁLAMO
EL MADROÑO
RAMBLA DE LOS GAVILANES
S. DEL CUCHILLO
H. DE LA MANSORRILLA
S. DEL PRINCIPE
CUERDA DEL PATOJO
EL CARCHE
FORMACIÓN CALIZAS DEL CARCHE
FORMACIÓN CALIZAS DE LA RAMBLA DE LOS GAVILANES
50m
0
0
5km
V.2
V.1
V.2
V.1
LÍMITE : MESOSECUENCIAS
MESOSECUENCIAS
SECUENCIA DEPOSICIONAL V: CAMPANIENSE – MAASTRICHTIENSE INFERIOR
PANEL DE CORRELACIÓN A

Fig. 89a



SECUENCIA DEPOSICIONAL V: CAMPANIENSE – MAASTRICHTIENSE INFERIOR

PANEL DE CORRELACIÓN B

Fig. 89b

.*Área II*: Se sitúa en la parte más meridional del Sector Central. Los sistemas de depósito que se desarrollan son en un principio litorales (llanuras de marea), pasan después a ser levemente más abiertos (plataforma interna), y finalmente evolucionan de nuevo hacia litorales. Todos estos sistemas tienen su reflejo en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes.

.*Área III*: Comprende la totalidad del Sector Suroccidental. En ella se desarrollan ambientes marinos abiertos (de plataforma externa) reflejados en la Formación Calizas del Carche. Las condiciones de sedimentación se mantienen bastante uniformes durante esta primera etapa y únicamente cabe mencionar el mayor desarrollo de las facies margosas en la base.

La comunicación marina entre esas áreas, durante esta primera etapa evolutiva de la secuencia, debió de producirse fuera de la región de estudio, ya que, en ésta, las mismas se encuentran individualizadas por franjas emergidas y sin depósito que comprenden parte de los sectores Noroccidental y Central y la totalidad del Sector Meridional (Fig. 90a).

En cada una de esas áreas la tendencia evolutiva que muestran las facies es muy paralela. A un episodio inicial de apertura le sigue una etapa prolongada de lenta colmatación. Esta tendencia es menos apreciable en el área III, debido posiblemente a que las pequeñas variaciones batimétricas relativas que se producen son insuficientes para provocar cambios importantes en la respuesta sedimentaria de los medios situados a profundidades relativamente grandes.

5.6.5.2. Segunda etapa (Campaniense superior *p.p.* - Maastrichtiense inferior)

La sedimentación ocupa ahora un área más extensa, desarrollándose sobre zonas que en la etapa anterior permanecieron emergidas (Fig. 90b). Sin embargo, la paleogeografía aparece controlada por la misma topografía que existía en aquélla. Este aspecto revela la existencia de una subida rápida del nivel del mar relativo, evento que marca el inicio de esta segunda etapa:

.Dentro de las áreas *I y II*, se alcanza la máxima marinidad de la secuencia:

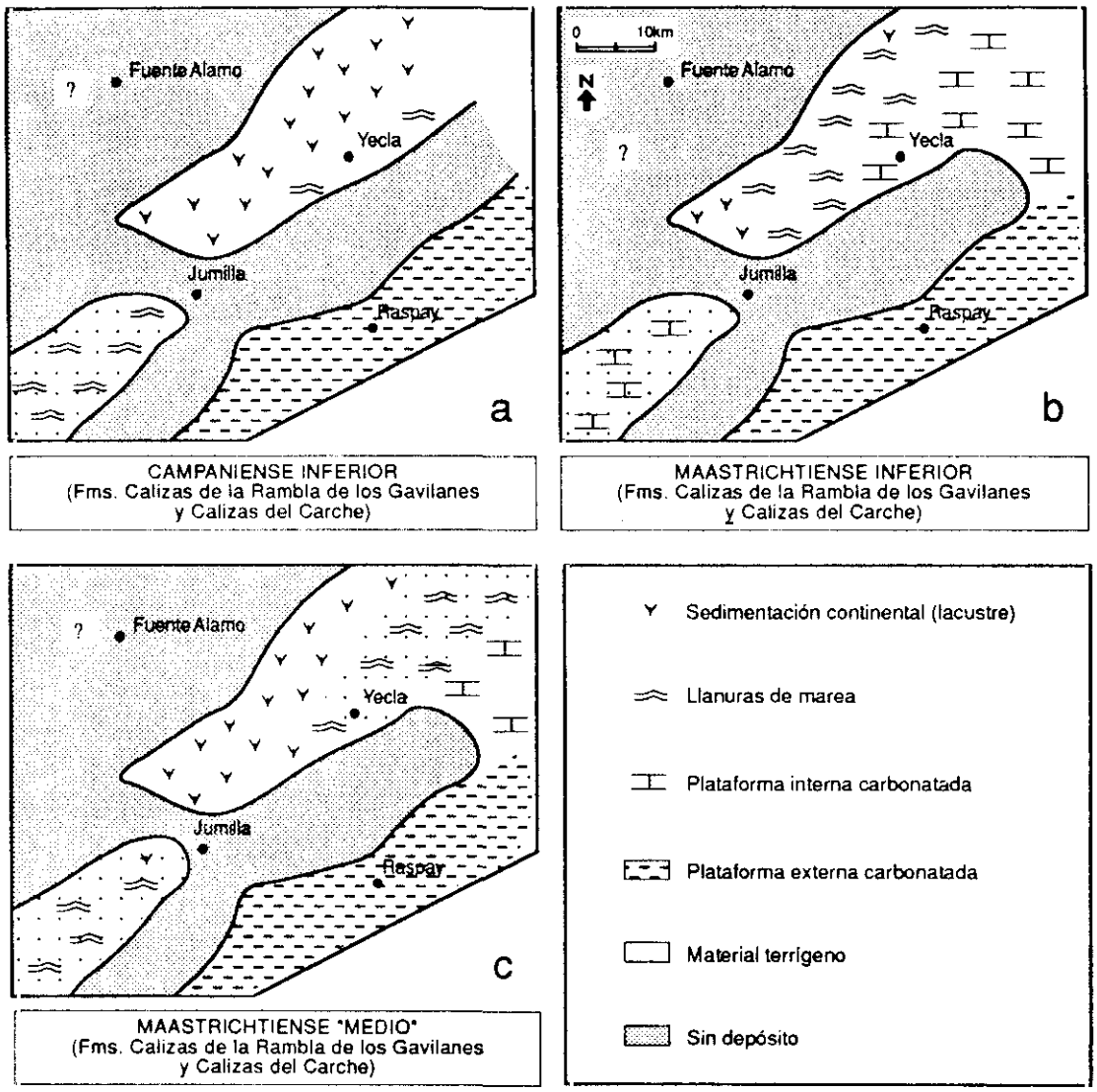


Fig. 90 : Mapas paleogeográficos para la región del Altiplano durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional V.

-Sobre las antiguas zonas lacustres se desarrollan ahora medios litorales esencialmente carbonáticos.

-Sobre las antiguas zonas litorales se generan áreas de plataforma interna, con desarrollo de bajíos (con alto porcentaje de material terrígeno) o de cuerpos arrecifales (con escasa presencia de terrígenos). Los primeros se encuentran representados fundamentalmente en el *área I* (parte meridional de la Sierra del Molar) mientras que los segundos se desarrollan sobre el *área II*.

.Dentro del *área III* descrita en la primera etapa, la sedimentación no sufre cambios notables con respecto a aquélla. Este hecho revela que el cambio

batimétrico inducido por la elevación del nivel del mar relativo no es suficiente para alterar las condiciones de sedimentación de un área que ya tenía una batimetría importante (estimada en más de 30m).

A ese evento transgresivo le sucede en el tiempo una progresiva colmatación:

.Sobre las áreas *I y II* se desarrollan medios litorales. La influencia terrígena es más importante que en la primera etapa.

.Sobre el *área III* permanecen invariables las condiciones de sedimentación marinas abiertas.

Un aspecto paleogeográfico importante, provocado por el ascenso relativo del nivel marino que se produce en la base de esta etapa, es que sí existió comunicación entre las áreas *I y III*, que se produce a través de la zona de la Cuerda del Patojo, donde se desarrollan facies marinas someras (plataforma interna). Por el contrario, el *área II* sigue estando aislada de las otras dos.

5.6.5.3. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito.

En definitiva, la paleogeografía de la región del Altiplano de Jumilla - Yecla (y su evolución a lo largo del tiempo) para la Secuencia Deposicional V, viene controlada por dos aspectos fundamentales:

.La configuración geométrica originada por la fuerte estructuración tectónica que marca el inicio de la secuencia deposicional.

.Las variaciones en el nivel del mar relativo (eustatismo + subsidencia), que provocan desplazamientos de los cinturones de facies y cambios en la superficie de sedimentación. El factor que representa la subsidencia se detalla en el siguiente apartado.

5.6.6. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

La correlación cronoestratigráfica entre las columnas levantadas y el conocimiento de los sistemas sedimentarios en que se desarrollaron las diferentes facies (respuesta a los cambios batimétricos) permiten comparar la subsidencia de los distintos sectores del Altiplano.

El evento tectónico que marca el inicio de la quinta secuencia deposicional provoca una estructuración brutal de este sector de la cuenca bética, delimitando zonas con subsidencia radicalmente diferente.

En el apartado anterior se han individualizado tres de estas zonas (*áreas I,II, y III*), las únicas en que se produce sedimentación. Estas áreas estaban separadas por zonas elevadas que permanecieron globalmente emergidas durante el desarrollo de la secuencia. El límite entre las zonas elevadas (sin sedimentación) y deprimidas (con sedimentación que va desde lacustre a marina abierta) no representa un tránsito gradual en casi ningún punto. Por el contrario, estos límites constituyen un cambio topográfico abrupto, controlado posiblemente por fracturas de plano bastante verticalizado al menos en superficie.

En el *área I* la secuencia alcanza las máximas potencias para el conjunto del Altiplano. Los medios formadores van desde lacustres someros a los propios de una plataforma interna y las series muestran una considerable homogeneidad sedimentaria, respuesta al gran equilibrio reinante entre la subida relativa del nivel del mar (subsidencia + eustatismo) y la tasa de sedimentación.

Los máximos espesores se encuentran justo en la zona limítrofe con el Dominio de Albacete (este dominio representa el límite noroeste del *área I*). A partir de la misma y hacia el sureste se aprecia una progresiva disminución en las potencias (Figs. 89a, 89b y 91).

Por el sureste, este surco aparece limitado por otra franja elevada que ocupa el área restante del Sector Central y todo el Sector Meridional. Ésta debió permanecer totalmente emergida durante la mayor parte del tiempo. Solamente en los momentos de mayor nivel marino relativo (durante la segunda etapa de sedimentación) quedaría parcialmente sumergida, estableciéndose entonces comunicación marina entre esta área y el área III dentro del Altiplano.

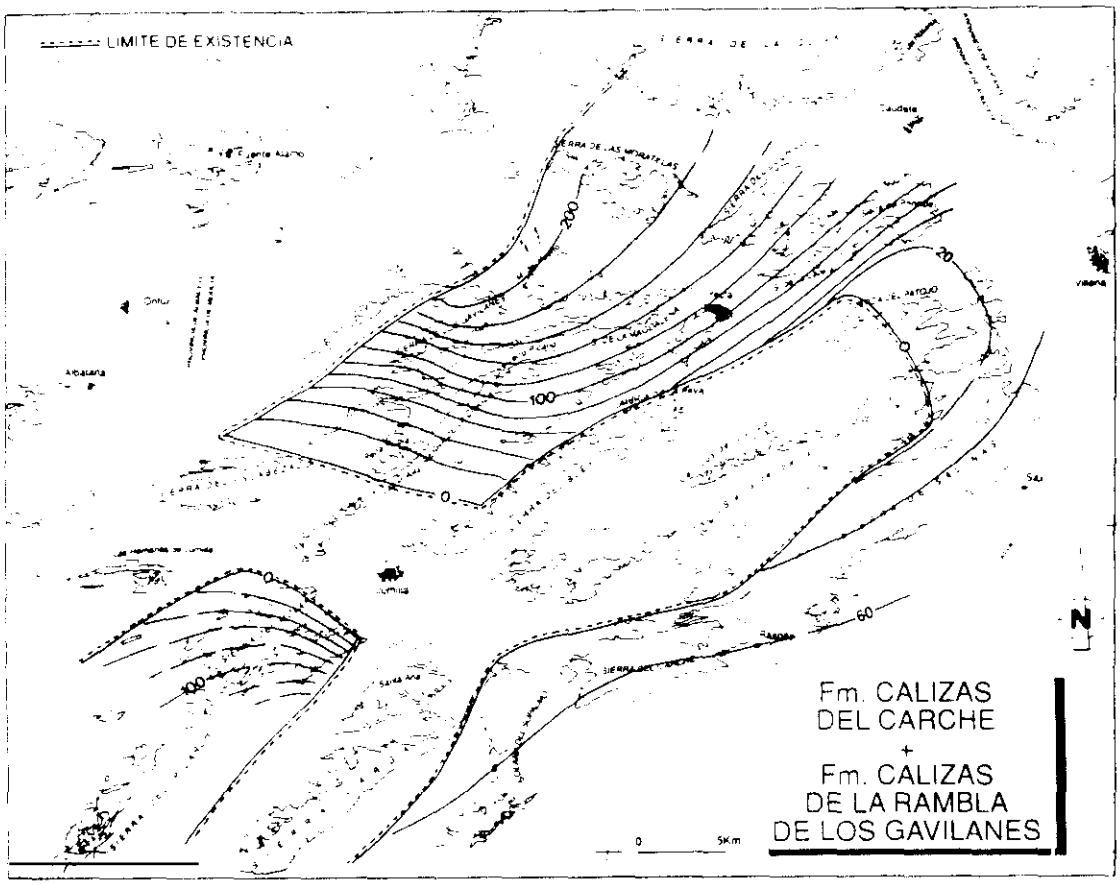


Fig. 91 : Mapa de isópacas de la Secuencia Deposicional V (Fms. Calizas de la Rambla de los Gavilanes y Calizas del Carche).

Por todo ello el *área I* se perfila como una zona fuertemente subsidente en relación con las franjas que la limitan y con las otras áreas en las que se produce sedimentación. Ésta presenta un depocentro que no ocupa una posición central, sino que se encuentra sobre su zona más noroccidental, colindante con el Dominio de Albacete, que probablemente permaneció emergido durante el desarrollo de la secuencia. Este aspecto, plasmado en las Figs. 89a, 89b y 91, refleja el progresivo basculamiento del bloque que define el área deprimida.

En el *área II*, los datos disponibles sobre espesores se restringen a la Sierra del Molar Sur (75m) y por ello resulta imposible apreciar variaciones laterales dentro de esa área. Los medios de sedimentación que se desarrollan en estas zonas van de litorales a marinos someros (plataforma interna).

En el *área III* la secuencia tiene potencias que se sitúan en torno a los sesenta metros. El medio de sedimentación, que se mantiene a lo largo de toda la secuencia, se sitúa en una plataforma externa (batimetría mínima estimada: 30m).

Dentro de los "altos" que separan las tres áreas descritas, existen zonas menos elevadas en las que se produce sedimentación carbonática en momentos de mayor nivel relativo del mar. Esto ocurre en la Cuerda del Patojo, a través de la cual llega a producirse comunicación entre las áreas *I* y *III* durante el Campaniense superior-Maastrichtiense inferior.

La configuración de las zonas deprimidas y de los altos que la separan viene controlada por grandes fracturas subparalelas, de dirección paralela WSW-ENE. Así mismo el análisis detallado de la distribución de espesores en el *área I* (y en especial la localización de los depocentros) pone de manifiesto que no todas las fracturas tienen el mismo papel: las que limitan los surcos por el noroeste tienen una mayor actividad durante la sedimentación que las que controlan el borde sureste.

5.6.7. ASPECTOS DIAGENÉTICOS

Dentro de los materiales que constituyen la secuencia deposicional no existe ningún rasgo diagenético común y representativo para toda ella. Este hecho aparece estrechamente relacionado con la gran variabilidad lateral que presentan las facies, originadas en medios que van desde continentales a marinos abiertos y que tienen composiciones de carbonáticas puras a mixtas.

Sin embargo existe una serie de aspectos diagenéticos puntuales (que afectan a una determinada unidad o asociación de facies) cuyo origen es casi siempre temprano y que, por las implicaciones paleoambientales que puedan tener se describen brevemente a continuación, sin entrar nunca en un análisis detallado:

5.6.7.1. Dolomitizaciones tempranas en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes

Dentro de la asociación de facies de sistemas litorales mixtos (apartado 5.6.4.1.b) se describen facies que presentan una dolomitización parcial o total. Los aspectos más importantes de las mismas, deducidos a partir de los estudios realizados son:

-La textura de las mismas es dolomicrítica.
-Su color es siempre claro: blanco a amarillento.
-La dolomitización es selectiva y hay una buena preservación de las microestructuras sedimentarias y fósiles (reemplazamiento mimético de la dolomita por el carbonato cálcico).
-La dolomitización afecta principalmente a las facies generadas en ambientes intermareales altos y supramareales, que son de tipo *sabkha*, con desarrollo de niveles de evaporitas.

En función de estas premisas se propone una génesis temprana, relacionada estrechamente con el medio de sedimentación: llanuras de marea carbonáticas (a mixtas), desarrolladas bajo condiciones cálidas y de aridez suficiente como para provocar la precipitación de evaporitas en el seno del sedimento (*sabkhas* costeras). Los mecanismos de dolomitización ligados a zonas de este tipo y, en especial, a la precipitación de evaporitas han sido descritos en las costas actuales del Golfo Pérsico (p.e.: Illing *et al.*, 1965; Zenger, 1972; Mckenzie *et al.*, 1980; Mckenzie, 1981; Patterson y Kinsman, 1982; Hardie, 1987) y permiten explicar muchos ejemplos fósiles de dolomitización (Nichols y Silberling, 1980; Theriault y Hutcheon, 1987; Tucker *et al.*, 1991; así mismo ver el apartado 5.2.7. de esta memoria).

La dolomitización en esos ambientes se produce en niveles muy superficiales (en las *sabkhas* del Golfo Pérsico, Mckenzie *et al.*, 1980 sitúan la zona de máxima dolomitización entre los 0,15m y los 0,55m por debajo de la superficie) y viene favorecida por una serie de condicionantes geoquímicos (Kendall, 1984), entre los que se incluye un aumento en la relación iónica Mg^{2+} / Ca^{2+} de las aguas intersticiales (que estaría provocada por la precipitación de sales cálcicas, como el yeso y la anhidrita), por la presencia de materia orgánica dentro de los fangos carbonáticos (esencialmente procedente de la destrucción de tapices algares) y por la ausencia de iones sulfato (también producida por la precipitación de las citadas sales).

5.6.7.2. Desarrollo edáfico y diagénesis subaérea en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes

Dentro de las asociaciones de facies de sistemas lacustres carbonáticos y sistemas litorales con alta influencia de las aguas dulces descritas para la Formación

Calizas de la Rambla de los Gavilanes se encuentran abundantes niveles de paleosuelos (calcretas). En función de su composición (más del 90% de carbonato cálcico), estos suelos son comparables a los hipercalcimorfos de Freytet y Plaziat (1982). Desde el punto de vista secuencial esos niveles representan el último episodio de evolución de una secuencia elemental de somerización hacia techo.

Entre los suelos desarrollados en uno y otro sistema de depósito existen notables diferencias que, en nuestra opinión, vienen controladas fundamentalmente por el siguiente aspecto: en los medios lacustres-palustres la vegetación comienza a desarrollarse antes incluso de la emersión del sedimento, colonizando las zonas más someras del lago (p.e.: Platt y Wright, 1991) mientras que en las zonas costeras el sedimento primero emerge (con un grado de litificación elevado) y luego precisa de un "período de fertilización" antes de ser colonizado por las primeras plantas. Durante ese período son los procesos de desecación y microdisolución los que preparan la roca para el desarrollo del suelo.

a. Suelos de zonas palustres

Se desarrollan sobre sedimentos lacustres. El crecimiento de una cobertera vegetal provoca una profunda transformación diagenética temprana en un sedimento que generalmente sólo está parcialmente litificado.

El principal rasgo edáfico macroscópico observado se encuentra en las huellas de raíces, que inducen la formación de *pseudomicrokarst* (*sensu* Plaziat y Freytet, 1978). Las huellas presentan una morfología muy homogénea en todos los perfiles estudiados. Son poros esencialmente cónicos, con una disposición casi exclusivamente vertical y escasas ramificaciones. Su longitud media se sitúa en torno a los 0,3-0,5m y su diámetro, ligeramente agrandado por disolución posterior, oscila entre unos pocos milímetros y varios centímetros. Aparecen frecuentemente rellenos por un sedimento posterior, cuya naturaleza puede variar notablemente. En general, se trata de un depósito micrítico con abundantes bioclastos (carofitas, gasterópodos...) e intraclastos procedentes de la desecación y brechificación de las zonas emergidas durante el desarrollo del suelo. Puntualmente se han observado también sedimentos típicamente marinos, con abundantes foraminíferos y algas verdes. Ese sedimento refleja realmente las condiciones que suceden a la formación del suelo y por tanto ya pertenece a una secuencia posterior. Un caso particular de relleno (pero a su vez bastante frecuente) lo constituyen depósitos con un alto contenido en materia orgánica y que presentan rasgos edáficos. En esos casos el

sedimento refleja el desarrollo posterior de charcas someras y mal oxigenadas, dentro aún de ambientes palustres.

El hecho de que, tal y como ocurre en las orlas lacustres actuales, la colonización por plantas se produjese antes de que el sedimento estuviese emergido, explica la baja proporción de señales de desecación existentes.

El análisis de los caracteres edáficos microscópicos permite completar la información que nos dan los criterios macroscópicos sobre distintos aspectos de la diagénesis temprana y la pedogénesis. Entre esos caracteres apreciables sólo bajo el microscopio destacan aquellos relacionados con el desarrollo radicular:

.*Cementos ferruginosos* desarrollados en torno a las huellas de raíces (cutanes).

.*Porosidad secundaria*: Aparece ligada a disolución de algunos de los componentes, fundamentalmente bioclastos de naturaleza aragonítica (gasterópodos) y al agrandamiento de los poros previos, dejados por las raíces... En algunas facies también se aprecia porosidad relacionada con procesos de desecación (*circumcracking*).

.*Micritización*: Se ha descrito en numerosas muestras y es típica de ambientes vadosos (e.g.: James, 1972).

.*Micronodulización:* Puede llegar a ser muy intensa en algunos perfiles y su génesis aparece esencialmente asociada a la bioturbación producida por raíces.

.*Sedimentos internos*: Además de los rellenos de los grandes huecos dejados por las raíces, que se deben a un episodio sedimentario posterior al desarrollo del suelo, se han encontrado dos de los tres tipos fundamentales de sedimento interno descritos en el apartado 5.5.7.: rellenos micríticos geopetales (tipo B) y *vadose crystal silt* (tipo C), cuya génesis se asocia a ambientes diagenéticos vadosos (ver el mencionado apartado).

.*Cementos "vadosos":* Estos aparecen de forma subordinada, debido fundamentalmente a la escasa porosidad que presentan muchos de los perfiles. Se desarrollan bajo condiciones de subsaturación de agua. Destaca la presencia de cementos gravitacionales (microestalactíticos y en menisco) y de tipo *fringing* (de tipo espeleotema, isópacos, con textura prismática y una fina

laminación subparalela a las mismas, formada por la alternancia de niveles micríticos y esparíticos).

. *"Cementos" micríticos (micrite coatings):* Se encuentran sólo de modo subordinado y desarrollados fundamentalmente en torno a poros dejados por las huellas de raíces. Su origen está asociado a la calcificación de hifas fúngicas (Calvet, 1982; Wright, 1986).

En su conjunto todos estos caracteres son típicos de la diagénesis temprana en medios vadosos y aparecen asociados a la pedogénesis.

b. Suelos de zonas costeras

Los suelos hipercalcimorfos desarrollados a techo de las secuencias elementales descritas para la asociación de facies de sistemas litorales presentan unas características análogas a las expuestas en el apartado 5.5.7. para la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. En el presente apartado nos limitaremos a comentar las mayores diferencias entre estos suelos de zonas litorales y los que acabamos de describir para zonas palustres. Estas son:

.En las zonas palustres no se desarrolla *Microcodium.* Este hecho podría venir controlado por el tipo de vegetación que se desarrolla (halófila o no), el grado de litificación del material original (mayor en los suelos costeros), la humedad o la geoquímica de las aguas.

.En las zonas palustres el desarrollo radicular es superior, al menos en cuanto a tamaño y densidad de huellas de raíces. Este hecho parece condicionado por el mayor desarrollo de las plantas en estos ambientes de agua dulce.

.Las señales de marmorización son más frecuentes en las zonas litorales. Este aspecto viene controlado por las variaciones del nivel freático.

.El grado de transformación de la textura original de la roca alcanzado por los suelos de las zonas palustres es muy inferior al de los suelos costeros.

.La macronodulización nunca llega a ser importante en los suelos palustres.

.Los procesos de brechificación por desecación son más importantes en las áreas costeras, donde el sedimento emergido necesita un período de fertilización antes de ser capaz de albergar una cubierta vegetal importante. Durante el mismo se produce la brechificación parcial del sedimento por repetidas desecaciones y humectaciones. En las zonas palustres la vegetación inicia su desarrollo antes de la total emersión del sedimento y las grietas de retracción se desarrollan cuando ya existe una cierta vegetación.

De todos esos aspectos se deduce que los paleosuelos desarrollados precisan un tiempo mayor para formarse en ambientes costeros que en ambientes palustres. Este hecho, unido a que los paleosuelos costeros parecen reflejar un mayor grado de evolución, evidencia que las interrupciones que representan los paleosuelos en las series litorales deben abarcar un lapso de tiempo mucho mayor que el representado por los paleosuelos de las series lacustres.

5.6.8. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

En este apartado se discuten los factores que controlaron la sedimentación en la Secuencia Deposicional V, en función de los datos expuestos en los anteriores puntos: cronoestratigrafía, sedimentología, paleogeografía, subsidencia y evolución.

5.6.8.1. Mesosecuencias

Se delimitan dos secuencias de orden menor o mesosecuencias, que se interpretan en términos de la estratigrafía secuencial. Conviene señalar una vez más que este análisis está basado exclusivamente en las series de plataforma, ya que no se dispone de datos precisos correlativos en series de talud o de cuenca.

a. Mesosecuencia V.1.

En las series más completas la Mesosecuencia V.1 se encuentra representada aproximadamente por las mitades inferiores de las Formaciones Calizas de la Rambla

de los Gavilanes y Calizas del Carche (Figs. 89 y 92). Su edad es Campaniense inferior - Campaniense superior *p.p.*.

El desarrollo de esta secuencia se asimila a la *primera etapa* de sedimentación descrita en el apartado 5.6.5.

En ella queda reflejado un impulso transgresivo inicial, que provoca el desarrollo de sistemas marinos sobre las zonas deprimidas generadas durante el evento tectónico que marca el inicio de la secuencia y que son fundamentalmente tres (*áreas I, II* y *III*), separadas por franjas elevadas.

Dependiendo de la topografía original de cada una de esas áreas, se desarrollan sistemas deposicionales diferentes: En las áreas *I* y *II* se instalan medios marinos muy someros (litorales) mientras que en el área *III* se generan ambientes mucho más profundos, en los cuales, durante los primeros episodios evolutivos de la secuencia, la sedimentación que se produce posiblemente esté muy ralentizada.

En las zonas someras (áreas *I* y *II*), tras la instalación de los medios costeros o de plataforma interna, queda reflejada en las series una tendencia de leve apertura que provoca la instalación de las condiciones de mayor marinidad dentro de la mesosecuencia. Los niveles que indican dicha apertura se interpretan como el cortejo transgresivo (TST, *transgressive systems tract*) de la mesosecuencia.

Tras el cortejo transgresivo, poco o nada desarrollado en el área *III*, se produce una progresiva colmatación, que provoca la instalación de sistemas lacustres costeros en amplias zonas del área *I* y de zonas litorales en el área *II* (y en el resto de la *I*). En el área *III* tiene lugar ahora una sedimentación esencialmente carbonatada y típica de plataforma externa.

Esa tendencia de progresiva pero lenta colmatación que se mantiene hasta el final de la secuencia, genera series verticalmente muy homogéneas en las tres zonas descritas. Esas series constituyen el cortejo de alto nivel marino de la mesosecuencia (*HST, highstand systems tract*).

b. Mesosecuencia V.2

Es extensiva sobre la anterior y en los puntos donde aquella no está representada, esta unidad configura la totalidad de la Secuencia Deposicional y de

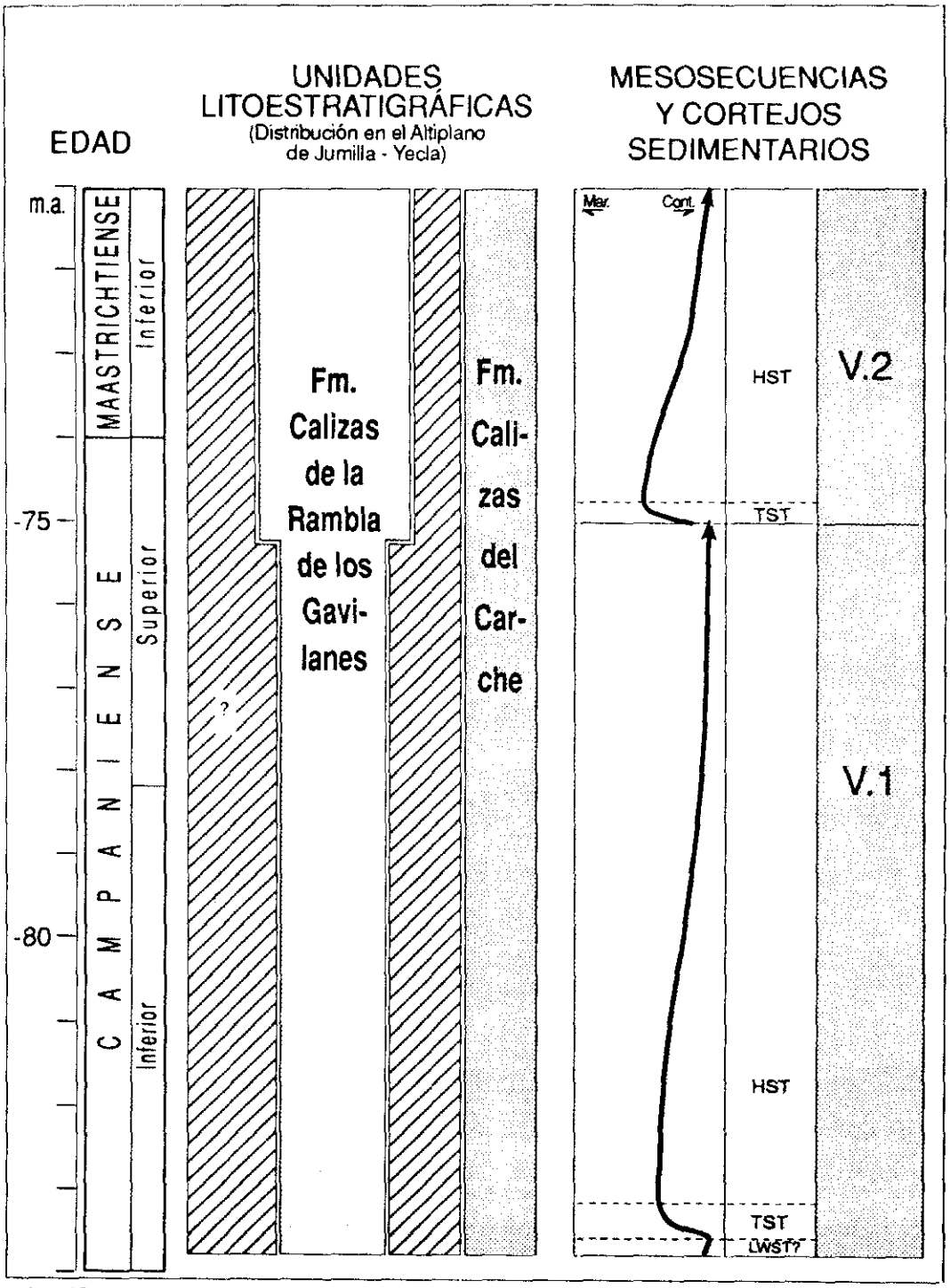


Fig. 92 : Mesosecuencias de la Secuencia Deposicional V y sus cortejos sedimentarios.

las formaciones que la constituyen. Tiene una edad Campaniense superior *p.p.* - Maastrichtiense inferior, sin poder descartar que en su techo alcance la parte más baja del Maastrichtiense superior.

Esta mesosecuencia es coincidente con la *segunda etapa* de sedimentación descrita en el apartado 5.6.5.

Se inicia con un evento transgresivo rápido, que provoca cambios sustanciales en la distribución de los medios sedimentarios: sobre los lagos costeros del área *I* se desarrollan sistemas litorales; sobre las zonas litorales (áreas *I* y *II*) se desarrollan condiciones de plataforma interna abierta con génesis de grandes cuerpos arrecifales y/o calcareníticos (barras). Únicamente en el área *III* las condiciones de sedimentación permanecen invariables.

Por otro lado hay que resaltar que esa transgresión provoca el desarrollo de una sedimentación marina somera sobre áreas que durante la primera mesosecuencia permanecieron emergidas, como la Cuerda del Patojo.

Esos cambios se producen, como se ha mencionado, de modo rápido, de tal manera que resulta muy difícil diferenciar un cortejo transgresivo (*TST*) que, de existir, estaría representado en los niveles basales de la mesosecuencia.

El resto de la mesosecuencia está constituida por un cortejo de alto nivel marino (HST), en el que queda plasmada una pausada pero progresiva somerización.

5.6.8.2. Controles tectónicos y eustáticos

La secuencia presenta un factor de control primordial que es tectónico, y provoca:

.La reestructuración geométrica que sufre este sector de la cuenca en el Campaniense "basal". Va a provocar una nueva configuración de zonas elevadas y deprimidas (Fig. 90a).

.A partir del mencionado evento, la tectónica va a controlar la subsidencia, muy diferente según el área considerada pero bastante uniforme en cada uno de ellos a lo largo del tiempo. Esta subsidencia se produce de manera paulatina por la actividad sinsedimentaria de fallas normales y el consiguiente basculamiento de los bloques.

.El límite superior de la secuencia está generado por un nuevo evento tectónico, que provoca un nuevo cambio geométrico en la cuenca. Este cambio se describe con detalle en el capítulo 5.7.

A las variaciones del nivel marino relativo que van a controlar el desarrollo de las dos mesosecuencias, se les atribuye un origen eustático, ya que quedan reflejadas en todos los puntos donde se produce sedimentación (independientemente de la subsidencia que tenga cada uno y del sistema sedimentario que esté desarrollado). La excepción se sitúa en el área *III*, donde las variaciones del nivel marino no tienen un reflejo directo en la sedimentación, posiblemente debido a los medios abiertos en que se desarrolla: en ellos las variaciones batimétricas producidas por las fluctuaciones eustáticas no son suficientes como para provocar un cambio importante en la respuesta sedimentaria.

Así, el eustatismo controla el desarrollo de dos mesosecuencias de carácter transgresivo - regresivo, que se desarrollan en puntos con medios de depósito diferentes y caracterizados por una subsidencia desigual en el espacio pero bastante uniforme en el tiempo, controlada por la tectónica.

Un aspecto que apoya el origen eustático de las mesosecuencias es la buena correlación de la subida que marca el límite entre las mesosecuencias con las curvas eustáticas globales de Haq *et al.* (1987). En ellas se postula la existencia de una discontinuidad de segundo orden de edad intracampaniense superior (-75m.a.), asimilable con la que limita las dos mesosecuencias.

Por otro lado, la discontinuidad que separa estas dos mesosecuencias ha sido también descrita en la Cordillera Ibérica Septentrional (Floquet, 1991). Este autor diferencia dos unidades genéticas correlacionables con las mesosecuencias aquí propuestas.

En definitiva, el control fundamental de la secuencia es tectónico. Al mismo se le superponen las variaciones eustáticas, que definen dos secuencias de menor rango o mesosecuencias.

5.6.9. CONCLUSIONES A LA SECUENCIA DEPOSICIONAL V

La quinta secuencia deposicional constituye un complejo tectosedimentario genéticamente relacionado y limitado por discontinuidades estratigráficas que representa el desarrollo de plataformas mixtas carbonático siliciclásticas sobre este sector de la margen bética durante el Campaniense y el Maastrichtiense inferior.

Ese desarrollo aparece fuertemente controlado por un evento tectónico que tiene lugar en el Campaniense "basal", el cual modifica notablemente la estructuración geométrica del sector, individualizando tres áreas principales de sedimentación (Figs. 90 y 91). Cada una de ellas va a presentar una paleogeografía y una subsidencia diferentes. La primera es la más subsidente y sobre ella se desarrollan medios que oscilan entre lacustres costeros y los propios de una plataforma arrecifal, en la segunda se instalan medios litorales y de plataforma interna y en la tercera éstos son marinos abiertos (plataforma externa).

El desarrollo de la secuencia deposicional se produce en dos etapas principales, que tienen su reflejo en dos mesosecuencias controladas por fluctuaciones eustáticas superpuestas a la subsidencia tectónica, muy variable según el punto que consideremos pero bastante uniforme en cada uno de ellos a lo largo del tiempo. La discontinuidad que limita esas mesosecuencias tiene una edad intracampaniense superior.

El fin de la secuencia viene inducido por un nuevo evento tectónico, que genera una nueva transformación geométrica en la región.

5.7. SECUENCIA DEPOSICIONAL VI: MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

5.7.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

La secuencia deposicional está representada en el Altiplano de Jumilla - Yecla, por tres unidades litoestratigráficas:

.Formación Margas de los Cerrillares
.Formación Calizas arenosas del Molar
.Formación Margas de Raspay

Son correlacionables cronoestratigráficamente. Cada una de ellas constituye la respuesta sedimentaria en un marco paleogeográfico diferente a una misma etapa evolutiva.

Entre la segunda y la tercera formación se produce un cambio lateral de facies que queda reflejado en los cortes del Sector Meridional. Por el contrario no se han observado series de naturaleza intermedia entre la primera y las otras dos.

Al contrario de lo que sucedía en la secuencia deposicional anterior, la sedimentación llega a ocupar la totalidad de la Región del Altiplano durante el desarrollo de esta secuencia, con la excepción del área perteneciente al Dominio de Albacete.

Su potencia es variable. Los valores mínimos, que se sitúan en torno a los diez metros, se encuentran en las zonas con sedimentación marina abierta (plataforma externa) y los mayores, que superan los setenta metros, en medios de plataforma interna y continentales.

A continuación se exponen las características generales de la secuencia deposicional en cada dominio y sector considerado:

a. En el Dominio de Albacete:

.Al igual que ocurría con la Secuencia Deposicional V (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior) dentro de la zona del Dominio de Albacete incluida en el Altiplano tampoco se han reconocido (ni sobre el terreno ni en los datos disponibles del subsuelo) materiales de esta secuencia.

.Por otro lado, la línea paleogeográfica que separa los Dominios de Albacete y Prebético coincide en muchos puntos con el límite septentrional de afloramiento de la secuencia.

.Además, los afloramientos inmediatamente al sur de esa línea constituyen una franja estrictamente continental que define el límite septentrional del mar bético durante este intervalo.

.Por todo ello es muy probable que el sector del Dominio de Albacete estuviese globalmente elevado y emergido en este período final del Cretácico, no llegándose a desarrollar la unidad en ningún punto. No se descarta sin embargo que pudieran generarse pequeñas cubetas con sedimentación continental, que estarían aisladas de la cuenca principal.

b. En el Sector Noroccidental:

.La secuencia está bien representada, aunque sólo en su mitad nororiental (Sierra de los Gavilanes, Sierra del Cuchillo). Su mitad suroccidental, donde no aflora en ningún punto, podría constituir una prolongación del área elevada y sin depósito descrita para el Dominio de Albacete.

.La secuencia tiene su reflejo en la totalidad de la Formación Margas de los Cerrillares, de naturaleza eminentemente continental.

.Se encuentran los máximos espesores medidos en todo el Altiplano: más de setenta metros en las proximidades del paraje de los Cerrillares.

.Siempre se apoya sobre la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes (S.D. V, Campaniense - Maastrichtiense inferior).

.Sobre la secuencia descansan en paraconformidad o discordancia materiales de diferentes edades (Paleoceno no basal - Cuaternario). El único punto donde podrían encontrarse materiales cretácicos más modernos que los de la secuencia es la zona de los Gavilanes: se encuentra una unidad formada por lutitas (base), yesos (tramo medio) y calizas (techo) cuya edad es Maastrichtiense "terminal"(?) - Eoceno (Damotte y Fourcade, 1971 y García de Domingo *et al.*, 1984).

c. En el Sector Central:

.Se encuentra en toda la región, representada por la Formación Calizas arenosas del Molar.

.Las potencias medidas corresponden a valores mínimos, ya que en ningún punto se llega a observar el techo de la unidad. Esos valores se sitúan entre los veinte y cincuenta metros.

.La mencionada formación se apoya, según los puntos, sobre la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (S.D. IV) o sobre la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes (S.D. V). En el primer caso, la discontinuidad representa un lapso de tiempo que abarca casi trece millones de años.

d. En el Sector Meridional:

.La secuencia se encuentra representada en la Formación Calizas arenosas del Molar, que tiene aquí muchas características típicas de la Formación Margas de Raspay (abundantes foraminíferos planctónicos, etc.). Estas series reflejan realmente el tránsito entre ambas formaciones, aunque por litología y aspecto general se enmarcan dentro de la primera.

.Su techo no se ha observado en ningún punto debido a que la secuencia siempre aparece truncada en su parte superior. Las potencias mínimas medidas se sitúan en torno a los cuarenta metros.

.Se apoya directamente sobre el techo de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (S.D. I), existiendo entre ambas un hiato que

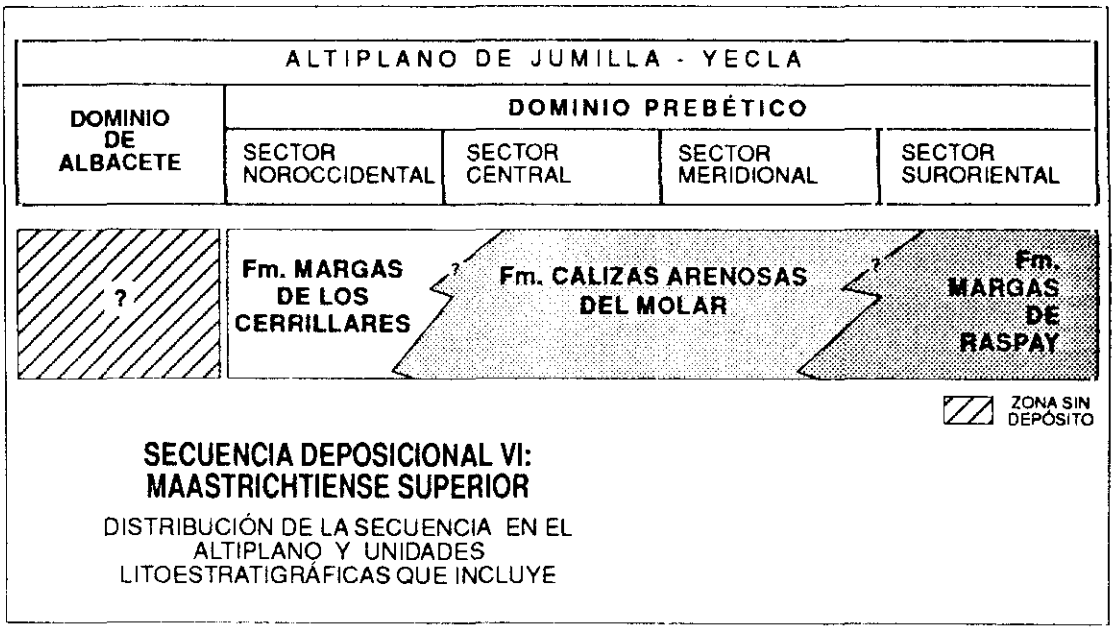


Fig. 93

comprende más de veintitrés millones de años.

.Sobre ella descansan discordantemente materiales terciarios.

e. En el sector suroriental

.La secuencia está constituida por la Formación Margas de Raspay, cuya potencia se sitúa en torno a los diez metros.

.Dicha unidad se apoya sobre la Formación Calizas del Carche (S.D. V, Campaniense - Maastrichtiense inferior).

.Sobre su techo descansan materiales carbonáticos de edad Paleoceno no basal.

La distribución de las unidades litoestratigráficas en el conjunto del Altiplano de Jumilla - Yecla se representa en la Fig. 93.

5.7.2. LÍMITES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

La secuencia constituye una serie coherente de rocas sedimentarias relacionadas genéticamente, que está limitada por discontinuidades estratigráficas:

a. Límite inferior:

El límite inferior de la secuencia deposicional está marcado por una discontinuidad que se reconoce regionalmente. En todos los puntos es una superficie neta y representa un cambio litológico brusco. Puede ser levemente erosiva en algunos puntos.

Como se ha mencionado en el apartado anterior, la secuencia puede apoyarse sobre materiales de edad Cenomaniense medio (techo de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves, S.D. I), Campaniense basal (Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, S.D. IV) o Maastrichtiense inferior (Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes, S.D. V).

La jerarquización de esa discontinuidad como límite de secuencia viene determinada por los siguientes criterios fundamentales:

.*Cambios geométricos en la cuenca de sedimentación*: Un evento tectónico previo al inicio de la sedimentación modifica sustancialmente la disposición de las áreas elevadas y hundidas (ver apartado 5.7.5).

.*Cambio en los ambientes de depósito*, estrechamente relacionado con la reestructuración geométrica que tiene lugar.

.*Cambios batimétricos importantes*: En los ambientes marinos queda plasmado un episodio de apertura que lleva asociado un incremento de la batimetría (ver apartados 5.7.5. y 5.7.8).

.*Cambios en la subsidencia diferencial*: Existe, al igual que durante la secuencia anterior, una fuerte tectónica de bloques que provoca diferencias en la subsidencia local. Sin embargo, el movimiento de esos bloques es distinto al existente durante esa secuencia (ver apartado 5.7.6).

.Cambio en los aportes terrígenos: La base de la secuencia refleja, en todos sus puntos, una entrada brutal de material terrígeno que llega en muchos casos a ocluir la sedimentación carbonática.

.Cambio en las comunidades bentónicas de las aguas marinas someras, que se pone de manifiesto especialmente en la expansión de los orbitoídidos y otros foraminíferos bentónicos.

b. Límite superior:

La Secuencia Deposicional VI constituye la última gran etapa de sedimentación del Mesozoico en esta región y por ello ha sido especialmente afectada por episodios erosivos postcretácicos. Esto hace que los puntos donde aflora completa sean escasos. Dentro de la región del Altiplano el límite superior se puede apreciar únicamente en dos áreas, que además presentan series estratigráficas muy diferentes: La Sierra del Carche y la Rambla de los Gavilanes.

En la primera la sedimentación es marina abierta y la discontinuidad queda marcada en un *hardground* intensamente bioturbado, ferruginizado, sucesivamente colonizado por corales, bivalvos... Presenta abundantes fosfatos y otros minerales autigénicos. Sobre este nivel se encuentra una serie carbonática típica de plataforma externa y de edad Paleoceno no basal (ver capítulo 4). El límite marca, entre otros, los siguientes aspectos importantes:

.La extinción de numerosos organismos, en especial los globotruncánidos.

.Un cambio litológico y sedimentario importante. Los terrígenos pasan a tener un papel subordinado.

.La existencia de un hiato que debe abarcar el Maastrichtiense "terminal" y gran parte del Paleoceno inferior.

En la Rambla de los Gavilanes el límite aparece más cubierto. Sobre la Formación Margas de los Cerrillares se encuentra una unidad margoso - yesífero - calcárea de edad eocena en su techo (Damotte y Fourcade, 1971; García de Domingo *et al.*, 1984). La edad de los tramos basales de esta unidad es problemática, ya que no han aportado datos fósiles. Por su posición estratigráfica se enmarcan entre el Maastrichtiense terminal y el Eoceno, aunque la atribución de los mismos al primero de ellos es, cuando menos, dudosa, siendo probable que exista, como en la serie del Carche, un hiato importante entre el límite superior de la Formación Margas de los Cerrillares y la *unidad lutítico - yesífera*. En estas series el límite representa:

.Un cambio considerable en el ambiente de depósito: de litoral-lacustre a continental.

.Un cambio mineralógico importante en la composición de las arcillas, que pasan de ser esencialmente illíticas a presentar proporciones importantes de paligorskita y caolinita e indicios de interestratificados y clorita.

.Un cambio climático regional importante: las condiciones dejan de ser esencialmente húmedas (tal y como se discute en la sedimentología de la Formación Margas de los Cerrillares, apartado 5.7.4.1.) y evolucionan a globalmente áridas, con desarrollo de lagos hipersalinos.

5.7.3. CRONOESTRATIGRAFÍA

La edad del conjunto de la secuencia se obtiene a partir de dos criterios fundamentales:

.Las dataciones obtenidas para cada unidad litoestratigráfica. Estas se basan, dependiendo de la unidad y el punto en que nos encontremos, en distintos grupos fósiles (Figs. 94a y 94b, así mismo ver apartados 4.1.11, 4.1.12 y 4.1.13) y en su posición estratigráfica relativa. La Formación Margas

de Raspay aporta asociaciones paleontológicas ricas en foraminíferos planctónicos, la Formación Calizas arenosas del Molar en foraminíferos bentónicos y la Formación Margas de los Cerrillares en carofitas y ostrácodos.

.La correlación secuencial (cronoestratigráfica) entre las diferentes series nos permite comparar las escalas bioestratigráficas basadas en distintos grupos y obtenidas en series diferentes.

En las series marinas abiertas (Formación Margas de Raspay) la asociación de foraminíferos planctónicos encontrada caracteriza la parte media y alta de la Zona de *gansseri* (aptdo. 4.1.13). Este hecho permite asegurar una edad Maastrichtiense superior para la Formación Margas de Raspay y para el conjunto de la secuencia. Por otro lado, la presencia en los niveles medios - altos de esa formación de *Globotruncana (Globotruncana) dupeublei* (CARON *et al.*), *Globotruncana (Rosita) cf. walfischensis* TODD y *Globotruncana (Rosita) contusa* (CUSHM.) permite además asegurar que la mencionada formación alcanza el Maastrichtiense superior "alto" en sus tramos superiores, si bien el hecho de que no se haya caracterizado la Zona de *mayaorensis* (Maastrichtiense terminal) ni se hayan encontrado fósiles típicamente terciarios dentro de ella pone de manifiesto el que el límite superior de la secuencia debe situarse dentro del Maastrichtiense superior no terminal.

Los foraminíferos bentónicos recogidos en las series de plataforma somera (Formación Calizas arenosas del Molar) permiten corroborar una edad Maastrichtiense superior para el conjunto de la secuencia (apartado 4.1.11).

Por último, las series de alta influencia continental (Formación Margas de los Cerrillares), que descansan sobre materiales del Maastrichtiense inferior (Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes), han aportado carofitas y ostrácodos característicos del Maastrichtiense incluso en sus niveles más altos (Fig. 89 y aptdo. 4.1.12).

Por todo lo anterior consideramos que la edad de la Secuencia Deposicional VI es Maastrichtiense superior. Su límite inferior se hace coincidir con el paso entre el Maastrichtiense inferior y el superior, mientras que el superior se sitúa dentro del Maastrichtiense superior "alto".

Fig. 94a : Distribución de los principales fósiles (foraminíferos bentónicos y calcisferas) en la S. D. VI dentro del Altiplano.

Fig. 94b : Distribución de los principales fósiles (foraminíferos planctónicos, algas, ostrácodos y bivalvos) en la S.D. VI dentro del Altiplano.

5.7.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Los ambientes sedimentarios en los cuales se desarrollaron las tres unidades litoestratigráficas que constituyen la Secuencia Deposicional VI van desde lacustres - costeros a marinos abiertos (plataforma externa). La naturaleza de los sedimentos es globalmente mixta (carbonático - siliciclástica), aunque muy variable tanto en el espacio como en el tiempo. Los terrígenos pueden ser dominantes en el conjunto de la unidad, al contrario de lo que ocurría en la Secuencia Deposicional V.

Las principales asociaciones de facies presentes en cada unidad litoestratigráfica se describen a continuación:

5.7.4.1. Formación Margas de los Cerrillares

Está constituida básicamente por un tramo relativamente potente (en torno a los setenta metros) de margas y lutitas de tonos verdes, grises y negros que presentan intercalaciones carbonáticas.

En ella se ha diferenciado una sola asociación de facies:

a. Asociación de facies de sistemas lacustres costeros.

Las facies de esta asociación, resumidas en la Fig. 95, permiten reconstruir un sistema deposicional de lagos con influencia marina en los cuales la sedimentación es esencialmente siliciclástica.

Los depósitos margosos y lutíticos son dominantes en el conjunto de la asociación, mientras que los carbonáticos aparecen de forma subordinada. Las relaciones entre los diferentes tipos de facies revelan la existencia de cierta ciclicidad, reflejada en la repetición de secuencias como la modelizada en la Fig. 96a.

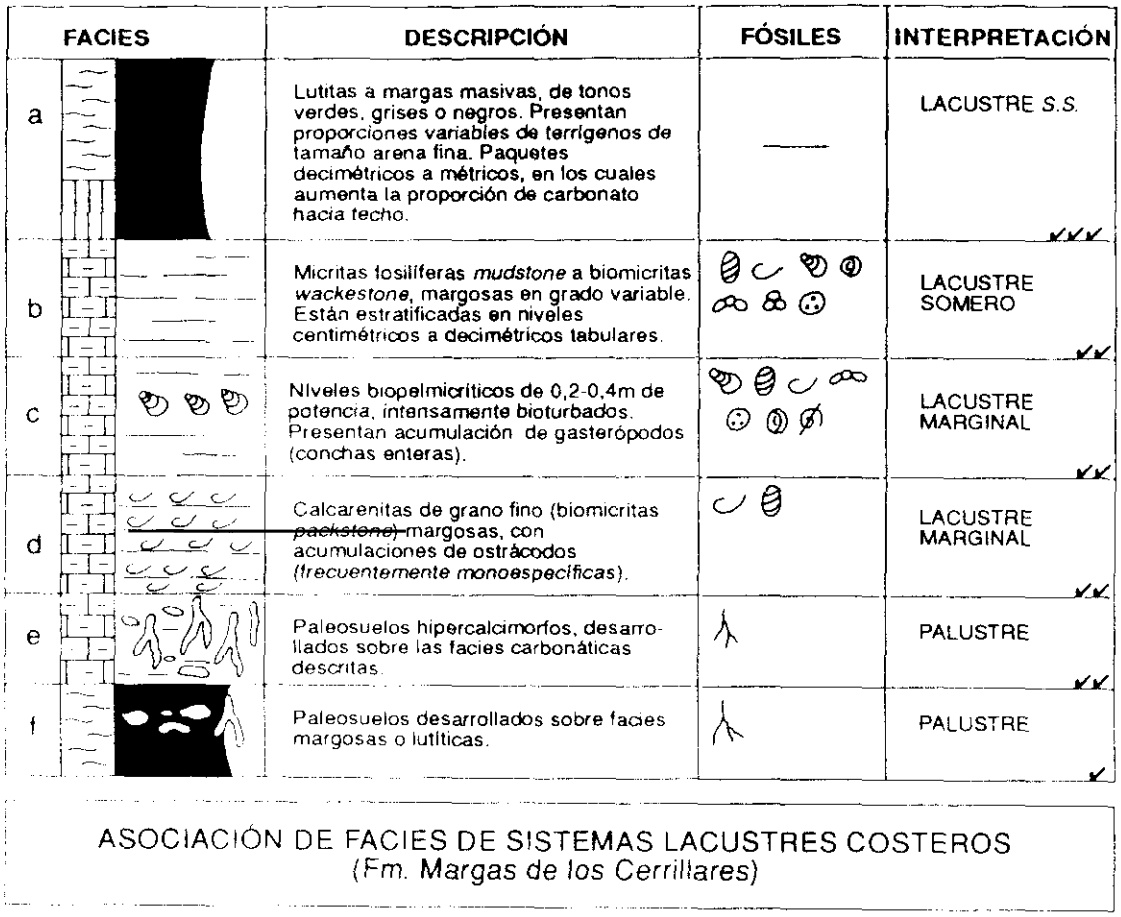


Fig. 95

El término basal es lutítico o margoso, según los puntos, y masivo (facies "a" de la Fig. 95). Presenta ciertas cantidades de terrígenos más gruesos (de tamaño arena fina y limo) y su contenido en materia orgánica es relativamente elevado, con abundantes restos carbonosos. La proporción de carbonato suele aumentar hacia el techo, paralelamente a la pérdida progresiva de los tonos oscuros (verdes a negros), colores que son reemplazados por grises cada vez más claros. También hacia techo comienzan a encontrarse los primeros restos de ostrácodos.

Esos materiales se generaron en áreas permanentemente sumergidas que constituían las zonas más profundas del lago, en las cuales las condiciones de oxigenación del fondo pudieron ser malas (lago eutrófico), permitiendo la preservación de la materia orgánica.

El término superior de la secuencia es esencialmente carbonático y está formado por distintos tipos de facies de variable continuidad lateral y generalmente

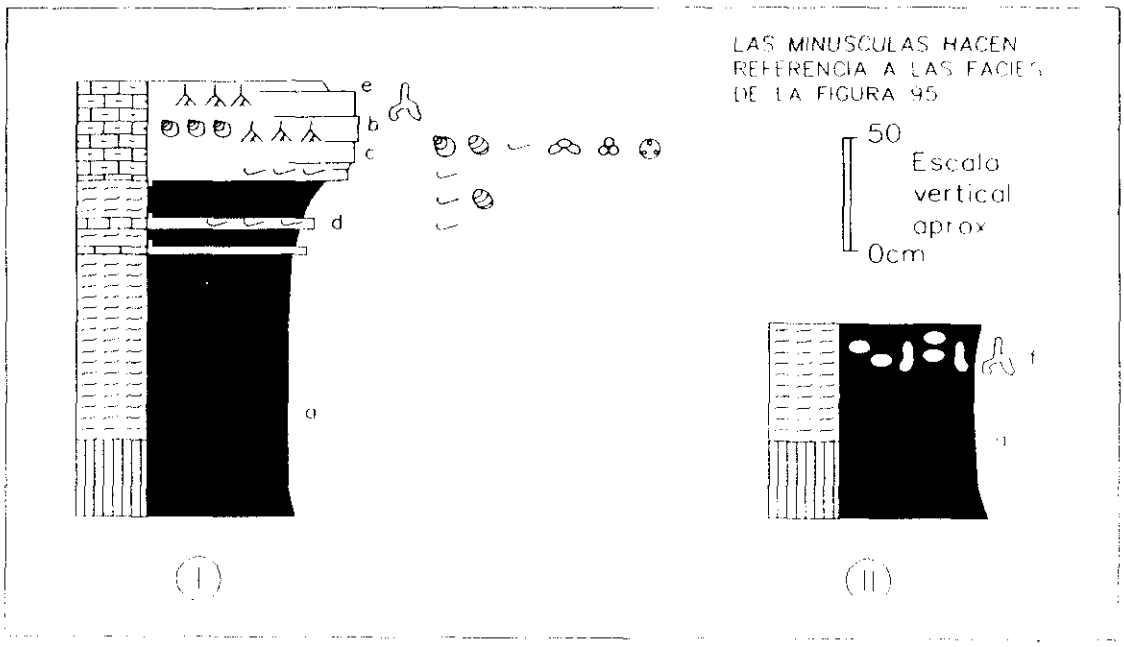


Fig. 96 : Secuencias de carbonatación en la Formación Margas de los Cerrillares (explicación en el texto).

dispuestas en bancos de unos pocos centímetros a pocos decímetros. Entre ellas destacan los niveles de micritas y biomicritas (frecuentemente margosas) con carofitas, gasterópodos y ostrácodos, que pueden presentar además algunos discórbidos (facies "b" de la Fig. 95), los niveles *rudstone* de conchas de gasterópodos (facies "c" de la misma figura) y las acumulaciones de ostrácodos ("ostracoditas"), en muchos casos casi monoespecíficas (facies "d"). En conjunto se interpretan como generadas en zonas marginales lacustres, muy someras, de moderada a baja energía, bien oxigenadas y con una producción importante de carbonato y escasos aportes terrígenos.

Sobre estos carbonatos se desarrollan abundantes señales de transformación edáfica: huellas de raíces, nodulización, microkarstificación, sedimentos internos geopetales, pseudoantiformas edáficas, etc. (facies "e"). Reflejan la emersión postsedimentaria de las facies y ratifican su carácter somero. En algunos puntos destaca la presencia de pirita autigénica. En otros sin embargo se reconocen procesos de dolomitización parcial y crecimiento intersticial de pequeños cristales de yeso, aunque de forma muy localizada.

En conjunto, la secuencia descrita se interpreta como la respuesta a un episodio de somerización del lago, que lleva asociada una paulatina disminución de

los aportes terrígenos y el consiguiente incremento en la sedimentación de carbonato. Durante la etapa final de la secuencia el lago se colmata y se desarrollan medios palustres.

En ocasiones, las transformaciones edáficas pueden afectar directamente a materiales lutíticos o margosos, sin que se llegue a generar el término carbonático de la secuencia (facies "f"). Se encuentran entonces abundantes nódulos carbonáticos de origen edáfico que se desarrollarían en las llanuras de inundación (Fig. 96b).

La existencia de cierta influencia marina en estas zonas es patente en las asociaciones faunísticas encontradas. La presencia, aunque siempre muy subordinada, de foraminíferos de tipo discórbido (organismos marinos, pero que toleran bien las variaciones en la salinidad del medio) pone de manifiesto cierta comunicación con el mar.

Otro criterio paleoecológico importante se encuentra en las "ostracoditas" monoespecíficas de *Neocyprideis murciensis* DAMOTTE y FOURCADE. Acumulaciones similares se encuentran tanto en los medios actuales como en series fósiles definiendo zonas de interacción continente / océano, como estuarios, lagos costeros, etc, en los que las condiciones ecológicas son muy "duras". El caso concreto del *Neocyprideis*, se trata de un ostrácodo típicamente eurihalino, que puede vivir en aguas con salinidades comprendidas entre el 5 $‰$ y el 80 $‰$, por comparación con ostrácodos actuales (Babinot, com. pers.).

Por otro lado, en algunos niveles se han descrito asociaciones de ostrácodos que aportan interesantes conclusiones ecológicas: Por ejemplo, la coexistencia de abundantes *Neocyprideis murciensis* DAMOTTE Y FOURCADE -ostrácodo eurihalino-, de aff. "*Hermanites* sp. 1" de Liebau (1971) -marino pero también presente en medios litorales "mesohalinos"- y de escasos *Paracandona* sp. -continental, aguas dulces- verifica la mezcla de aguas en las lagunas costeras (Babinot, com. pers.).

En resumen, el sistema deposicional que se ha descrito representa el desarrollo de lagos costeros caracterizados fundamentalmente por:

.Sedimentación sobre todo siliciclástica.
.Aguas ricas en carbonatos.
.Leve influencia de aguas marinas. La composición del agua osciló entre dulce y salobre.

.Batimetría variable en el tiempo, aunque siempre relativamente baja.
.En los episodios de mayor batimetría se pueden alcanzar condiciones eutróficas. En los fondos, mal oxigenados, se preserva la materia orgánica.
.En los episodios de menor batimetría se generan facies carbonáticas y el crecimiento biológico es mayor.
.Zonas palustres con desarrollo edáfico y de pequeñas charcas.
.El clima bajo el que se desarrollan los lagos es cálido y al menos estacionalmente húmedo.

5.7.4.2. Formación Calizas arenosas del Molar

Está formada por series de potencia muy variable con niveles que oscilan entre básicamente siliciclásticos y carbonáticos puros. Su estudio sedimentológico permite diferenciar cuatro asociaciones de facies en relación con los siguientes sistemas deposicionales:

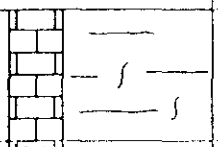
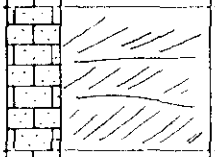
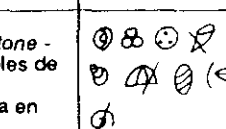
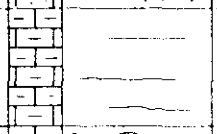
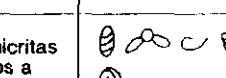
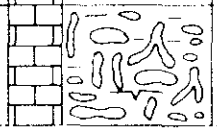
-Asociación de facies de sistemas litorales mixtos
-Asociación de facies de plataforma interna mixta
-Asociación de facies de plataforma interna carbonática
-Asociación de facies de plataforma externa mixta

De ellas son dominantes la segunda y la tercera. Únicamente en los afloramientos más noroccidentales de la formación se encuentra representada la primera y en los más surorientales la segunda. Estos últimos reflejan precisamente el tránsito lateral a la Formación Margas de Raspay.

a. Asociación de facies de sistemas litorales mixtos

Como se ha señalado, esta asociación se encuentra de modo restringido en el conjunto de la unidad. Está representada casi exclusivamente en el corte de Peñón Grande.

Caracteriza ambientes litorales mixtos que son, por otro lado, los más someros descritos en el conjunto de la formación. Las principales facies de esta asociación se describen de forma resumida en la Fig. 97.

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Biomicritas y biopelmicritas *wackestone - packstone*, limoso - arenosas en grado variable. Estratificadas en bancos decimétricos tabulares. Presentan señales de bioturbación.		SUBMAREAL TRANQUILO ✓✓✓
b		Biopelmicritas a bioesparitas *packstone - grainstone*, con proporciones variables de terrígenos, estratificadas en bancos tabulares con estratificación cruzada en *sets* decimétricos.		SUBMAREAL AGITADO ✓✓
c		Micritas fosilíferas *mudstone* a biomicritas *wackestone*, en niveles centimétricos a decimétricos tabulares. Presentan proporciones variables de terrígenos finos		INTER A SUPRAMAREAL, RESTRINGIDO (CHARCAS) ✓
d		Paleosuelos hipercalcimorfos, desarrollados sobre el resto de las facies de la asociación.		SUPRAMAREAL, DESARROLLO EDÁFICO ✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE SISTEMAS LITORALES MIXTOS
(Fm. Calizas arenosas del Molar)

Fig. 97

Los tramos en los que la asociación está representada tienen un aspecto finamente estratificado (casi tableado).

Las facies dominantes en esta asociación son las biomicritas y biopelmicritas limoso - arenosas, muy ricas en foraminíferos bentónicos (miliólidos, nezzazátidos...) y algas verdes (facies "a" de la Fig. 97). En ellas se encuentran además otros restos fósiles como gasterópodos, bivalvos, fragmentos de radiolítidos, ostrácodos y carofitas. Se generaron en ambientes muy someros, en los que posiblemente existía cierta llegada de aguas dulces (reflejada en la presencia de abundantes carofitas). Por otro lado, la ausencia de grandes foraminíferos como orbitoídidos y siderolítidos, típicos de aguas con salinidad normal y bien comunicadas apoyaría esa hipótesis.

En menor proporción se encuentran pequeños bancos calcareníticos con estratificación cruzada en *sets* decimétricos (facies "b"): son biopelmicritas y bioesparitas *packstone - grainstone* con abundantes terrígenos y con un contenido fosilífero algo más variado que el de la anterior: a los organismos antes mencionados (que siguen siendo dominantes), hay que añadir algunos restos de briozoos,

equínidos y algunos orbitoídidos. Se generaron en ambientes también muy someros pero con mayor agitación.

Un tercer grupo de depósitos (facies "c" de la Fig. 97) está constituido por micritas *mudstone* y biomicritas *wackestone* con restos de carofitas, ostrácodos, discórbidos, miliólidos de concha fina y escasos gasterópodos. Su génesis está relacionada con zonas parcialmente confinadas, con alta influencia de aguas dulces.

Todas las facies descritas (y en especial esta última) son susceptibles de presentar transformaciones sobreimpuestas de origen edáfico y diagenético temprano (relacionadas con exposición subaérea). Estas se desarrollan en etapas de emersión, durante las que se produce la desecación del sedimento (grietas de retracción), microkarstificación incipiente, sedimentos internos geopetales (típicos vadosos), desarrollo vegetal generalmente poco importante, etc. Estas transformaciones, aunque no constituyen un depósito en sí, se enmarcan dentro de la facies "d" de la Fig. 97.

En definitiva, los sistemas en los que se desarrollaron las facies son marinos costeros y la influencia de aguas dulces es patente. La sedimentación es mixta, aunque los carbonatos son claramente dominantes sobre los terrígenos.

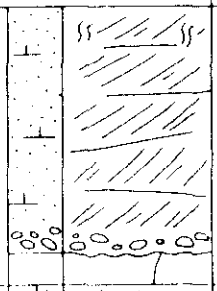
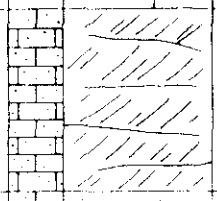
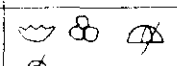
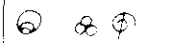
b. Asociación de facies de sistemas de plataforma interna mixta

Esta asociación constituye, conjuntamente con la siguiente, el grueso de la formación. Las principales facies que se han descrito en ella se resumen en la Fig. 98.

Globalmente definen ambientes marinos desarrollados en áreas con batimetrías que se sitúan por encima del nivel de base del oleaje. En ellas la sedimentación es mixta, llegando los terrígenos a ser dominantes en muchos puntos.

Esos ambientes se caracterizan por presentar una hidrodinámica de alta energía dominante, bajo la que se desarrolla la mayor parte de las facies descritas.

Dentro de la asociación predominan los depósitos arenosos (facies "a" de la Fig. 98) y calcareníticos (facies "b" de la misma figura). Los primeros componen cuerpos de potencia decimétrica a métrica, tabulares o con techo ligeramente ondulado y base en ocasiones algo erosiva. Internamente son masivos o presentan

FACIES		DESCRIPCIÓN	FÓSILES	INTERPRETACIÓN
a		Areniscas cuarzosas de grano medio a muy grueso (incluso microconglomerático), cementadas por carbonato. Presentan abundantes bioclástos y algunos intraclastos. Están estratificadas en bancos decimétricos a métricos, tabulares o con techo levemente ondulado y con base algo erosiva. Presentan estratificación cruzada de gran escala y tendencia granodecreciente. Pueden estar bioturbadas a techo.		ZONAS MUY AGITADAS, CON ALTO FLUJO TERRÍGENO ✓✓✓
b		Calcarenitas bioclásticas (fundamentalmente bioesparitas *grainstone*), con proporciones elevadas de terrígenos (de grano medio a grueso), estratificadas en bancos decimétricos a métricos, tabulares y con estratificación cruzada de gran escala.		ZONAS AGITADAS ✓✓✓
c		Bioacumulaciones de ostreidos, tapizando cuerpos calcareníticos o arenosos.		ZONAS CON *MODERADA* ENERGIA ESTABILIZACIÓN DE BARRAS ✓
d		Niveles de acumulación de inocerámidos, que constituyen colonias de pocos individuos.		ZONAS BAJA ENERGIA, ABIERTAS ✓
e		Biomicritas *wackestone - packstone*, limoso - arenosas en grado variable. Estratificadas en bancos decimétricos tabulares. Presentan señales de bioturbación		ZONAS PROTEGIDAS ✓✓

ASOCIACIÓN DE FACIES DE PLATAFORMA INTERNA MIXTA
(Fm. Calizas arenosas del Molar)

Fig. 98

estratificación cruzada de gran escala, generalmente planar. Son areniscas cuarzosas de tamaño medio a muy grueso (en ocasiones llegan a ser microconglomeráticas). Presentan además proporciones importantes de bioclastos entre los que destacan los foraminíferos bentónicos (orbitoídidos...) y los fragmentos de rudistas, otros moluscos, equínidos, etc., que muestran siempre un elevado grado de retrabajamiento así como una micritización parcial. Están cementadas por carbonato.

La facies "b" constituye cuerpos de características bastante similares. Generalmente tienen una morfología tabular y presentan estratificación cruzada en *sets* que generalmente tienen menores dimensiones que en la facies anterior. La composición es ahora esencialmente calcárea, y la proporción de terrígenos, muy variable, nunca supera el 30-40% del total de la roca. Además, estos presentan una menor granulometría. Entre los componentes carbonáticos destacan los bioclastos:

restos de orbitoídidos, siderolítidos, miliólidos, rotálidos, escasos alveolínidos, algas verdes, algas rojas, equínidos, rudistas, otros bivalvos, gasterópodos, briozoos...

En conjunto estas facies se generan por la migración de cuerpos arenosos o calcareníticos (barras) en zonas someras y agitadas bajo la acción del oleaje.

Es frecuente que sobre los cuerpos arenosos o calcareníticos y una vez que ha cesado su actividad se desarrollen colonias de bivalvos adaptados a fondos que aún presentan cierta movilidad. Son fundamentalmente bioacumulaciones de ostreidos (facies "c" de la Fig. 98) que tapizan el techo de las barras y desempeñan un papel importante en su estabilización, ya que son capaces de soportar condiciones hidrodinámicas de elevada energía. En menor medida se encuentran colonias de inocerámidos (facies "d") que se asocian a condiciones de una menor agitación.

Dentro de las zonas marinas someras a las que nos estamos refiriendo, en las áreas protegidas (generalmente subordinadas) se generan depósitos biomicríticos que presentan proporciones variables de terrígenos, siempre finos, así como abundantes fósiles: una variada biota de foraminíferos, moluscos y equínidos, típica de condiciones de salinidad normal y buena comunicación con mar abierto. Su textura es *wackestone - packstone* (facies "e").

c. Asociación de facies de sistemas de plataforma interna carbonatada.

Junto a la anterior, resulta dominante en la unidad litoestratigráfica. Las principales facies que la componen se resumen en la Fig. 99. Caracterizan medios marinos someros, bien comunicados y con sedimentación casi exclusivamente carbonática.

En esos medios, sobre sus zonas más abiertas y agitadas, se desarrollan cuerpos calcareníticos de potencia decimétrica a métrica. Son biomicritas y bioesparitas con una textura *packstone* a *grainstone* y cierta proporción de terrígenos. Entre los bioclastos destacan: orbitoídidos, otros foraminíferos y fragmentos de rudistas, otros moluscos, corales, algas verdes y algas rojas (facies "a"). Esta facies se genera por migración de pequeñas barras que tal y como se describía en la asociación anterior, una vez que su actividad comienza a decaer son colonizadas por bivalvos de diferentes tipos (facies "b").



Fig. 99

En zonas algo más internas se formaron cuerpos arrecifales de rudistas y corales (facies "c"). Entre los primeros destaca la abundancia de hippurítidos y radiolítidos. Además, estas bioconstrucciones presentan algas coralinas, otros bivalvos y briozoos. Son biohérmicas o bioestrómicas y alcanzan potencias de varios metros (hasta más de diez). Las condiciones hidrodinámicas bajo las que se desarrollaron estas bioconstrucciones debieron oscilar entre bajas, tal y como revela el desarrollo de rudistas de tipo *elevator* (*sensu* Skelton, 1979) y moderadamente altas, reflejado en el crecimiento de corales coloniales masivos con morfologías dómicas - semiesféricas (James, 1983b, 1984b).

En zonas aún más internas, protegidas por los mismos cuerpos calcareníticos y arrecifales, se produce una sedimentación controlada por una energía muy baja. Se generan biopelmicritas *wackestone - packstone* con bioturbación y abundantes algas verdes y foraminíferos bentónicos entre los que destacan miliólidos, escasos

orbitoídidos, textuláridos, etc. La macrofauna está compuesta esencialmente por gasterópodos, radiolítidos y otros moluscos (facies "d"). La variedad en las asociaciones bióticas y la presencia de abundantes organismos estenohalinos indican condiciones de salinidad normal y buena comunicación con mar abierto. Asociadas a estas zonas pueden desarrollarse pequeñas bioconstrucciones (*bouquets* o *clusters*) de radiolítidos (facies "e") así como bioacumulaciones de ostreidos (facies "f").

En resumen, la asociación de facies permite reconstruir un medio sedimentario marino y somero en el cual la influencia de terrígenos es escasa o nula. La comunicación con mar abierto es globalmente buena, diferenciándose dos subambientes: uno, más externo, con desarrollo de un complejo de cuerpos arrecifales y en menor medida, de barras bioclásticas y otro, más interno y protegido, en el que se generan facies de naturaleza biopelmicrítica. La productividad orgánica de carbonato es muy elevada en ambos subambientes.

d. Asociación de facies de plataforma externa mixta

Esta asociación se encuentra de modo muy subordinado dentro de la Formación Calizas arenosas del Molar. Solamente está representada en Sierra Larga, donde la formación presenta unas características intermedias entre las suyas propias y las de la Formación Margas de Raspay.

La asociación es precisamente dominante en la Formación Margas de Raspay, donde se describe con mayor detalle, si bien las facies dominantes en una y otra unidad son distintas. Por este motivo, en este apartado se comentan las implicaciones genéticas referidas a la primera unidad.

Las principales facies se resumen en la Fig. 100. En su conjunto caracterizan zonas abiertas de una plataforma mixta (carbonatado - terrígena), en las cuales la superficie de sedimentación se sitúa por debajo del nivel de base del oleaje. La naturaleza del sedimento oscila entre eminentemente carbonática (facies "a" y "b") y margosa (facies "c").

La facies "a" refleja las condiciones más someras dentro de estos ambientes: son biomicritas *wackestone - packstone* con escasos terrígenos de grano fino. Presentan abundantes foraminíferos bentónicos (fundamentalmente orbitoídidos, sulcoperculinas y siderolítidos), calcisferas, algunos planctónicos (globotruncánidos...) y numerosos restos de rudistas, ostreidos, equínidos,

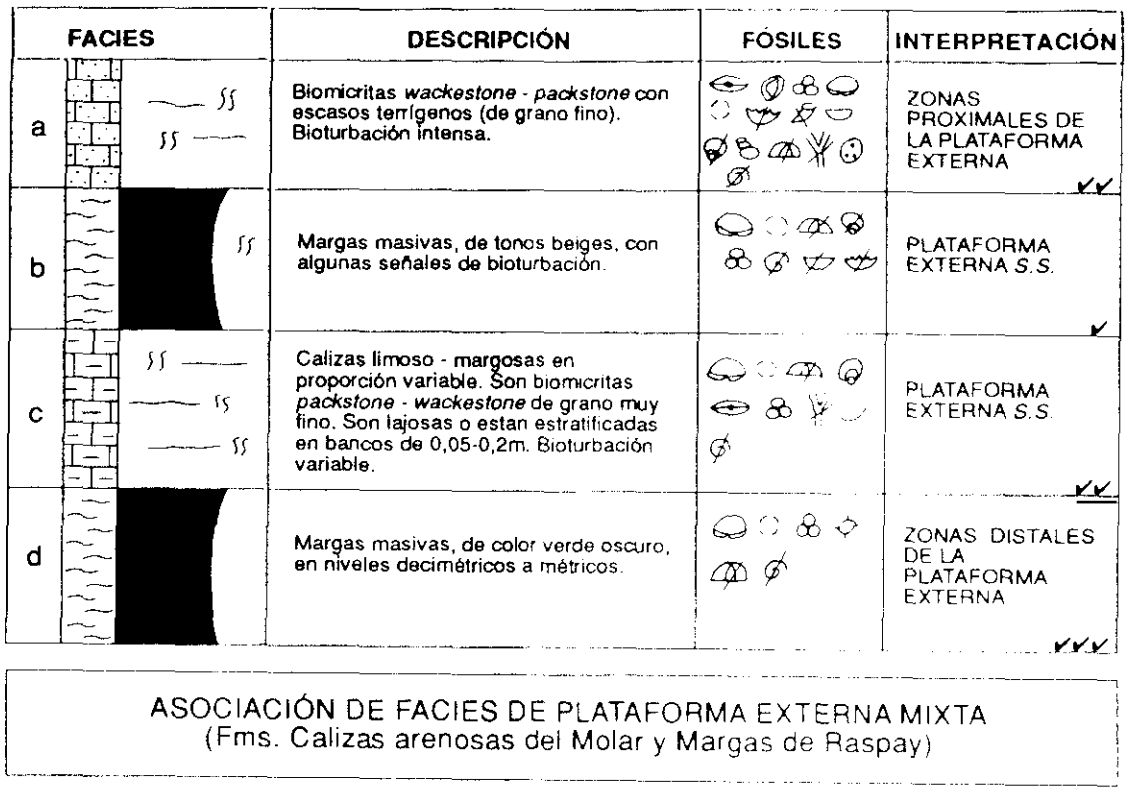


Fig. 100

inocerámidos... Se generan en las zonas que marcan, desde la plataforma externa, el tránsito a la plataforma interna descrita en las anteriores asociaciones.

Por el contrario, las facies "b" y "c" corresponden a áreas más abiertas. En ellas los foraminíferos planctónicos y las calcisferas son dominantes frente a otros fósiles (especialmente los foraminíferos bentónicos). De ellas, la primera está formada por calizas limosas que aparecen finamente estratificadas (llegando a ser en muchos casos lajosas) y que presentan una bioturbación generalmente elevada. La segunda la constituyen margas de tonos beiges con porcentajes importantes de granos de tamaño arena fina - limo.

5.7.4.1. Formación Margas de Raspay

Está formada en todos los puntos observados por un tramo de margas de color verde cuya potencia se sitúa en torno a la decena de metros. Este tramo presenta también pequeñas intercalaciones calcáreas, que son más abundantes hacia

techo. En el conjunto de la unidad se reconoce una única asociación de facies que caracteriza sistemas de plataforma externa con sedimentación mixta.

a. Asociación de facies de plataforma externa mixta

Tal y como se ha expuesto es el apartado anterior, esta asociación se encuentra también representada en la Formación Calizas arenosas del Molar, si bien sólo de modo subordinado. Las principales facies de la misma se resumen en la Fig. 100. De ellas, la facies "d" es dominante en la Formación Margas de Raspay

Son margas de tonos verdes, masivas y con proporciones variables de granos de arena de tamaño fino. El contenido fosilífero es muy rico en foraminíferos planctónicos. También se encuentran algunos foraminíferos bentónicos, calcisferas y escasos radiolarios. Representa las condiciones de sedimentación más abiertas dentro de la asociación: áreas de plataforma externa con sedimentación pelágica dominante. En ellas los aportes terrígenos son importantes.

Desde un punto de vista mineralógico, las arcillas que componen esta facies están formadas (de mayor a menor proporción) por illita, interestratificados illita - esmectita, clorita y caolinita.

De modo muy subordinado se encuentran facies de carácter más somero (comparables a las facies "a" y "b" de la misma asociación, ya descritas para la Formación Calizas arenosas del Molar) que aparecen fundamentalmente hacia el techo de la unidad. Presentan una mayor proporción de carbonato y una mayor proporción de restos de organismos bentónicos.

5.7.5. PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS DE DEPÓSITO

El inicio de la secuencia deposicional viene condicionado por un episodio tectónico que va a modificar notablemente la disposición de áreas deprimidas y elevadas existente durante la secuencia anterior (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior).

El análisis de la evolución de los ambientes de depósito en cada sector, deducida a partir del estudio sedimentológico, conjuntamente con la correlación cronoestratigráfica realizada entre los diferentes puntos (Fig. 101), apoyada en el análisis secuencial y en los datos bioestratigráficos, permite proponer la existencia de dos grandes etapas en la evolución de este sector de la cuenca bética durante el Maastrichtiense superior.

La evolución de la paleogeografía en cada una de esas etapas se describe a continuación:

5.7.5.1. Primera etapa (Maastrichtiense superior "bajo")

Durante la primera etapa, la sedimentación se extiende por todo el Altiplano a excepción del sector correspondiente al Dominio de Albacete y de parte del Sector Noroccidental, que configuran una región elevada.

Los sistemas deposicionales que se desarrollan oscilan entre lacustres - costeros y marinos abiertos (plataforma externa). Estos sistemas se disponen constituyendo grandes cinturones de facies, que siguen una directriz ENE-WSW.

Durante el inicio de la etapa, la disposición de esos cinturones es la siguiente (Fig. 102a):

El primero de los mismos ocupa una franja bastante estrecha, coincidente con parte del Sector Noroccidental. Dentro de este sector, en su mitad suroccidental no se han reconocido sedimentos correspondientes a esta secuencia, que posiblemente nunca llegó a depositarse. En el resto se generan sistemas de depósito lacustres - costeros con sedimentación mixta carbonático - siliciclástica.

Inmediatamente al sureste del anterior se encuentra el segundo gran cinturón de facies. Este se sitúa sobre el Sector Central y sobre la parte más septentrional del Sector Meridional (Macizo de Santa Ana) y se caracteriza por el desarrollo de plataformas someras de naturaleza mixta carbonático - siliciclástica.

Por último, sobre el resto del Sector Meridional y la totalidad del Suroccidental se instala el tercer gran cinturón de facies, caracterizado por el

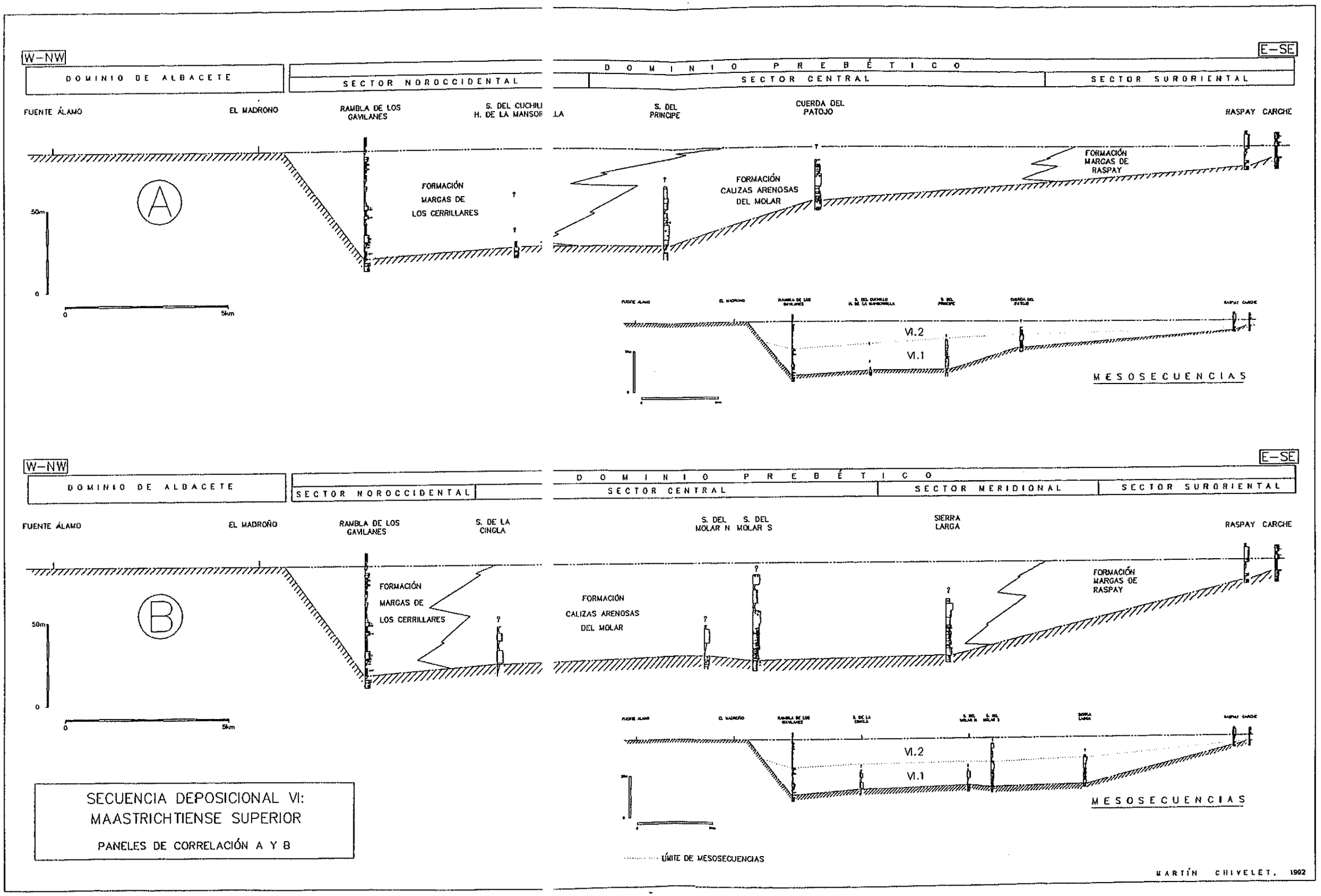

W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
SECTOR NOROCCIDENTAL
E-SE
D O M I N I O P R E B É T I C O
SECTOR CENTRAL
SECTOR SURORIENTAL
FUENTE ÁLAMO
EL MADROÑO
RAMBLA DE LOS GAVILANES
S. DEL CUCHILLO H. DE LA MANSORRILLA
S. DEL PRINCIPE
CUERDA DEL PATOJO
RASPAY CARCHE
FORMACIÓN MARGAS DE LOS CERRILLARES
FORMACIÓN CALIZAS ARENOSAS DEL MOLAR
FORMACIÓN MARGAS DE RASPAY
A
50m
0
0
5km
VI.2
VI.1
MESOSECUENCIAS
W-NW
DOMINIO DE ALBACETE
SECTOR NOROCCIDENTAL
E-SE
D O M I N I O P R E B É T I C O
SECTOR CENTRAL
SECTOR MERIDIONAL
SECTOR SURORIENTAL
FUENTE ÁLAMO
EL MADROÑO
RAMBLA DE LOS GAVILANES
S. DE LA CINGLA
S. DEL MOLAR N
S. DEL MOLAR S
SIERRA LARGA
RASPAY CARCHE
FORMACIÓN MARGAS DE LOS CERRILLARES
FORMACIÓN CALIZAS ARENOSAS DEL MOLAR
FORMACIÓN MARGAS DE RASPAY
B
50m
0
0
5km
VI.2
VI.1
MESOSECUENCIAS
SECUENCIA DEPOSICIONAL VI:
MAASTRICHTIENSE SUPERIOR
PANELES DE CORRELACIÓN A Y B
LÍMITE DE MESOSECUENCIAS
MARTÍN CHIVELET, 1992

Fig. 101

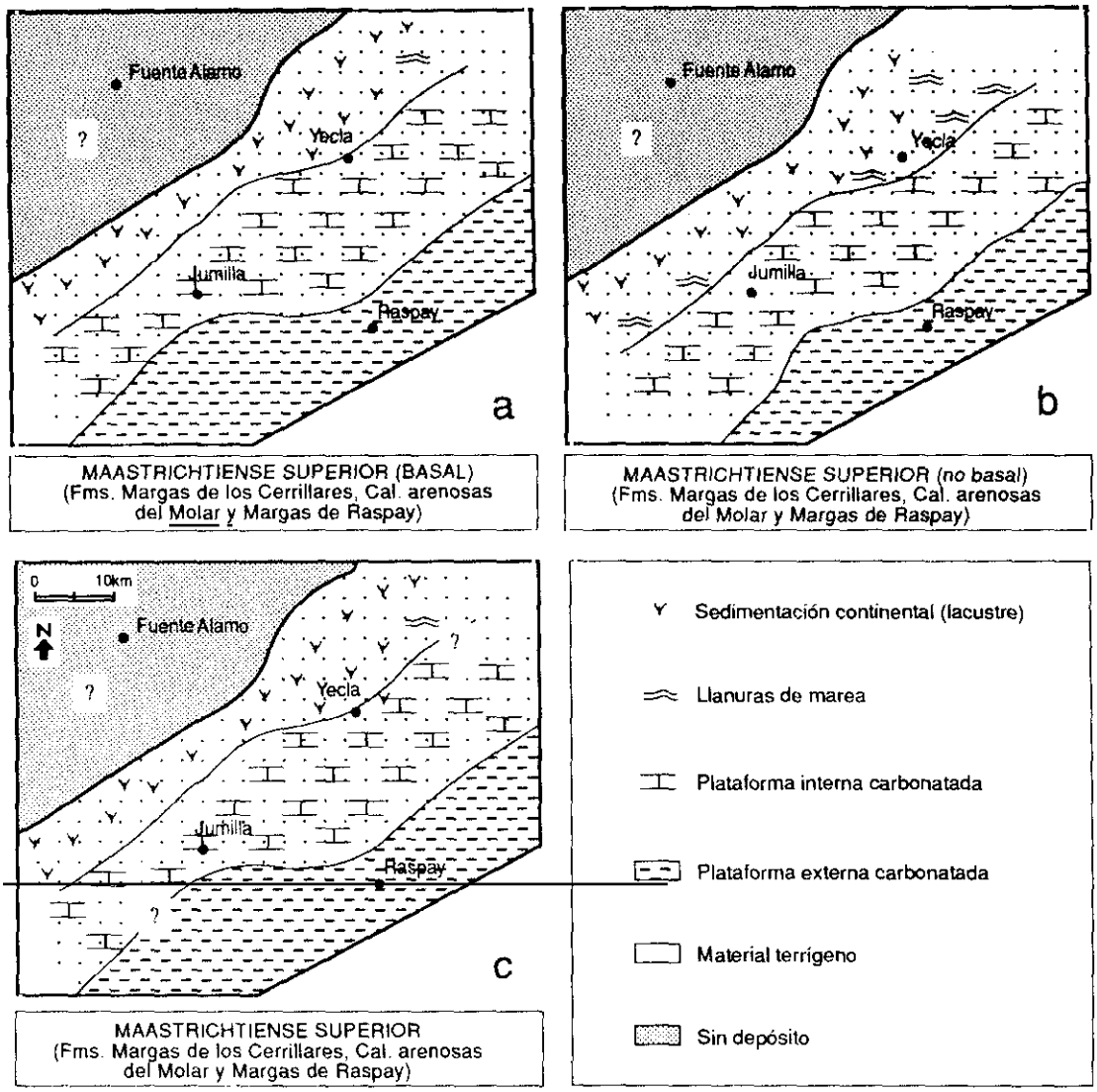


Fig. 102 : Mapas paleogeográficos para la región del Altiplano durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional VI. El mapa "a" corresponde al inicio de la Mesosecuencia VI.1, el "b" al final de la misma y el "c" al inicio de la Mesosecuencia VI.2. Los escasos datos disponibles del final de esta segunda mesosecuencia impiden elaborar un mapa paleogeográfico.

desarrollo de condiciones marinas abiertas (plataforma externa mixta).

La configuración paleogeográfica que hemos descrito está referida al inicio de la etapa, durante el cual los aportes de terrígenos son muy importantes. A partir de ese momento y hasta el final de la misma, se producen los siguientes hechos:

.La configuración geométrica se mantiene globalmente a lo largo de la etapa.

.En todos los puntos queda reflejada una tendencia de progresiva pero bastante pausada colmatación. Paralelamente a la misma se produce la progradación de los medios más próximos al continente sobre los más alejados, de tal forma que, en conjunto, los cinturones de facies se desplazan hacia el sureste (Fig. 102b). Este hecho es especialmente evidente en:

.el Sector Meridional: durante el inicio de la secuencia pertenece casi en su totalidad al cinturón de la plataforma externa, mientras que en episodios más avanzados llega a estar ocupado totalmente por la plataforma interna.

.algunos puntos del Sector Central anexos al Sector Noroccidental (Peñón Grande): sobre los cuerpos arrecifales desarrollados en el inicio de la etapa se instalan condiciones mareales.

.En todos queda también plasmada una disminución progresiva en la proporción terrígenos/carbonatos en los sedimentos.

El final de la etapa representa una ruptura brusca en esas tendencias evolutivas. El inicio de la etapa siguiente viene definido por una nueva entrada importante de terrígenos y una variación batimétrica regional (profundización).

5.7.5.2. Segunda etapa (Maastrichtiense superior "medio-alto")

La segunda etapa tiene su reflejo en la parte superior de las series estratigráficas de esta secuencia deposicional. Por constituir esos tramos el techo de la sedimentación cretácica, han sido en muchos puntos total o parcialmente erosionados. Esto supone que el volumen de información disponible sobre ellos sea pequeño, lo que va a dificultar notablemente las reconstrucciones paleogeográficas.

Durante esta etapa la sedimentación ocupa un área muy similar a la de la etapa anterior. Las excepciones siguen encontrándose en el sector que constituye el Dominio de Albacete y en la parte suroccidental del Sector Noroccidental, que debieron, al igual que en la etapa anterior, permanecer emergidas.

La etapa se inicia con un episodio de ligera profundización, que está acompañado de la entrada brusca y masiva de material terrígeno. La coexistencia de estos dos fenómenos (profundización y reactivación del flujo terrígeno) señala la existencia probable de un evento tectónico de menor importancia que el que marcaba el inicio de la secuencia.

En la nueva configuración paleogeográfica volvemos a encontrar tres grandes cinturones alargados según la misma directriz que en el episodio anterior (Fig. 102c). El primero de ellos, sobre el que se desarrollan sistemas lacustres costeros, sigue coincidiendo con la mitad nororiental del Sector Noroccidental del Altiplano. El segundo cinturón, caracterizado por la génesis de las áreas someras de una plataforma mixta, ocupa todo el Sector Central y posiblemente una porción del Sector Meridional. Por último, el tercer cinturón, donde se encuentran las condiciones marinas abiertas -típicas de una plataforma externa con sedimentación margosa- se desarrolla sobre el Sector Suroriental y, probablemente, sobre parte del Sector Meridional.

La configuración paleogeográfica descrita corresponde a la existente en el inicio de la segunda etapa. Posteriormente, a lo largo de la misma, esa configuración se va modificando siguiendo dos pautas fundamentales:

-La progradación de la plataforma: induce una tendencia de progresiva colmatación en todos los sectores. En conjunto, los cinturones de facies se desplazan hacia el sur, tal y como ocurría en la etapa precedente.

-La disminución del flujo terrígeno provoca el desarrollo de sistemas esencial o totalmente carbonáticos tanto en las áreas continentales lacustres como en la plataforma.

El hecho de que el techo de la secuencia deposicional se observe sólo en dos puntos en toda la región del Altiplano -uno correspondiente con áreas de sedimentación continental y otro con zonas marinas abiertas-, impide reconstruir con un mínimo de detalle la paleogeografía final de la secuencia.

5.7.5.3. Conclusiones a la Paleogeografía y Evolución de los sistemas de depósito

La paleogeografía inicial y su evolución a lo largo de la sexta secuencia deposicional está esencialmente condicionada por tres hechos:

.La configuración topográfica inicial, respuesta al episodio tectónico previo al inicio de la secuencia.

.El evento tectónico menor que tiene lugar dentro de la secuencia deposicional y separa las dos etapas mayores de su evolución. Provoca una leve reestructuración tectónica de los bloques, que induce un episodio de profundización regional y una reactivación de los aportes terrígenos.

.Las variaciones en el nivel relativo del mar, que inducen cambios más pausados en la evolución de la secuencia y controlan el tipo de sedimentación en cada punto.

La importancia relativa de los diferentes factores que controlan la evolución y la paleogeografía (tectónica, subsidencia, eustatismo, etc.) se discute en los siguientes apartados.

5.7.6. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA

La relación entre la paleogeografía (que lleva implícitas las variaciones batimétricas) de cada episodio evolutivo y los espesores alcanzados permite comparar la subsidencia que se produjo durante el desarrollo de la secuencia en los distintos sectores del Altiplano. La principal limitación en este estudio se encuentra en los escasos datos de espesores que se han podido obtener de la secuencia en esta región, debido a que los tramos superiores aparecen casi siempre erosionados. Los valores de potencias de que se dispone no permiten elaborar mapas de isópacas mínimamente fiables para el conjunto de la secuencia.

El suceso tectónico previo al inicio de la Secuencia Deposicional provoca una estructuración de la geometría de la cuenca, que adquiere una configuración de áreas elevadas y deprimidas diferente de la que existía previamente.

El sector correspondiente al Dominio de Albacete y la mitad suroccidental del Sector Noroccidental constituyen globalmente un bloque elevado y emergido.

Inmediatamente al suroeste de ese bloque se sitúa una franja deprimida que corresponde a la mitad nororiental del Sector Noroccidental, en la cual se instalan sistemas lacustres costeros (Fm. Margas de los Cerrillares). En esta franja la subsidencia es elevada, alcanzándose potencias (sin descompactar) de hasta 70m. La sedimentación, bastante homogénea en el tiempo, refleja el equilibrio que mantiene con la tasa de creación de espacio disponible.

Inmediatamente al sur de esa franja se encuentra el Sector Central. Durante toda la secuencia se generan en él ambientes de plataforma interna. Dentro de este sector se dispone de escasos valores de potencias para la secuencia. Se toma como dato representativo el valor de 50m medido en la Sierra del Molar (que es una potencia mínima, ya que en ningún punto se aprecia el techo de la secuencia).

En el Sector Meridional nos encontramos de nuevo con el problema de que la unidad no aflora completa en ningún punto, faltando siempre sus tramos superiores, que han desaparecido por erosión. Sin embargo, las potencias obtenidas para los tramos generados durante la primera etapa evolutiva (que constituyen la Mesosecuencia VI.1 del aptdo. 5.7.7.1) permiten asegurar que, al menos durante esa etapa, la subsidencia de este sector fue algo más importante que la de las áreas colindantes del Sector Central (ver fig. 101b). Esas potencias se sitúan en torno a los 40m y superan a las medidas en los mismos tramos en el mencionado sector (30m en la Sierra del Molar).

Por último, el Sector Suroriental aparece como un bloque hundido, cubierto por las aguas marinas y con batimetrías que se sitúan posiblemente por debajo de los treinta metros (plataforma externa). Las tasas de sedimentación son las más reducidas y homogéneas del Altiplano. Las potencias obtenidas para el conjunto de la secuencia se sitúan en torno a la decena de metros.

La reconstrucción geométrica deducida para la sexta secuencia deposicional pone de manifiesto la actividad de grandes fracturas que atravesaban el Altiplano con una directriz WSW-ENE. Estas fracturas desempeñan un doble papel: por un lado, la reactivación tectónica previa al inicio de la secuencia se produce a favor de ellas y, por otro, controlan la lenta subsidencia de cada bloque.

5.7.7. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

El desarrollo de la secuencia viene controlado por una serie de factores tectónicos y climáticos, deducidos a partir de la integración de todos los datos expuestos hasta ahora. La interacción entre esos factores determina la existencia de dos secuencias de menor orden.

5.6.7.1. Mesosecuencias

La Secuencia Deposicional VI se divide internamente en dos mesosecuencias, que constituyen la respuesta sedimentaria a las dos etapas evolutivas descritas en el apartado 5.7.5. A continuación se describen sus características principales, sus tendencias evolutivas y los cortejos sedimentarios que las constituyen (Fig. 103).

a. Mesosecuencia VI.1.

Tiene una edad Maastrichtiense superior "bajo" y está representada aproximadamente en la mitad inferior de las tres formaciones descritas para esta secuencia (Fms. Margas de los Cerrillares, Calizas arenosas del Molar y Margas del Carche).

Esta mesosecuencia se desarrolla durante la *primera etapa* de sedimentación descrita en el apartado 5.7.5, caracterizada por un evento transgresivo inicial acompañado de la llegada brusca de material terrígeno y por una posterior y más pausada tendencia de colmatación, que se prolonga durante el resto de la etapa.

La mesosecuencia tiene una respuesta diferente en función del ámbito paleogeográfico en que nos encontremos:

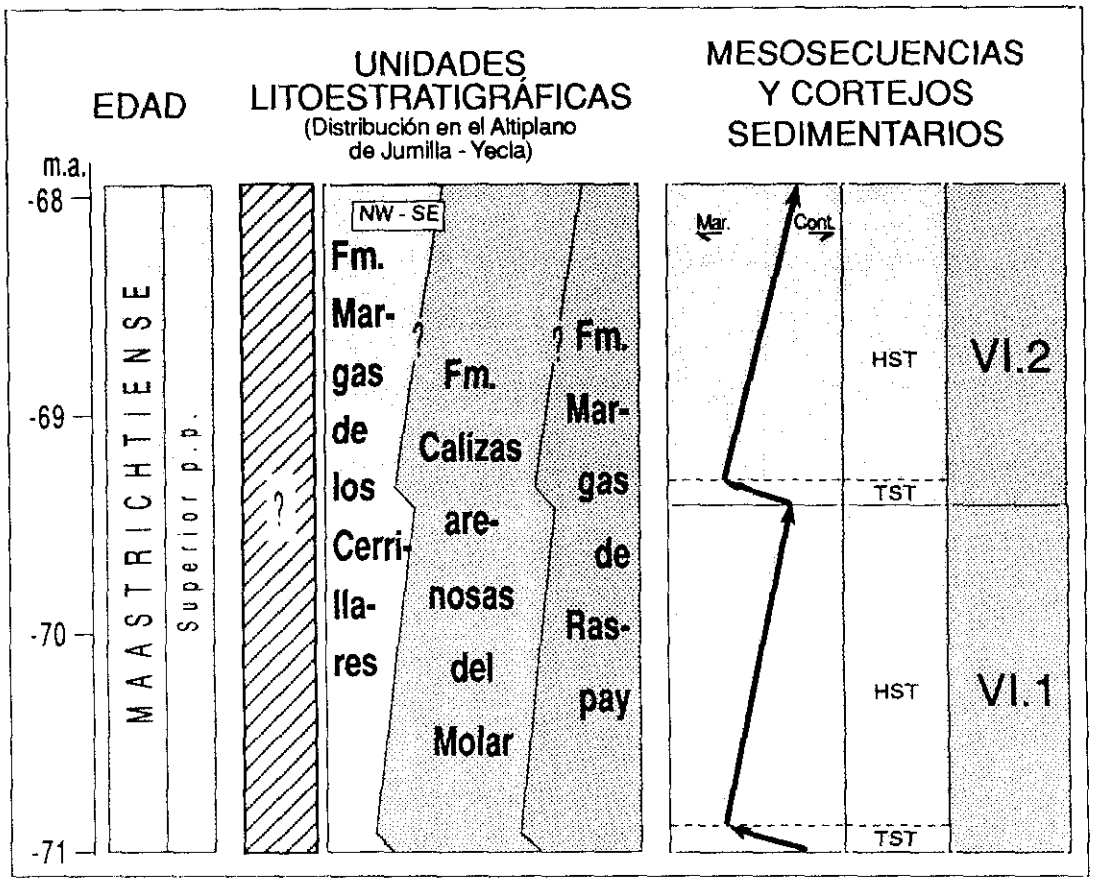


Fig. 103 : Mesosecuencias de la S. D. VI y sus cortejos sedimentarios.

.En las zonas lacustres costeras se desarrollan series mucho más monótonas, en las que se puede diferenciar (Fig. 104):

.Un episodio inicial caracterizado por el predominio de la sedimentación siliciclástica sobre la carbonática. Las condiciones palustres son importantes en la base, produciéndose una progresiva profundización.

.Un segundo episodio que constituye la respuesta a una somerización del lago, que lleva asociada una paulatina disminución de los aportes terrígenos y la consiguiente carbonatación. Durante los estadios finales de la mesosecuencia el lago se colmata y se desarrollan medios palustres.

.Dentro de las áreas de plataforma interna quedan registradas las máximas variaciones litológicas y de las facies en la vertical que nos permiten diferenciar (Fig. 105):

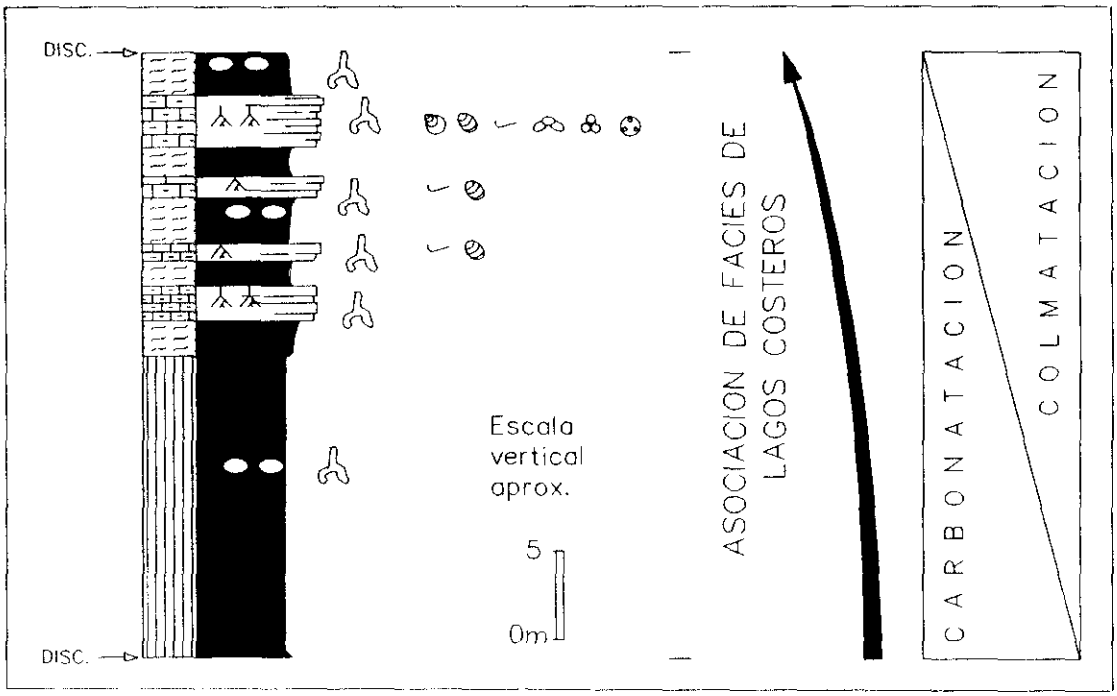


Fig. 104 : Evolución y cortejos sedimentarios de la Mesosecuencia VI.1 en series lacustres - costeras. La columna es sintética y está basada en la levantada en la Sierra de los Gavilanes.

.un cortejo transgresivo (*transgressive systems tract*, TST) muy poco desarrollado. Presenta una tendencia global de apertura que se produce en varios episodios menores (de transgresión rápida - colmatación), cada uno de ellos con facies más abiertas que el anterior

.un cortejo de alto nivel marino (*highstand systems tract*, HST) más desarrollado que el TST. Presenta una tendencia de cierre que refleja la progradación de las áreas más internas de la plataforma sobre las más externas, la paulatina pérdida de energía del medio y la disminución en el porcentaje de terrígenos.

.En las zonas de tránsito plataforma interna - plataforma externa la mesosecuencia tiene una respuesta ligeramente diferente (Fig. 106):

.el cortejo transgresivo (TST) tiene también poco desarrollo, pero esta representado por facies de plataforma externa y naturaleza calcilutítica o margosa.

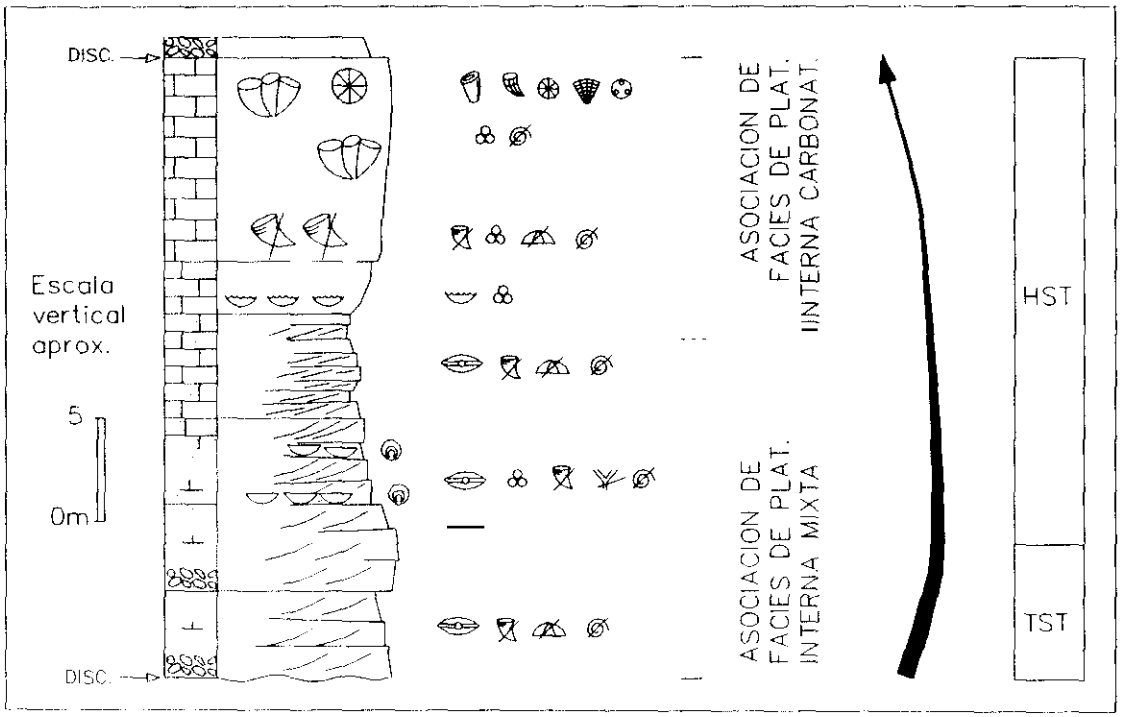


Fig. 105 : Evolución y cortejos sedimentarios de la Mesosecuencia VI.1 en series de plataforma interna. La columna es sintética y está basada en la levantada en la Sierra del Molar Sur.

.el cortejo de alto nivel marino (HST) constituye el grueso de la secuencia. En él queda reflejada la progradación de la plataforma interna sobre la plataforma externa. Esta progradación viene acompañada de una progresiva carbonatación.

.Por último, en las áreas de la plataforma externa, los cambios evolutivos descritos no tienen una repuesta nítida en la sedimentación, debido a que las pequeñas variaciones batimétricas no tienen un reflejo claro a profundidades netamente superiores a la del nivel de base del oleaje. Únicamente se aprecia, desde la base y hacia el techo, un incremento en la proporción de carbonato de las margas. Esta tendencia puede incluso llegar a generar, a techo de la mesosecuencia, una intercalación carbonática (Fig. 107).

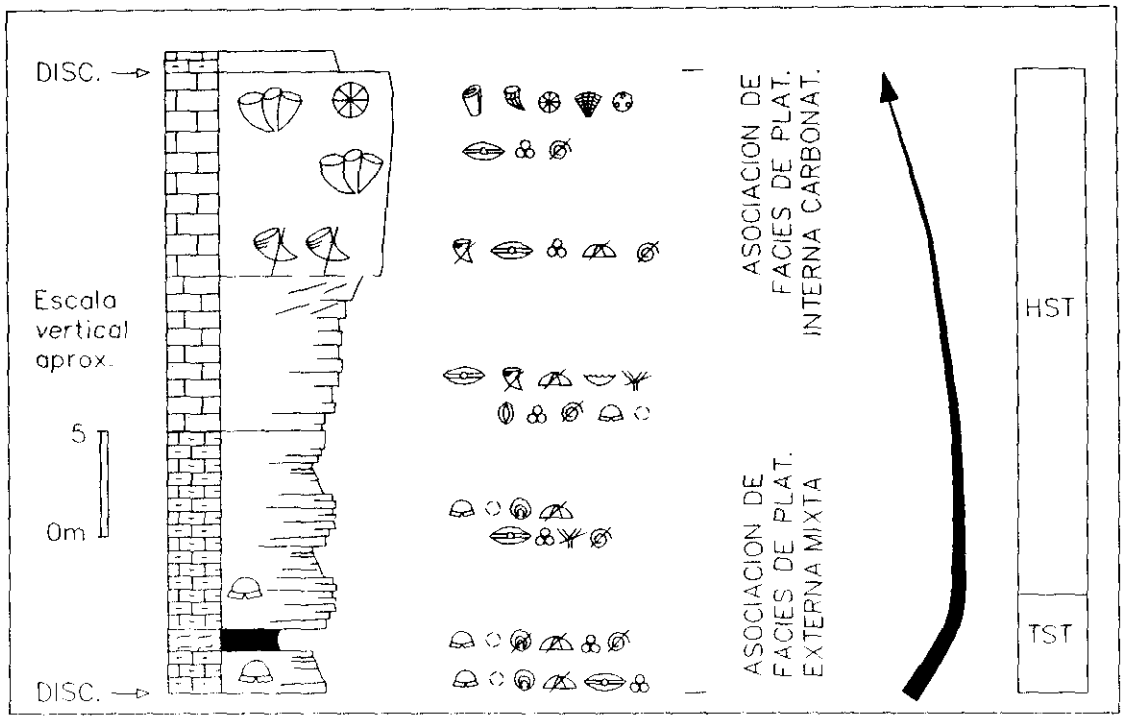


Fig. 106 : Evolución y cortejos sedimentarios de la Mesosecuencia VI.1 en series de tránsito plataforma interna - externa. La columna es sintética y está basada en la levantada en Sierra Larga.

b. Mesosecuencia VI.2

Tiene una edad Maastrichtiense superior "medio - alto" y ocupa un área similar a la que ocupaba la precedente. Está representada en los tramos superiores de Secuencia Deposicional y de las formaciones que la constituyen (Fms. Margas de los Cerrillares, Calizas arenosas del Molar y Margas de Raspay).

Esta mesosecuencia es el reflejo sedimentario de la *segunda etapa* evolutiva descrita en el apartado 5.7.5.

Se inicia con un evento tectosedimentario rápido que provoca:

.Un episodio transgresivo en la plataforma carbonatada, con desarrollo de ambientes deposicionales más abiertos que los que existían previamente. Este induce a que áreas que permanecieron emergidas durante la mesosecuencia VI.1. aparezcan ahora bajo las aguas marinas someras.

.Una profundización leve de carácter regional.

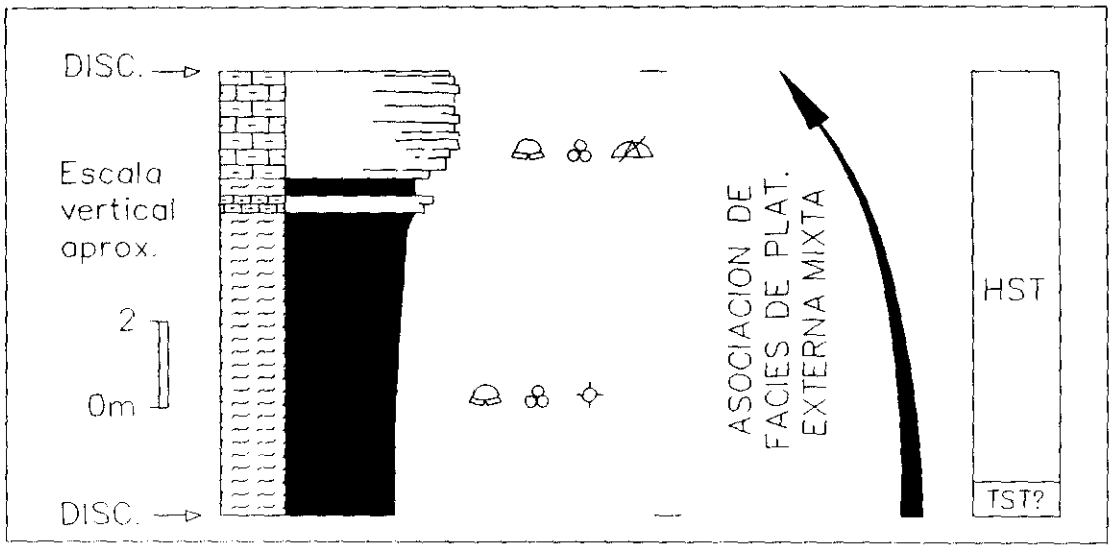


Fig. 107 : Evolución y cortejos sedimentarios de la Mesosecuencia VI.1 en series de plataforma externa. La columna es sintética y está basada en las levantadas en la Sierra del Carche y Raspay.

.Una entrada brusca de material terrígeno que fulmina el desarrollo arrecifal que caracterizaba muchos puntos en los últimos episodios de la mesosecuencia anterior.

Estos sucesos dan lugar a un cortejo transgresivo (TST) muy poco desarrollado, plenamente comparable al de la mesosecuencia anterior.

Tras ese episodio inicial, se produce un intervalo de mayor estabilidad, patente en un cortejo sedimentario de alto nivel marino (HST), bien desarrollado y caracterizado por:

.Tendencia de progresiva carbonatación presente en las series tanto lacustres como marinas. Viene controlada por la disminución paulatina en los aportes terrígenos.

.Tendencia globalmente granodecreciente en las series de plataforma. Refleja una disminución progresiva de la energía del medio.

.Tendencia de colmatación, provocada por la progradación - agradación de la plataforma.

En definitiva, la Mesosecuencia VI.1 refleja patrones evolutivos muy semejantes a los de la Mesosecuencia VI.2, representados en las Figs. 104, 105, 106 y 107.

Conviene por último señalar que el límite superior de la mesosecuencia (que también lo es de la Secuencia Deposicional) no se ha podido observar más que en series lacustres y de plataforma externa:

.En las primeras viene marcado por un episodio de sedimentación lacustre - palustre de naturaleza carbonática que se enmarca aún dentro del Maastrichtiense.

.En las series de plataforma externa también queda reflejada una leve carbonatación, previa al desarrollo de un *hard ground* sobre el que se encuentran ya sedimentos del Paleoceno no basal.

5.7.7.2. Controles tectónicos y eustáticos:

Entre los factores que controlan el desarrollo de la secuencia destaca el tectónico, que va a tener tres respuestas diferentes:

.La primera se encuentra en el evento tectónico previo a la sedimentación de la secuencia, que va a crear una nueva configuración de zonas con y sin sedimentación y dentro de éstas últimas, una nueva distribución de ambientes deposicionales, generalmente más abiertos que los que existían en la secuencia deposicional anterior. Por otro lado, va a provocar la llegada brusca de material terrígeno. Este evento se produce entre el Maastrichtiense inferior "alto" y el Maastrichtiense superior "bajo".

.La segunda se halla en el evento tectónico de menor envergadura que se produce dentro del Maastrichtiense superior. Provoca una profundización leve pero generalizada del sector y una nueva llegada de aportes terrígenos. Provoca la discontinuidad que limita las dos mesosecuencias.

.La tercera controla la subsidencia del conjunto del sector durante los períodos de relativa tranquilidad tectónica. Esta subsidencia es muy diferente según el bloque sobre el que nos encontremos.

Al factor tectónico preponderante se le superponen las variaciones eustáticas, cuyo reflejo podría únicamente encontrarse dentro de las mesosecuencias. En cada una de ellas queda reflejado un episodio rápido de apertura (controlado por la tectónica) y una pausada colmatación, que nos refleja la existencia de un nivel marino relativo bastante estable: este aspecto podría indicar que, suponiendo que la subsidencia en estos períodos de mayor estabilidad tectónica sea uniforme, el nivel eustático también debió serlo en gran medida.

En las curvas eustáticas globales de Haq *et al.* (1987), para el Maastrichtiense superior (no terminal) se postula la existencia de un solo ciclo de tercer orden, dentro del cual la subida del nivel marino es muy uniforme y bastante lenta, aspecto que apoya lo antes expuesto.

Por otro lado, el límite superior de la secuencia podría coincidir con la discontinuidad de primer orden postulada por estos autores (-68 m.a.). La caída eustática que refleja esta discontinuidad podría explicar el final de la secuencia por sí sola. Sin embargo, los datos de que disponemos, aunque escasos, hablan de una reestructuración radical en la cuenca, con una nueva configuración de los sistemas sedimentarios, que posiblemente pueda tener también una razón tectónica.

5.7.8. CONCLUSIONES A LA SECUENCIA DEPOSICIONAL VI

.La sexta y última secuencia deposicional constituye un complejo tectosedimentario limitado por dos discontinuidades estratigráficas y desarrollado dentro del Maastrichtiense superior. Está representada, dentro de la región del Altiplano, por las Formaciones Margas de los Cerrillares (sedimentación lacustre - costera), Calizas arenosas del Molar (sedimentación de plataforma interna) y Margas de Raspay (sedimentación de plataforma externa).

.La sedimentación está fuertemente controlada por dos episodios tectónicos fundamentales: el primero de ellos es previo a la sedimentación de la secuencia y va

a controlar la disposición geométrica de este sector de la cuenca. El segundo, de menor entidad, provoca una discontinuidad intrasecuencial, que refleja una profundización leve pero generalizada en el sector y una reactivación de las áreas fuente de los aportes terrígenos en el continente (fuera del Altiplano).

.La mencionada discontinuidad intrasecuencial limita dos mesosecuencias que presentan una configuración muy similar: un cortejo transgresivo muy poco desarrollado seguido de un cortejo de alto nivel marino de mayor espesor. En estas mesosecuencias queda plasmada una tendencia de progresiva carbonatación hacia techo.

.El papel preponderante de la tectónica, que también va a controlar la fuerte subsidencia diferencial que reflejan los bloques durante la sedimentación, enmascara las variaciones eustáticas, por otro lado muy débiles durante este intervalo (Haq *et al.*, 1987).

.Las condiciones climáticas son cálidas y globalmente húmedas.

.El fin de la secuencia coincide con la bajada eustática global (-68 m.a.) propuesta por Haq *et al.* (1987), a la que posiblemente se superpuso un evento tectónico de gran envergadura.

6. SÍNTESIS: EVOLUCIÓN DEL SECTOR DE LA CUENCA, FACTORES DE CONTROL, RELACIONES PALEOGEOGRÁFICAS CON LA CORDILLERA IBÉRICA

6. SÍNTESIS: EVOLUCIÓN DEL SECTOR DE LA CUENCA, FACTORES DE CONTROL, RELACIONES PALEOGEOGRÁFICAS CON LA CORDILLERA IBÉRICA

En este capítulo se reúne una serie de apartados cuyo objetivo es sintetizar, desde un punto de vista globalizador, el desarrollo de las plataformas del Cretácico superior en el sector prebético que hoy representa el Altiplano de Jumilla - Yecla. Se pone especial énfasis en: (1) el análisis de los factores (tectónica y eustatismo fundamentalmente) que controlaron las unidades genéticas de depósito (secuencias deposicionales, mesosecuencias, secuencias elementales); (2) las relaciones paleogeográficas existentes entre las plataformas prebéticas y las desarrolladas en la cuenca ibérica, con el fin de situar las primeras en el marco geodinámico de la Placa Ibérica; y (3) en el papel que éstas plataformas (y más concretamente los organismos que vivieron en ellas) tuvieron en el marco paleobiogeográfico del Tethys durante el Cretácico superior.

6.1. FACTORES DE CONTROL DE PLATAFORMAS PREBÉTICAS DURANTE EL CRETÁCICO SUPERIOR.

Los sedimentos generados durante el Cretácico superior en el sector prebético estudiado se organizan, como hemos visto en el capítulo anterior, en tres categorías fundamentales de unidades genéticas de depósito: secuencias deposicionales, mesosecuencias y secuencias elementales. Los factores que controlan el desarrollo de estas unidades (y que por tanto controlan el desarrollo de las plataformas) se discuten a continuación:

6.1.1. CONTROLES EN LOS LÍMITES DE LAS SECUENCIAS DEPOSICIONALES.

Para el conjunto del Cretácico superior del Altiplano hemos diferenciado seis secuencias de depósito limitadas por discontinuidades regionales de gran entidad. Cada una de esas secuencias está formada por un conjunto de estratos genéticamente relacionados y desarrollados en el intervalo de tiempo comprendido entre dos "eventos" o sucesos que modifican la geometría de la cuenca y las condiciones sedimentarias preexistentes. Esos eventos limitan en el tiempo el desarrollo de una secuencia deposicional: el primero configura la geometría de la cuenca bajo la que se va a generar la secuencia en cuestión, mientras que el segundo provoca la estructuración geométrica que estará presente en la secuencia inmediatamente posterior.

La duración de cada una de estas secuencias (tiempo entre los dos "eventos") es muy variable (oscila entre menos de un millón de años para la segunda secuencia y más de doce millones de años para la quinta) y la sucesión de los mismos no responde, al menos a la escala en que estamos trabajando (un total de treinta m.a. aprox.) a ningún tipo de ciclicidad. Por el contrario, dentro de cada secuencia se han descrito unidades genéticas de menor entidad (mesosecuencias y secuencias elementales) que constituyen sucesiones con un ordenamiento que sí se ajusta a un patrón cíclico, sobre el cual incidiremos en los siguientes apartados.

A continuación se describen los eventos fundamentales que determinaron el desarrollo de las discontinuidades que definen las secuencias deposicionales:

6.1.1.1. La discontinuidad intra-Albiense superior (-98m.a.).

La primera secuencia deposicional abarca desde el Albiense superior (no basal) hasta el Cenomaniense medio *p.p.*, es decir, se desarrolla en un período de tres millones y medio de años aproximadamente.

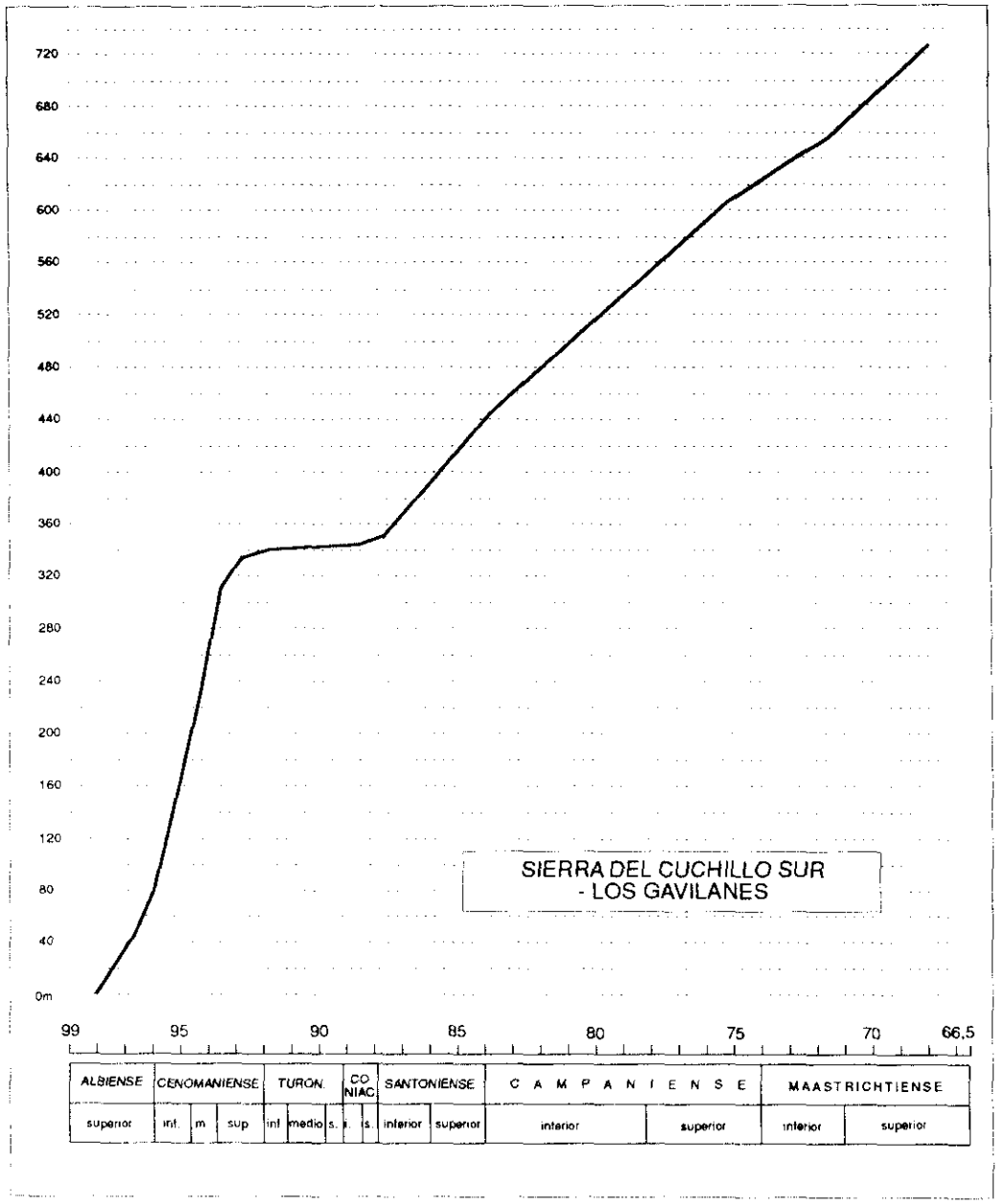


Fig. 108a : Curva de espesores acumulados (sin descompactar) para el área de Sierra del Cuchillo - Sierra de los Gavilanes (Sector Noroccidental).

El suceso que marca el inicio de la secuencia modificó notablemente la geometría del área de sedimentación previamente existente (Arias y Vilas, com. pers.).

El origen de ese suceso se encuentra en una superposición de cambios eustáticos y tectónicos: Por un lado aparece estrechamente ligado con una bajada eustática importante, correlacionable con la discontinuidad de "tipo 1" que Haq *et*

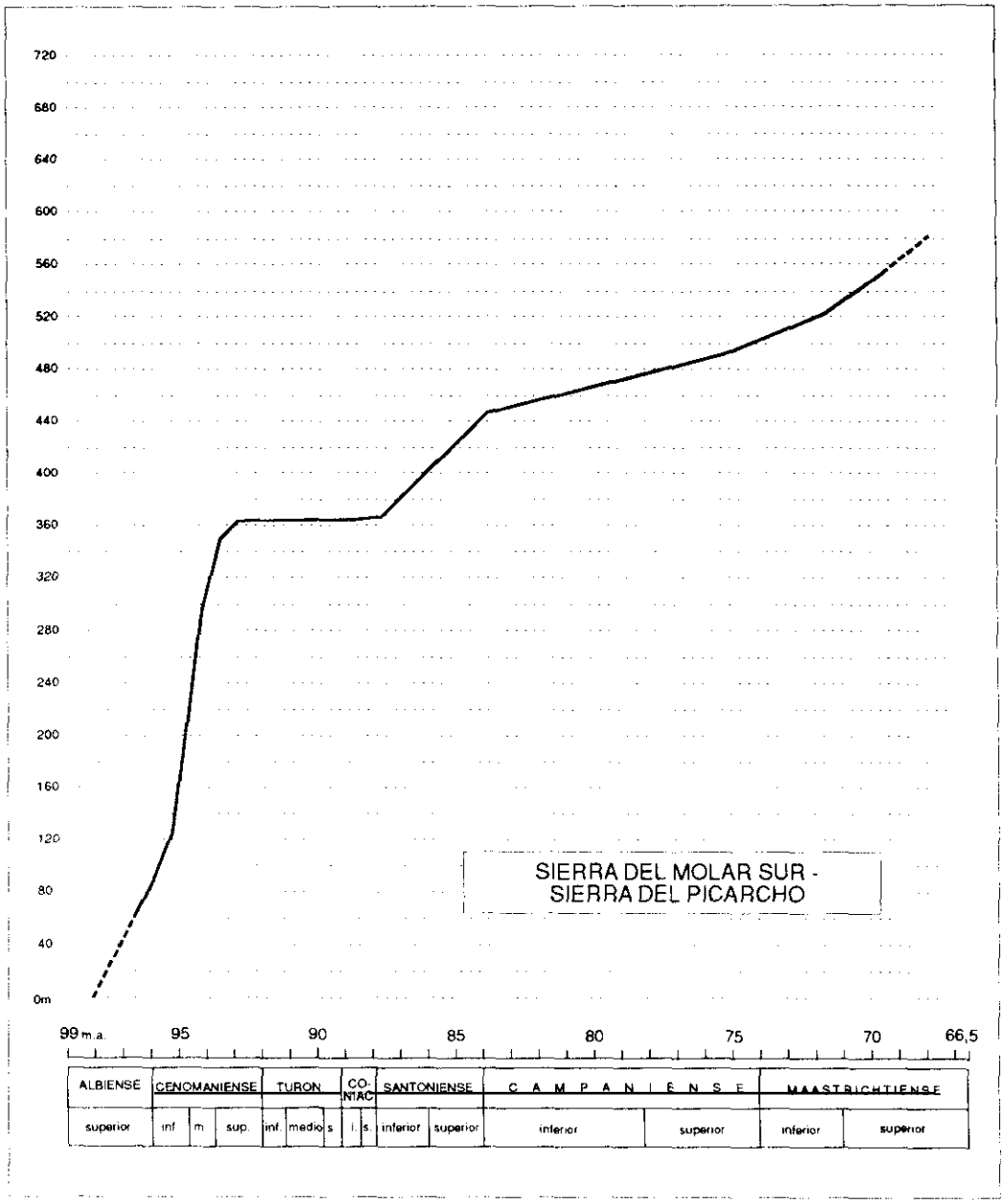


Fig. 108b : Curva de espesores acumulados (sin descompactar) para la alineación Sierra del Molar (sur) - Sierra del Picarcho (Sector Central).

al. (1987) proponen para -98m.a., pero, por otro, también aparece íntimamente relacionado con un episodio tectónico regional de gran relevancia. Este ha sido puesto de manifiesto por distintos autores en diferentes puntos geográficos: Para Hiscott *et al.* (1989) y Floquet (1991) ese episodio tendría su origen en relación con el desplazamiento transpresivo de la Placa Ibérica con respecto a Europa y provocaría el levantamiento global del Macizo Hercínico de la Meseta. Para De Jong (1990) marcaría el inicio de una fase compresiva (*continental thrusting*) en las

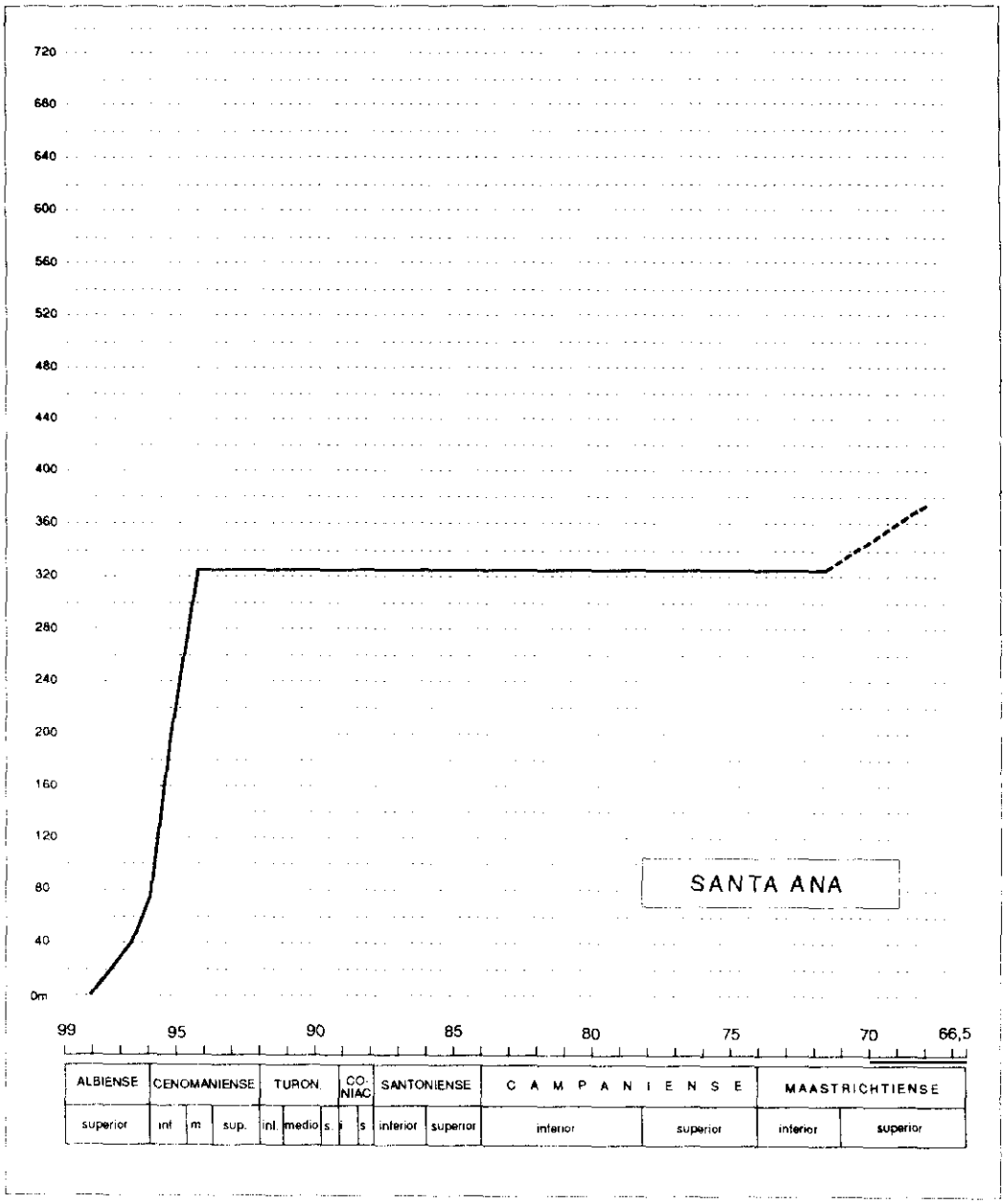


Fig. 108c : Curva de espesores acumulados (sin descompactar) para el Macizo de Santa Ana (Sector Central).

Béticas Internas, que estaría en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya y el movimiento de *strike-slip* entre Iberia (unida a Africa) y Eurasia. Esta fase, en opinión del mencionado autor, se produciría tras el final de una etapa de subducción entre Africa e Iberia que se inicia en el Aptiense (-116 m.a.).

Durante el desarrollo de la Secuencia Deposicional I se alcanzan las máximos valores de la subsidencia regional, tal y como puede observarse en las curvas de

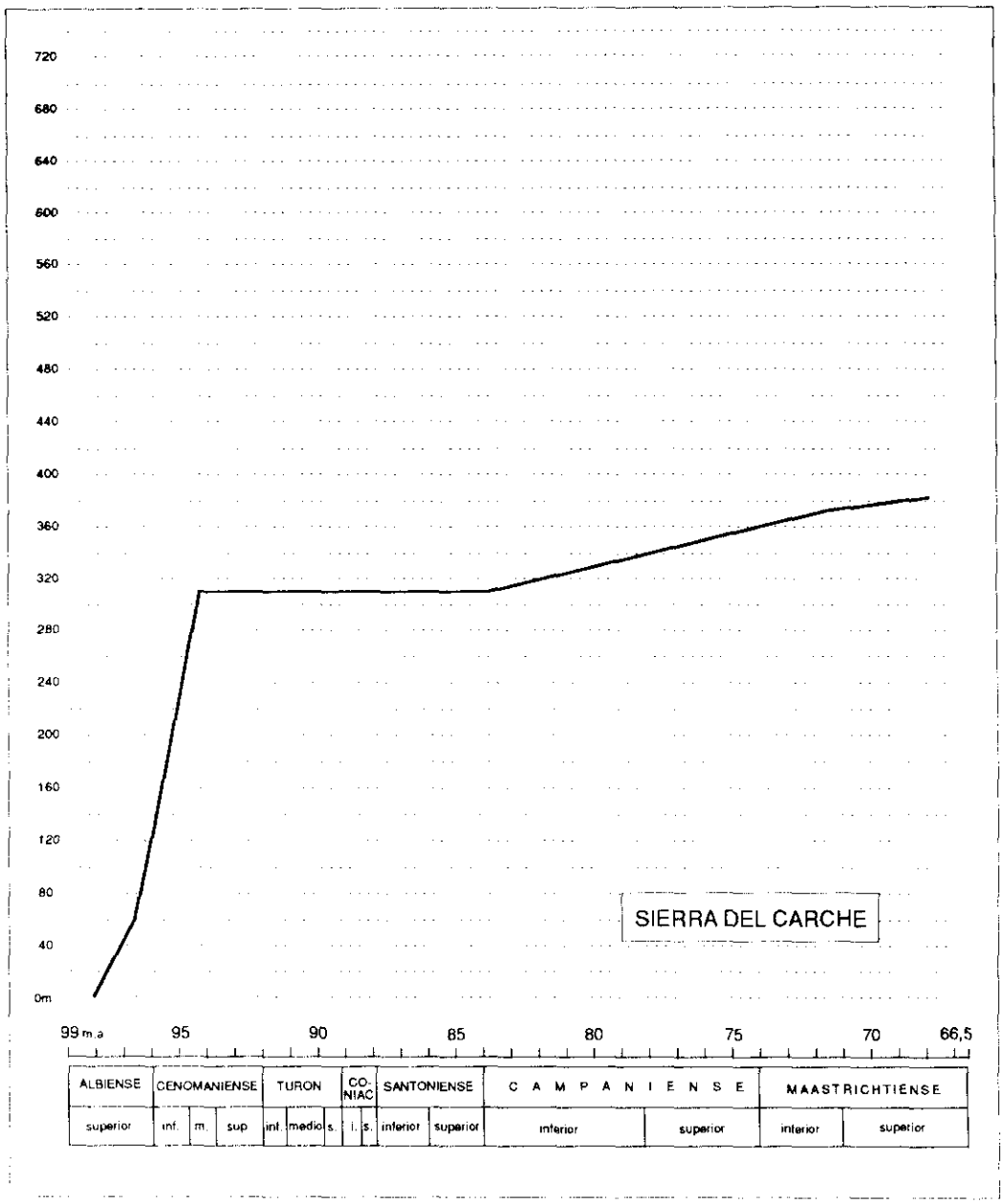


Fig. 108d : Curva de espesores acumulados (sin descompactar) para la Sierra del Carche (Sector Suroriental).

espesores acumulados (con todas las limitaciones que llevan implícitas dichas curvas) representadas en las Figs. 108a, 108b, 108c, 108d y 109.

La secuencia representa, en esta región, el desarrollo en cinco etapas (reflejadas en cinco mesosecuencias) de una gran plataforma carbonatada abierta hacia el sureste (Fig. 110), que evoluciona desde una arquitectura de tipo rampa a una de tipo *rimmed* a lo largo de su existencia (capítulo 5.2.5 y 5.2.8).

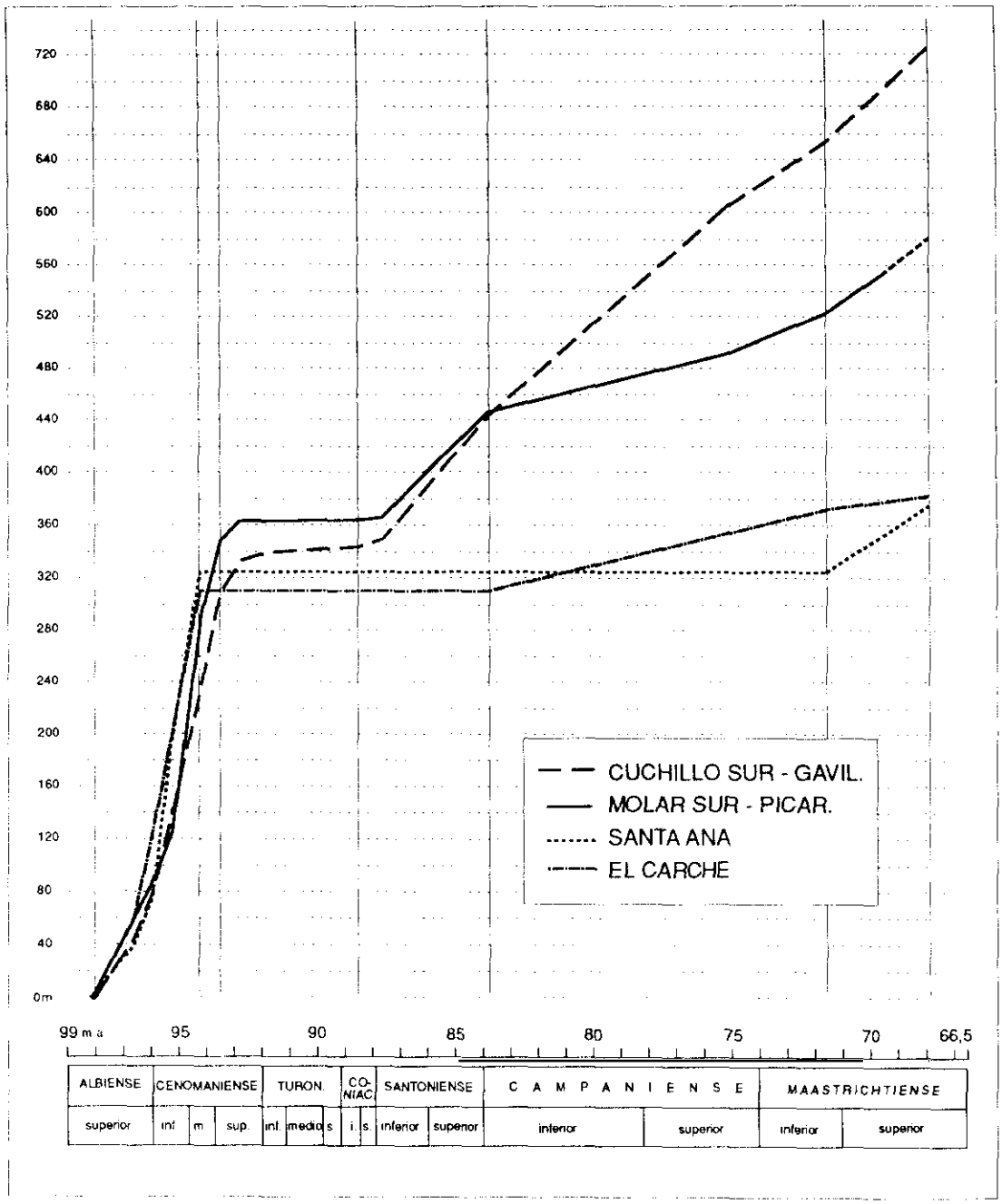


Fig. 109 : Comparación entre las curvas de espesores acumulados de la Fig. 108. Obsérvese las fuertes diferencias existentes entre los diferentes sectores del Altiplano. (Líneas verticales: límite de secuencias)

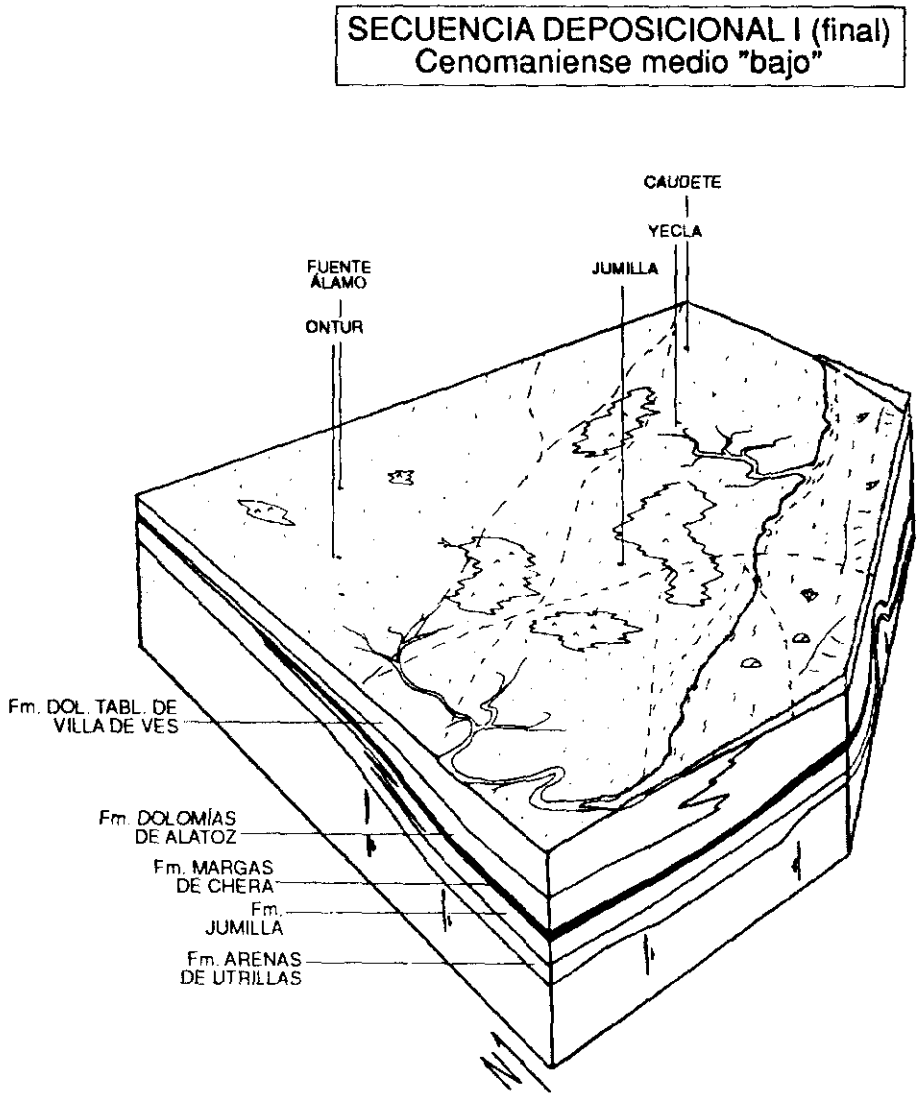


Fig. 110: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el Cenomaniense medio "bajo" (final de la S.D.I).

6.1.1.2. La discontinuidad intra - Cenomaniense medio (-94m.a.?).

La evolución de la plataforma a la que nos hemos referido está bruscamente interrumpida por un evento tectónico regional de edad intra-Cenomaniense medio, que provoca la reactivación de antiguas fracturas y el desarrollo de un "surco" al cual va a quedar restringida la sedimentación durante la segunda secuencia (Fig. 111).

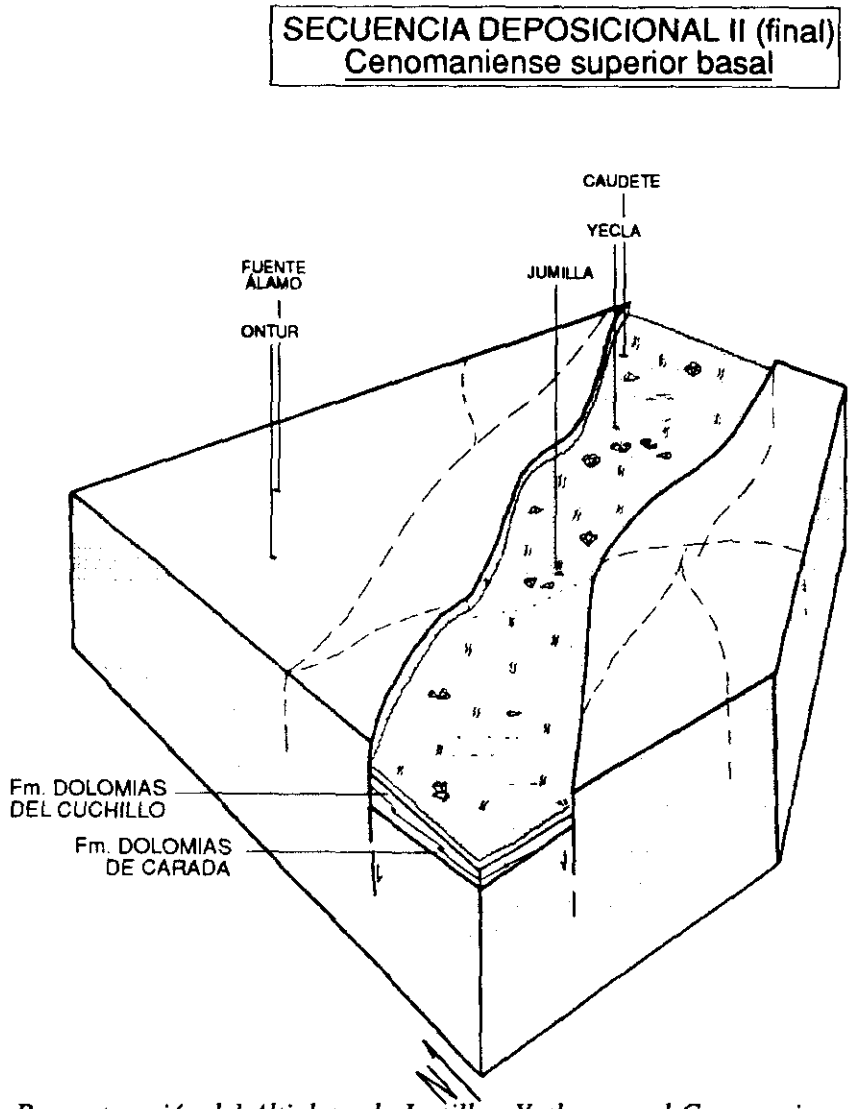


Fig. 111: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el Cenomaniense superior "basal" (final de la S.D.II).

Este suceso queda reflejado en las curvas de espesores acumulados (Figs. 108a, 108b, 108c, 108d y 109): durante la primera secuencia se producía una subsidencia muy importante y generalizada para la región (lo que permitía unas tasas de sedimentación muy altas) mientras que durante la segunda, la subsidencia no es generalizada y, aunque sigue siendo elevada en los sectores donde se genera el mencionado surco, es muy baja o negativa en el resto del sector estudiado.

En definitiva, la discontinuidad constituye el reflejo de un evento tectónico regional que modifica la geometría de la cuenca, su subsidencia, las condiciones de depósito...

Sin embargo, es posible que al mencionado evento se superpusiera un cambio eustático importante. Aspectos que podrían apoyar esta hipótesis son:

.El hecho de que el evento transgresivo que marca el inicio de la Mesosecuencia haya sido reconocido en distintos puntos de la Península Ibérica, aunque siempre se le haya dado una importancia secundaria: En la Cordillera Ibérica Meridional debe corresponder, por ejemplo, con el límite entre el segundo y el tercer ciclo de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves de Giménez (1987, 1988). También se ha reconocido en otros sectores más alejados de esa misma cuenca (Carenas, 1987; Floquet, 1991).

.La contemporaneidad de este evento tectónico con una bajada eustática (discontinuidad de tipo I) promulgada por Haq *et al.* (1987) para -94m.a.

6.1.1.3. La discontinuidad Cenomaniense superior basal (-93,5m.a.).

La segunda secuencia deposicional se desarrolla en el Cenomaniense medio "alto" aunque no se descarta que sus tramos más altos alcancen el Cenomaniense superior basal. Es decir, que tiene una duración que no llega al millón de años. Representa la génesis de una plataforma carbonatada sobre un surco estrecho de dirección ENE-WSW, limitado por grandes fracturas que perfilan zonas elevadas sin sedimentación.

La evolución de esta plataforma es de nuevo bruscamente abortada por un episodio tectónico que tiene una edad Cenomaniense superior basal y que marca el límite superior de la secuencia.

Este evento provoca el reajuste de bloques a favor de fallas lístricas y, con ello, una modificación muy importante en la geometría deposicional de la región estudiada, con la delimitación de un nuevo surco de dirección ENE-WSW (más amplio que el de la secuencia deposicional anterior pero, al igual que este, limitado por zonas elevadas sin sedimentación). Este surco va a controlar la sedimentación durante la tercera secuencia (Figs. 112 y 113).

Esta reactivación está relacionada con un episodio geodinámico que provoca el basculamiento de la Placa Ibérica en conjunto hacia el noroeste, tal y como

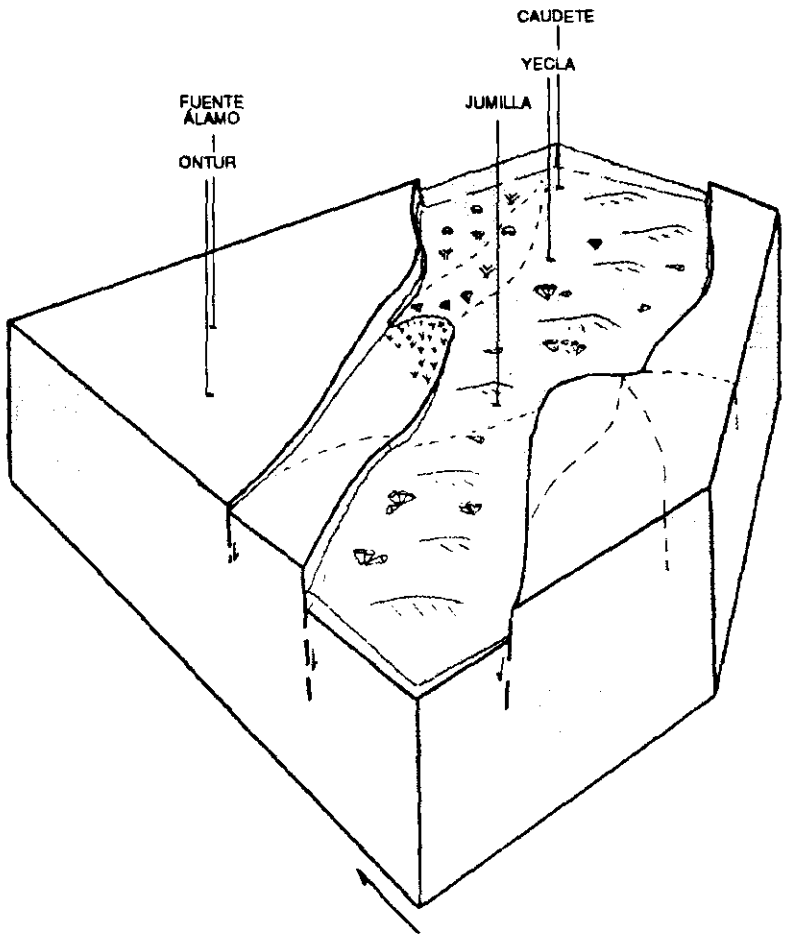


Fig. 112: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el Cenomaniense superior (inicio de la S.D.III).

describen García *et al.* (1985), Giménez, (1987, 1989), Alonso *et al.* (1987a, 1989) y Floquet (1991), y cuya respuesta en las Cordilleras Béticas se ha puesto de manifiesto recientemente (Martín Chivelet, 1991; Martín Chivelet y Giménez, 1991).

Este suceso tectónico no sólo configura la geometría de la cuenca para el inicio de la tercera secuencia, sino que va a controlar el desarrollo de la misma a lo largo de sus cinco millones de años de duración (desde el Cenomaniense superior no basal hasta el Coniaciense inferior no terminal).

Esto es debido fundamentalmente a que, tras la estructuración inicial que controla la geometría de las plataformas en el comienzo de la secuencia, se produce

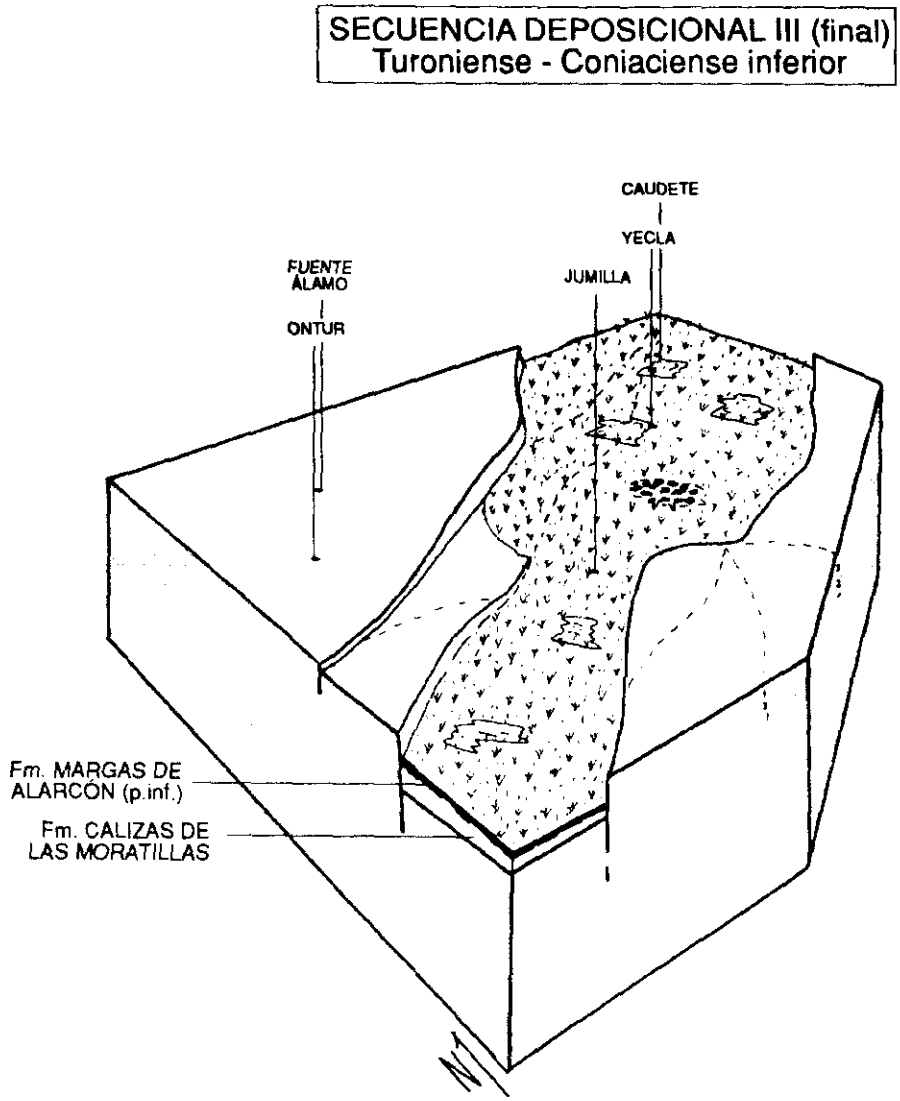


Fig. 113: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el período Turoniense - Coniaciense inferior (etapa de emersión dominante en la S.D.III).

un paulatino levantamiento de toda la región que conlleva la rápida emersión de las plataformas y el desarrollo de condiciones dominantemente continentales en toda la zona durante el Cenomaniense terminal, el Turoniense y Coniaciense basal.

Esta elevación tiene un reflejo espectacular en las curvas de espesores acumulados de los sectores Noroccidental y Central (Figs. 108 y 109), que presentan un segmento casi horizontal (tasa de sedimentación global próxima a cero) para el citado intervalo de tiempo.

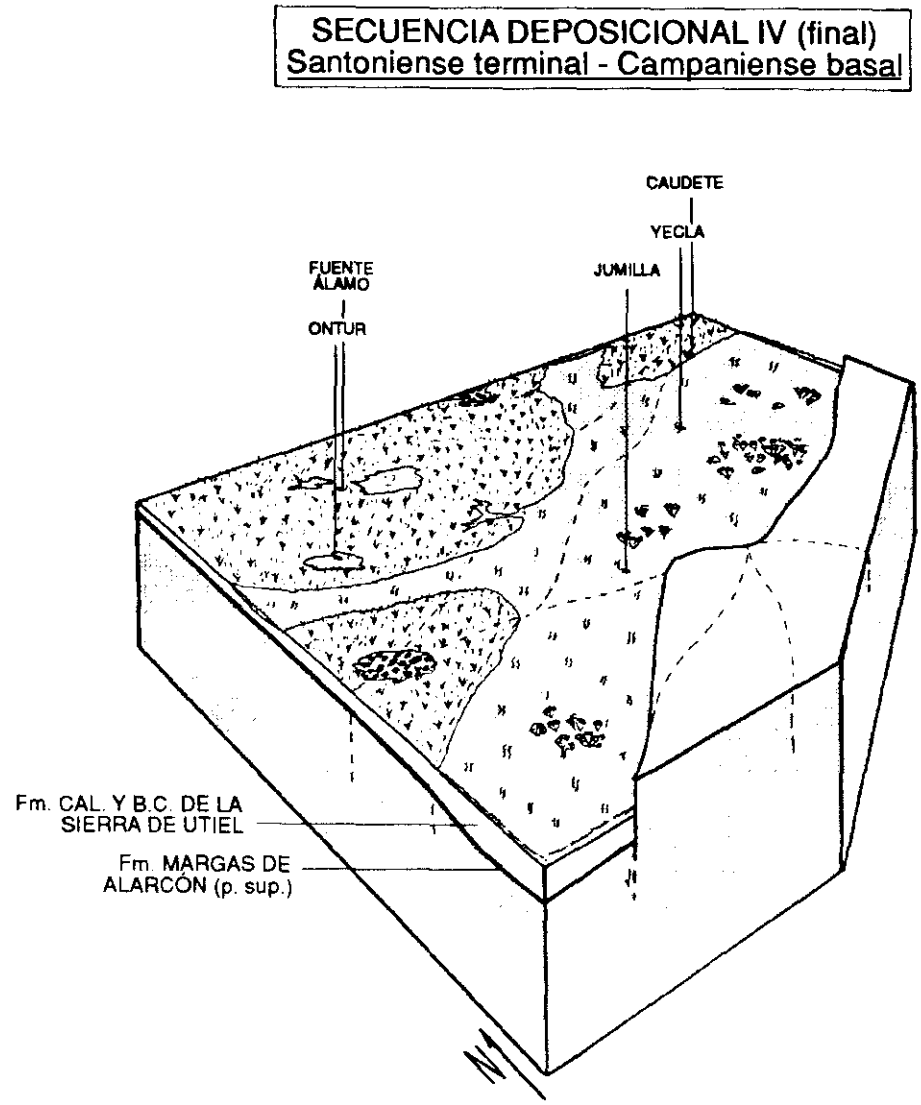


Fig. 114: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el Santoniense terminal - Campaniense basal (final de la S.D.IV).

6.1.1.4. La discontinuidad intra - Coniaciense (-88,5m.a.?).

Después de ese episodio de emersión dominante que caracteriza la mayor parte de la tercera secuencia deposicional, se produce de nuevo la sedimentación marina en la región, en lo que constituye el inicio de la cuarta secuencia deposicional. Ésta tiene una duración de cuatro millones y medio de años (desde el Coniaciense inferior *p.p.* hasta el Santoniense superior).

El fin de la tercera secuencia deposicional y el inicio de la cuarta viene propiciado por un evento tectónico de edad intra-Coniaciense. Éste tiene una doble

respuesta en la región estudiada (Fig. 114): por un lado se produce un leve reajuste de bloques que provoca una nueva transformación geométrica del sector (con un área levantada en sus sectores meridional y suroriental) y por otro, tiene lugar un cambio radical en la subsidencia que pasa de ser nula o negativa a claramente positiva para toda la región (a excepción de la mencionada franja elevada). Este segundo aspecto tiene su reflejo en las curvas de espesores acumulados de los sectores Noroccidental (S. del Cuchillo - Los Gavilanes, Fig. 108a) y Central (S. del Molar sur - Picarcho norte, Fig. 108b), únicos en los que esta secuencia tiene una respuesta sedimentaria.

Ese episodio queda reflejado, aunque con diferentes respuestas, en distintos puntos de la Península Ibérica: la Cordillera Ibérica Meridional (Vilas *et al.*, 1983), el Norte de Castilla (Floquet, 1987; 1991) y Pirineos (Floquet *et al.* 1988). Para Floquet (1991) este evento estaría relacionado con los movimientos transgresivos que resultarían de un nuevo desplazamiento relativo entre Iberia y Europa.

Durante la cuarta secuencia deposicional se desarrolla una plataforma somera que ocupa toda la región estudiada a excepción de los sectores meridional y suroccidental. Esa plataforma constituye en realidad una mínima parte de un vasto mar epeírico que se extiende no sólo por el Prebético sino también por toda la Cuenca Ibérica (Alonso *et al.*, 1987a y 1989; Floquet, 1987 y 1991, entre otros).

6.1.1.5. La discontinuidad Campaniense basal (-83m.a.).

Un nuevo episodio tectónico pone fin a la cuarta secuencia y marca el inicio de la quinta, que se desarrolla durante casi trece millones de años (comprende desde el Campaniense inferior hasta el Maastrichtiense inferior - "medio").

Este evento, que tiene lugar en el Campaniense "basal", provoca en la región del Altiplano un brusco reajuste de bloques a favor de fallas normales. La consecuencia es una modificación notable de su disposición geométrica: se individualizan tres áreas principales de sedimentación separadas por otras dominantemente emergidas y por ello con tasas de depósito bajas (Fig. 115). Cada una de esas áreas va a presentar diferente paleogeografía y subsidencia.

Conviene señalar que incluso en las zonas donde se produce la sedimentación más continua y la mayor acumulación de depósitos, las tasas de sedimentación son

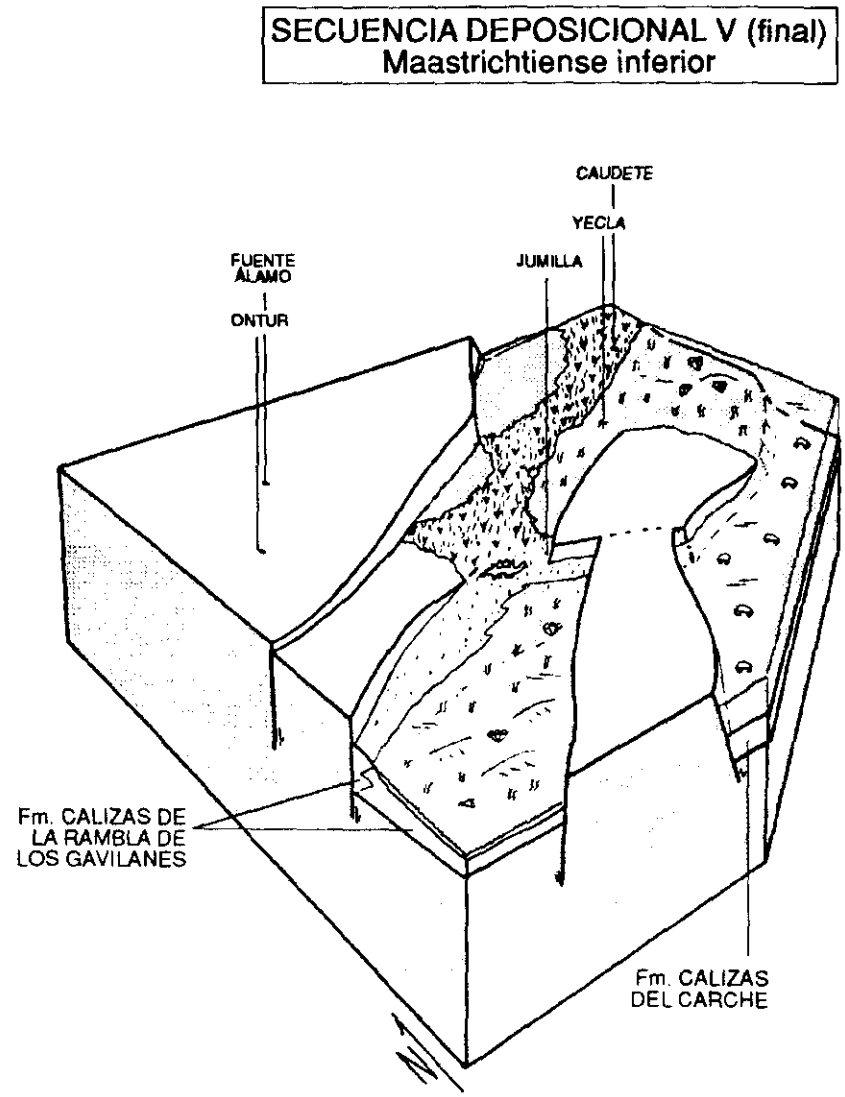


Fig. 115: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el Maastrichtiense inferior (episodios finales de la S.D. V).

muy inferiores a las que se han descrito en la secuencia precedente (ver Figs. 108 y 109).

Además, este reajuste tectónico afectó notablemente a las áreas de procedencia de los terrígenos que llegan a este sector de la cuenca de modo importante. Este es un hecho a destacar, ya que los aportes siliciclásticos relevantes no se habían vuelto a producir desde el Albiense superior.

Este mismo episodio tectónico se ha descrito en otros puntos de la Placa Ibérica: Floquet (1987) observa en el norte de Castilla "un reajuste de la subsidencia" al final del Santoniense, que el mismo autor correlaciona con el

"hundimiento" de la margen cantábrica propuesto por Mathey (1983) para este tiempo.

En nuestra opinión ese evento tiene una estrecha relación con un episodio geodinámico de gran magnitud: en torno al límite Santoniense - Campaniense cesa la apertura del Golfo de Vizcaya (Boillot y Malod, 1988; Malod, 1989) y se inicia la convergencia oblicua entre las placas ibérica y europea en la región de Pirineos (Puigdefábregas y Souquet, 1986). Para De Jong (1990) en torno a los -83m.a. se produce un cambio en la posición del polo de rotación de la placa ibero-africana, hecho que va a provocar un salto dramático en el régimen tectónico de los Pirineos y las Béticas.

6.1.1.6. La discontinuidad Maastrichtiense "medio" (-71 m.a.).

El fin de la cuarta secuencia deposicional viene inducido por un nuevo evento tectónico que provoca la interrupción de la sedimentación en los distintos ambientes de depósito. Existe una reactivación de fracturas y una nueva estructuración de zonas deprimidas y elevadas, que va a controlar la disposición de los sistemas sedimentarios de la sexta y última secuencia deposicional (Fig. 116). Este evento provoca simultáneamente la llegada brusca de terrígenos a los medios deposicionales y la profundización de las condiciones de sedimentación en muchos de ellos. En las curvas de espesores acumulados queda reflejado (con todas las limitaciones que presentan esas curvas) un incremento en las tasas globales de la subsidencia (Figs. 108 y 109).

En este mismo intervalo, en amplios sectores de la Cordillera Ibérica Meridional - Central se producen movimientos tectónicos que provocan su total continentalización, con desarrollo de pequeñas cubetas fluvio - lacustres (Vilas *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1987a y b; Floquet, 1991; entre otros).

Este episodio es, en nuestra opinión, comparable con el propuesto por Floquet (1991) para el Maastrichtiense inferior de las plataformas norcastellanas, el cual aparece asociado a flexiones del margen cantábrico. Sin embargo existe un desfase de casi dos millones de años en la datación del episodio (que podría no ser real sino venir provocado por imprecisiones en el valor cronoestratigráfico de los fósiles utilizados por ese autor, tal y como se discute en el apartado 6.2.3.6).

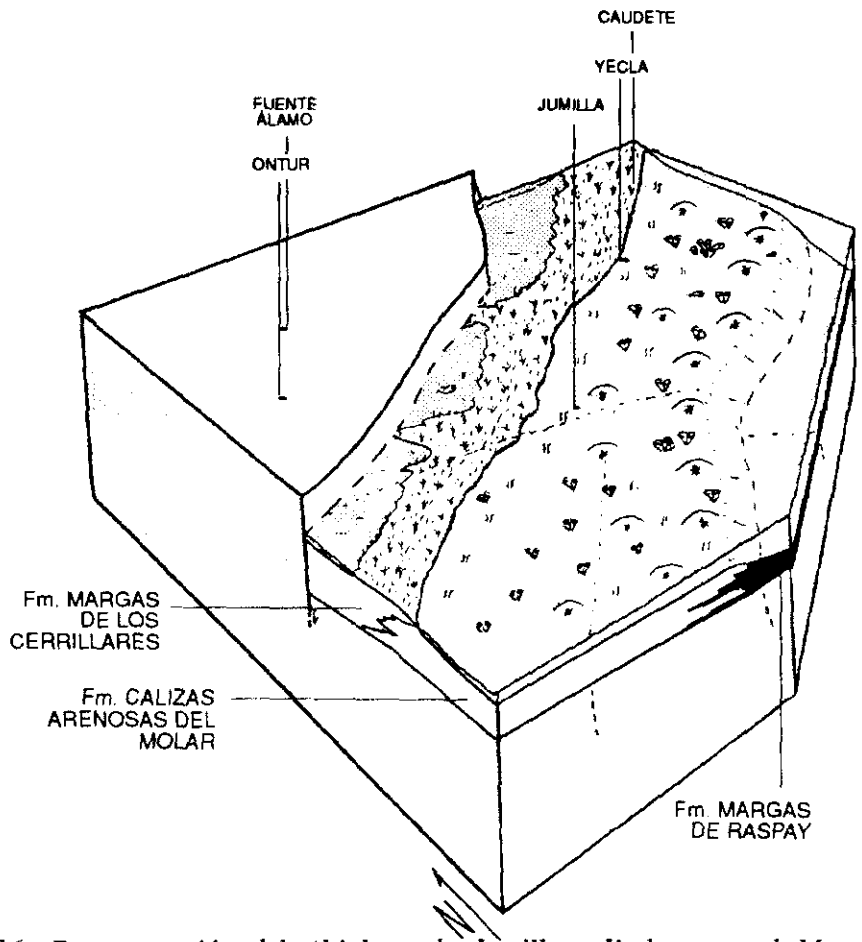


Fig. 116: Reconstrucción del Altiplano de Jumilla - Yecla para el Maastrichtiense superior (episodios finales de la S.D. VI).

Por otro lado, esta discontinuidad es coetánea con una caída eustática importante, que marcaría la discontinuidad de tipo I que Haq *et al.* (1987) encuentran para -71 m.a.

6.1.1.7. La discontinuidad Maastrichtiense terminal (-68m.a.).

El final de la sexta secuencia viene marcado por un evento rápido regresivo, cuyo origen podría encontrarse en un episodio tectónico de edad Maastrichtiense

terminal - Paleoceno inferior que, en cualquier caso, debido a los escasos afloramientos en los que se aprecia esta discontinuidad, no se ha podido estudiar con detalle.

Conviene señalar que el fin de la secuencia posiblemente coincide con la bajada eustática global que para -68 m.a. (discontinuidad mayor de tipo I) promulgan Haq *et al.* (1987). Este hecho se superpondría al hipotético episodio tectónico al que nos hemos referido.

6.1.1.8. Conclusión a los límites de las secuencias deposicionales.

Las discontinuidades descritas son el reflejo de cambios bruscos en la evolución de este sector de la cuenca que vienen propiciados fundamentalmente por sucesos tectónicos que, a la escala temporal a la que se está trabajando, no presentan una ritmicidad concreta.

Esos sucesos provocan la reestructuración de los bloques a favor de fallas, posiblemente de tipo lístrico. Los cambios paleogeográficos detectados a lo largo de la evolución del sector, nos permiten reconocer la existencia de una serie de fracturas principales que actuaron durante la sedimentación. Dichas fracturas se representan en la Fig. 117.

Los sucesos tectónicos tienen desiguales consecuencias y limitan etapas caracterizadas por una relativa estabilidad, durante las que se produce una subsidencia que, según el punto y la secuencia que consideramos, tiene valores muy diferentes (Figs. 108 y 109).

Coetáneamente a los movimientos tectónicos pueden producirse variaciones bruscas del nivel marino absoluto, como ocurre especialmente en los casos de las discontinuidades intra - Albiense superior, intra - Cenomaniense medio, Cenomaniense superior "basal", intra - Coniaciense, Maastrichtiense "medio" y Maastrichtiense terminal (Fig. 118). En estos casos el cambio eustático se superpone al tectónico, exagerando o amortiguando los cambios que se producen en la sedimentación. La coincidencia que existe entre los episodios tectónicos mayores (relacionados con la evolución de la placa y por ello con la apertura del Atlántico y del Golfo de Vizcaya) y algunos de los cambios eustáticos más importantes

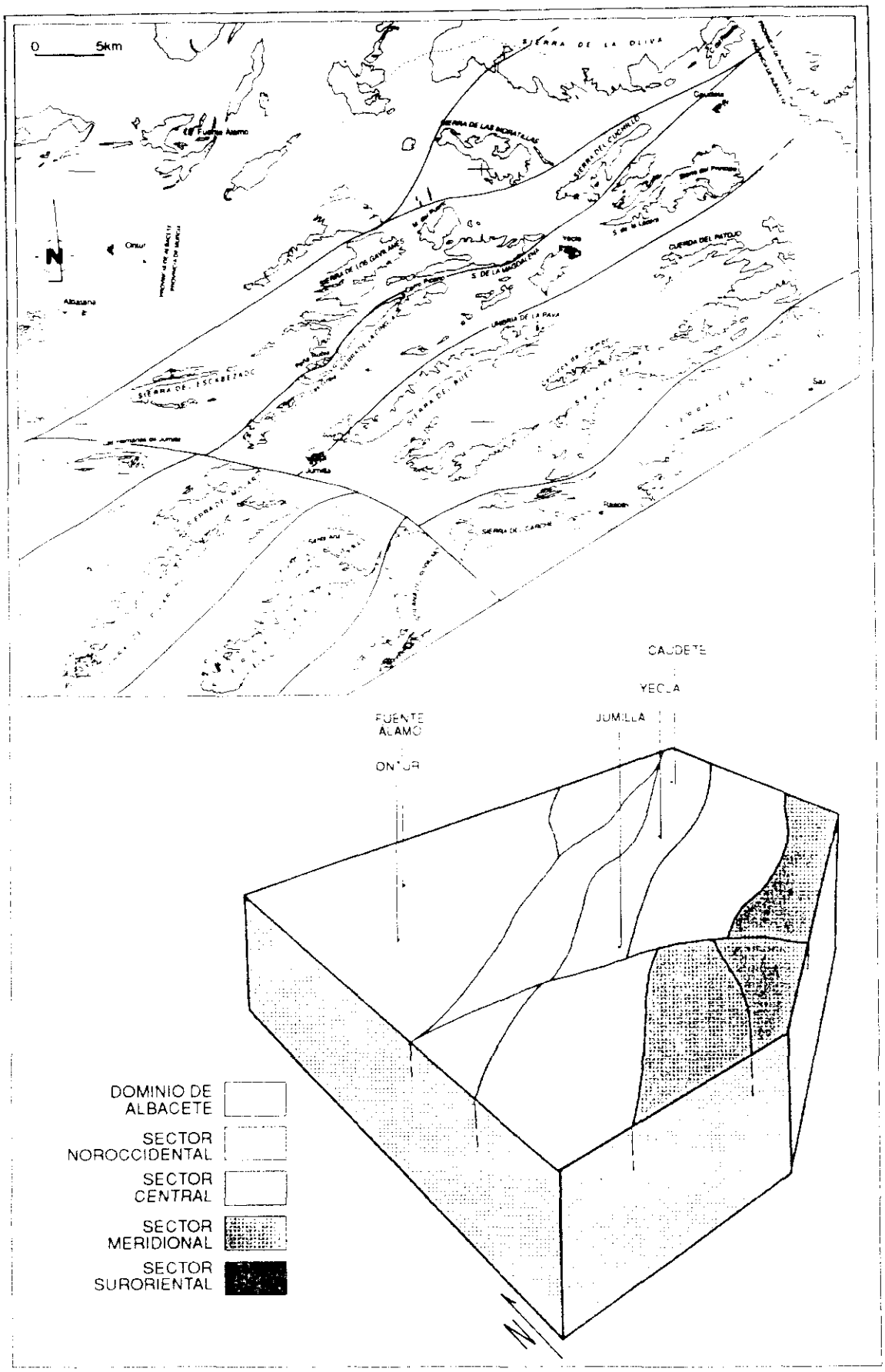


Fig. 107 : Bloque diagrama del Altiplano de Jumilla - Yecla, en el que se han representado las principales fracturas que controlaron la paleogeografía durante el Cretácico superior.

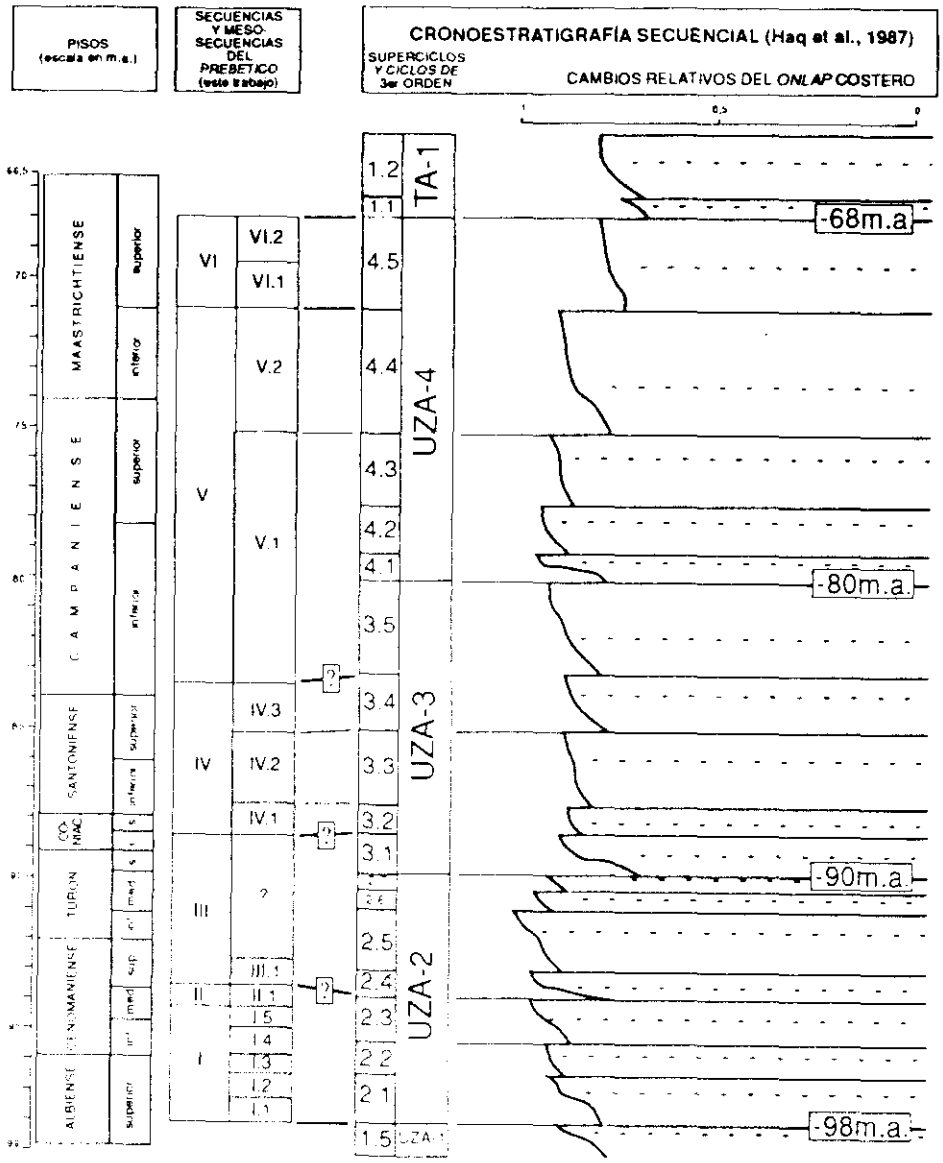


Fig. 118 : Ensayo de correlación entre las las secuencias y mesosecuencias del Prebético y los superciclos y ciclos eustáticos globales propuestos por Haq et al. *(1987).*

promulgados por Haq *et al.* (1987) apoya la idea de la existencia de una estrecha relación entre los grandes ciclos eustáticos (superciclos) con la evolución geodinámica del Atlántico y de sus márgenes.

6.1.2. CONTROLES EN LA CICLICIDAD DE MESOSECUENCIAS Y SECUENCIAS ELEMENTALES.

Durante cada período comprendido entre dos eventos tectónicos mayores se desarrollan, dentro de la región del Altiplano, sistemas de plataformas carbonatadas o mixtas que globalmente constituyen una secuencia deposicional cuya evolución sigue unas pautas concretas en respuesta a una serie de factores internos (sedimentación...) o externos (tectónica, clima, eustatismo) a la cuenca.

El estudio de esas pautas, detallado a lo largo del capítulo 5, permite subdividir cada secuencia deposicional en unidades genéticas de menor rango: son fundamentalmente las mesosecuencias y las secuencias elementales. Entre estas categorías se encontraría otra intermedia, constituida por los *sets* de secuencias elementales que, sin embargo, raramente pueden diferenciarse en las series estudiadas y por ello no se han analizado en detalle.

Estas unidades genéticas, al contrario que las secuencias deposicionales mayores, presentan una ordenación rítmica y están controladas por un proceso cíclico.

6.1.2.1. Mesosecuencias

A lo largo de las series del Cretácico superior del Altiplano se reconocen al menos quince secuencias de menor orden o mesosecuencias, cuya duración modal comprende aproximadamente un millón y medio de años. En este sentido, las mesosecuencias resultan comparables a los ciclos de tercer orden propuestos por el equipo de Vail.

La mayor excepción a esta moda se encuentra en la Mesosecuencia V.1 (de edad Campaniense inferior - superior *p.p.*), cuya vida se prolonga a lo largo de casi nueve millones de años. Sin embargo, conviene resaltar que los materiales que constituyen esta mesosecuencia en el Altiplano comprenden series en general muy homogéneas. Posteriores estudios en otras áreas (donde queden mejor registradas las variaciones batimétricas) podrían conducirnos a una subdivisión de la misma en varias mesosecuencias.

Otro aspecto a destacar es la existencia de un intervalo de tiempo de casi cuatro millones de años (desde el Cenomaniense terminal hasta el Santoniense inferior *p.p.*) que no se encuentra representado en ninguna mesosecuencia, debido a la casi total falta de registro para ese período. La región estuvo, durante el mismo, casi permanentemente emergida, siendo la única respuesta sedimentaria a esos cuatro millones de años de evolución los pocos metros de calizas y margas con paleosuelos de la Formación Margas de Alarcón.

Cada mesosecuencia está formada a su vez por cortejos sedimentarios que fundamentalmente son, debido a que nos encontramos en series de plataforma, el cortejo transgresivo (*TST*) definido por la tendencia retrogradante de las secuencias elementales (y de los *sets* de esas secuencias) y el cortejo de alto nivel marino (*HST*) definido por el carácter progradante y agradante de las mismas. Estos cortejos tienen desigual desarrollo en cada una de las mesosecuencias (Fig. 119). Sólo en algunas mesosecuencias se encuentra un cortejo basal de bajo nivel marino (*LST*), aunque nunca alcanza un gran desarrollo.

a. La sucesión de mesosecuencias deposicionales

Dentro de la **Secuencia Deposicional I** (Albiense superior *p.p.*-Cenomaniense medio *p.p.*) hemos delimitado cinco mesosecuencias (Mesosecuencias I.1 a I.5). En su conjunto, las tres primeras mesosecuencias y la parte inferior de la cuarta marcan, con la instalación y desarrollo de cuatro rampas carbonatadas sucesivas cada una de ellas extensiva sobre la anterior, un gran evento transgresivo. Este aparece relacionado con una gran subida del nivel del mar absoluto (eustática), reconocida en distintas cuencas de todo el mundo. A ese episodio le sigue otro de mayor estabilidad en el cual la última rampa desarrollada evoluciona hacia una plataforma de tipo *rimmed*, en respuesta a su progradación y agradación. Este queda reflejado en la parte superior de la Mesosecuencia I.4 y la totalidad de la Mesosecuencia I.5.

Conviene reseñar que en la región del Altiplano se reconocen dos mesosecuencias más que el número de ciclos de tercer orden considerados por Haq *et al.* (1987) para el mismo período.

El control de estas secuencias es, como se ha dicho, esencialmente eustático, aunque los efectos de las variaciones del nivel del mar aparecen notablemente exagerados por la importante subsidencia tectónica existente. Este hecho podría

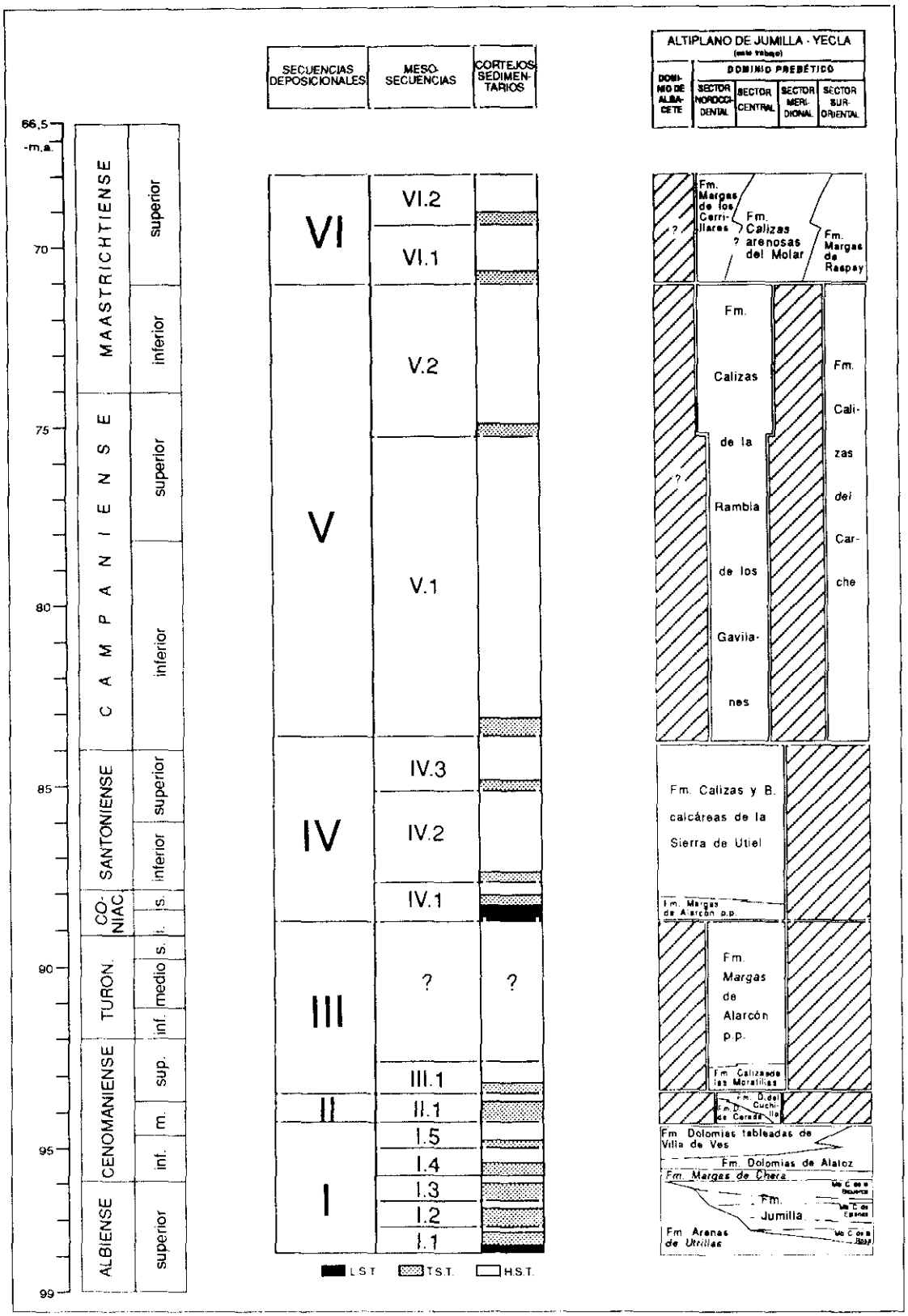


Fig. 119 : Síntesis de las Secuencias, Mesosecuencias (con sus cortejos sedimentarios) y unidades litoestratigráficas para el Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla.

condicionar que en esta área y no en otras de la Península Ibérica puedan reconocerse esas cinco mesosecuencias.

La **Secuencia Deposicional II** (Cenomaniense medio *p.p.* - superior *p.p.*) está constituida por una sola mesosecuencia, coincidiendo con ella. Dado que se trata de una unidad de corta duración (menos de un millón de años) desarrollada entre dos etapas tectónicas importantes, los cambios eustáticos aparecen muy enmascarados. Cabe resaltar que el conjunto de la misma refleja un gran evento de apertura (transgresión) que también queda reflejado en la Cordillera Ibérica (ver apartado 6.3) y cuyo origen podría encontrarse en una subida eustática.

En la **Secuencia Deposicional III** (Cenomaniense superior *p.p.* - Coniaciense inferior) se han reconocido dos intervalos evolutivos:

.El primero tiene su reflejo en la Mesosecuencia III.1, de edad Cenomaniense superior (no terminal), cuyo desarrollo aparece fuertemente controlado por la tectónica (levantamiento progresivo regional).

El segundo representa un período de emersión dominante (con más de tres millones y medio de años de duración) que no queda reflejado más que en unos pocos metros de calizas y margas con paleosuelos (Formación Margas de Alarcón) que no constituyen en sentido estricto ninguna mesosecuencia aunque pueden correlacionarse con varias de ellas en otras cuencas, como la ibérica septentrional. En conjunto esta secuencia deposicional está intensamente controlada por la tectónica, que impide que la gran transgresión del Turoniense, promulgada por numerosos autores y considerada por el equipo de Vail como la mayor que se haya producido desde el Triásico hasta la actualidad (Haq *et al.*, 1987), llegue a quedar marcada en esta región, que sufre un continuado levantamiento durante ese intervalo.

La **Secuencia Deposicional IV** (Coniaciense *p.p.* - Campaniense basal) ha sido subdividida en tres mesosecuencias de naturaleza transgresiva - regresiva (Mesosecuencia IV.1 a IV.3) cuyo probable origen eustático se discute en el capítulo 4.4. Esas mesosecuencias podrían correlacionarse respectivamente con los ciclos de tercer orden UZA 3.2, UZA 3.3 y UZA 3.4 de Haq *et al.* (1987), si bien es posible que la evolución de la última secuencia quedara abortada por el evento tectónico que controla la discontinuidad Campaniense basal (ver apartado anterior) antes de finalizar el mencionado ciclo eustático.

En la **Secuencia Deposicional V** (Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior) sólo se han reconocido dos mesosecuencias, cada una de ellas constituida por un cortejo transgresivo y otro de alto nivel marino, teniendo en ambos casos el segundo mucho más desarrollo que el primero. De acuerdo con lo expuesto en el capítulo 5.5, estas mesosecuencias estarían controladas por las variaciones eustáticas, que se superponen a una subsidencia globalmente baja, muy variable según el punto considerado y bastante uniforme en cada uno de ellos a lo largo del tiempo. La Mesosecuencia 5.1 se generó durante un período anormalmente largo (casi nueve millones de años) durante el cual se suceden los ciclos de tercer orden UZA 3.5, UZA 4.1, UZA 4.2 y UZA 4.3, que no tienen una especial respuesta en las series estudiadas, caracterizadas por una gran homogeneidad sedimentaria, si bien podrían llegarse a reconocer en otros puntos de la cuenca. Sin embargo, la Mesosecuencia 4.4 si puede ser correlacionada con el ciclo de tercer orden UZA 4.4. de Haq *et al.* (1987).

La **Secuencia Deposicional VI** (Maastrichtiense superior) está formada por dos mesosecuencias deposicionales que presentan una configuración muy similar: un cortejo transgresivo poco desarrollado y que presenta una alta proporción de clásticos, seguido de un cortejo de alto nivel marino de mayor espesor y de naturaleza progresivamente más carbonática hacia techo. En función de lo expuesto en el capítulo 4.6, el límite entre esas dos secuencias no está controlado por una variación eustática, sino por un evento tectónico menor y de carácter regional. Esto además concuerda con el hecho de que en las curvas de variación del nivel del mar absoluto no exista una discontinuidad correlacionable con la que separa las dos mesosecuencias. El conjunto de las mismas se correlaciona con un solo ciclo de tercer orden: el UZA 4.5 propuesto por Haq *et al.* (1987).

b. Conclusión al control de las mesosecuencias:

Las mesosecuencias descritas en el Cretácico superior del Prebético son, en cuanto a su duración media, comparables a los ciclos eustáticos de tercer orden de la nomenclatura del equipo de Vail. Sin embargo, la correlación entre aquéllas y éstos presenta notables problemas, relacionados en gran medida con una tectónica regional muy importante que enmascara los cambios eustáticos.

Dentro de las etapas caracterizadas por una relativa estabilidad tectónica y una duración lo suficientemente grande como para registrar los cambios eustáticos de gran período se desarrollan mesosecuencias controladas por estos últimos.

Conviene señalar que aún en estos casos, la correlación con los ciclos de tercer orden (de Haq *et al.*, 1987) no siempre es buena. Una apreciación importante se encuentra en que:

.Durante los episodios de mayor subsidencia regional el número de mesosecuencias observadas es superior al de los ciclos propuestos por Haq *et al.* (1987). Esto tiene su ejemplo más claro en los materiales correspondientes a la Secuencia Deposicional I: desde el Albiense superior *p.p.* hasta el Cenomaniense medio *p.p.* se generan, dentro del Altiplano, potencias de sedimentos muy elevadas para una plataforma carbonatada y quedan registradas cinco mesosecuencias controladas por cambios eustáticos. Para idéntico período Haq *et al.* proponen la existencia de sólo tres ciclos de tercer orden.

.Durante los episodios de menor subsidencia regional (como el comprendido entre el Campaniense inferior y el Maastrichtiense) el número de mesosecuencias diferenciadas es mucho menor al de ciclos. Este hecho posiblemente muestra como las subsidencias bajas o moderadas dificultan un reflejo nítido de las variaciones eustáticas de alto período en las series estratigráficas.

.En los intervalos de subsidencia intermedia (como el Coniaciense superior - Santoniense) existe una mejor correspondencia entre las mesosecuencias reconocidas y los ciclos eustáticos de tercer orden propuestos por Haq *et al.*

Estos aspectos ponen de manifiesto cómo el número de *ciclos eustáticos* que quedan claramente registrados en las series estratigráficas guarda una estrecha relación con los valores de la subsidencia tectónica de la región considerada. La sucesión de ciclos de tercer orden propuesta por Haq *et al.* se basa en análisis estadísticos rigurosos de datos procedentes de diversos puntos del mundo y, posiblemente por ello presente una buena correlación con series generadas bajo condiciones de subsidencia tectónica media.

Por otro lado, cabe reseñar que durante las etapas de mayor actividad tectónica, como el Cenomaniense medio - superior y el Maastrichtiense superior, las mesosecuencias aparecen controladas por la tectónica regional, que enmascara en gran medida los cambios eustáticos.

6.1.2.2. Las secuencias elementales.

Las secuencias elementales son consideradas aquí como la unidad secuencial limitada por interrupciones sedimentarias de rango inferior reconocible sobre el terreno. Éstas se identifican en series con materiales carbonáticos de diferente naturaleza (lacustres, marinos someros...) pero donde están especialmente bien marcadas es en las series mareales - litorales, en razón a los fuertes cambios que presenta la respuesta sedimentaria a pequeñas variaciones batimétricas. Este es el caso de las Formaciones Dolomías tableadas de Villa de Ves, Dolomías de Carada y Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, estando la primera y la segunda desarrolladas en el Cenomaniense (dentro de la primera y la segunda secuencia deposicional respectivamente) y la última en el Coniaciense superior - Santoniense (dentro de la cuarta secuencia de depósito).

Los estudios realizados principalmente sobre una de estas formaciones (Fm. Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel, ver apartado 5.6.8.2) demuestran la posible relación entre la génesis de estas unidades rítmicas y los ciclos de Milankovitch. La duración calculada para cada una de las secuencias elementales (siempre teniendo presente la fuerte imprecisión que existe en las dataciones de las series de plataforma somera) oscila en torno a los 23.000 años. Estas cifras se aproximan a las estimadas por Milankovitch para el período de precesión orbital de la Tierra (entre 19.000 y 23.000 años).

En definitiva, estas secuencias elementales podrían haberse desarrollado como resultado de un proceso fundamentalmente alocíclico controlado por variaciones eustáticas de bajo período (inducidas por los leves cambios climáticos de alta frecuencia provocados a su vez por los ciclos orbitales de precesión). Estos cambios eustáticos se corresponden con los ciclos de quinto orden de Posamentier *et al.* (1988) y se superponen a los de menor frecuencia.

Conviene por último señalar que entre los ciclos de tercer (equiparables a nuestras mesosecuencias) y los de quinto orden (equiparables a las secuencias elementales) Posamentier *et al.* (1988) sitúan los ciclos de cuarto orden, que podrían corresponder con *sets* de secuencias elementales, que casi nunca tienen una respuesta nítida en nuestras series.

6.2. CORRELACIÓN CON LA CORDILLERA IBÉRICA.

6.2.1. BASES PARA LA CORRELACIÓN

Establecer una correlación entre las plataformas desarrolladas durante el Cretácico superior en la región de estudio (enmarcada en el Prebético) y sus coetáneas de la Cordillera Ibérica (y en especial con las de su sector más afín, el meridional) se planteó desde un principio como uno de los objetivos básicos de este estudio.

Esta correlación, aunque de manera no explícita, se ha realizado a lo largo del desarrollo del trabajo, puesto que los conocimientos existentes sobre el Cretácico superior de la Ibérica (y en especial los acumulados en los últimos años: Giménez, 1987; Calonge, 1989; Floquet, 1991), constituyeron desde un principio un modelo permanente de comparación en esta cuenca, mucho más detallado del que entonces pudiera existir para cualquier sector del Prebético.

El ejemplo más claro se encuentra en el patrón litoestratigráfico que se propone para el Cretácico superior del Altiplano (capítulo 3), constituido por dieciocho unidades (quince formaciones y tres miembros) de las cuales ocho corresponden con unidades previamente definidas en la Ibérica meridional por Vilas *et al.* (1982), cuya denominación se ha extendido ahora al Prebético siguiendo las normas de la Nomenclatura Estratigráfica. La comparación entre los patrones litoestratigráficos de ambos sectores se detalla en la Fig. 120.

6.2.2. RELACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La mayor parte de la región del Altiplano ocupó, desde un punto de vista paleogeográfico, un amplio sector de la zona proximal de la margen bética, anexo al área continental de la Meseta.

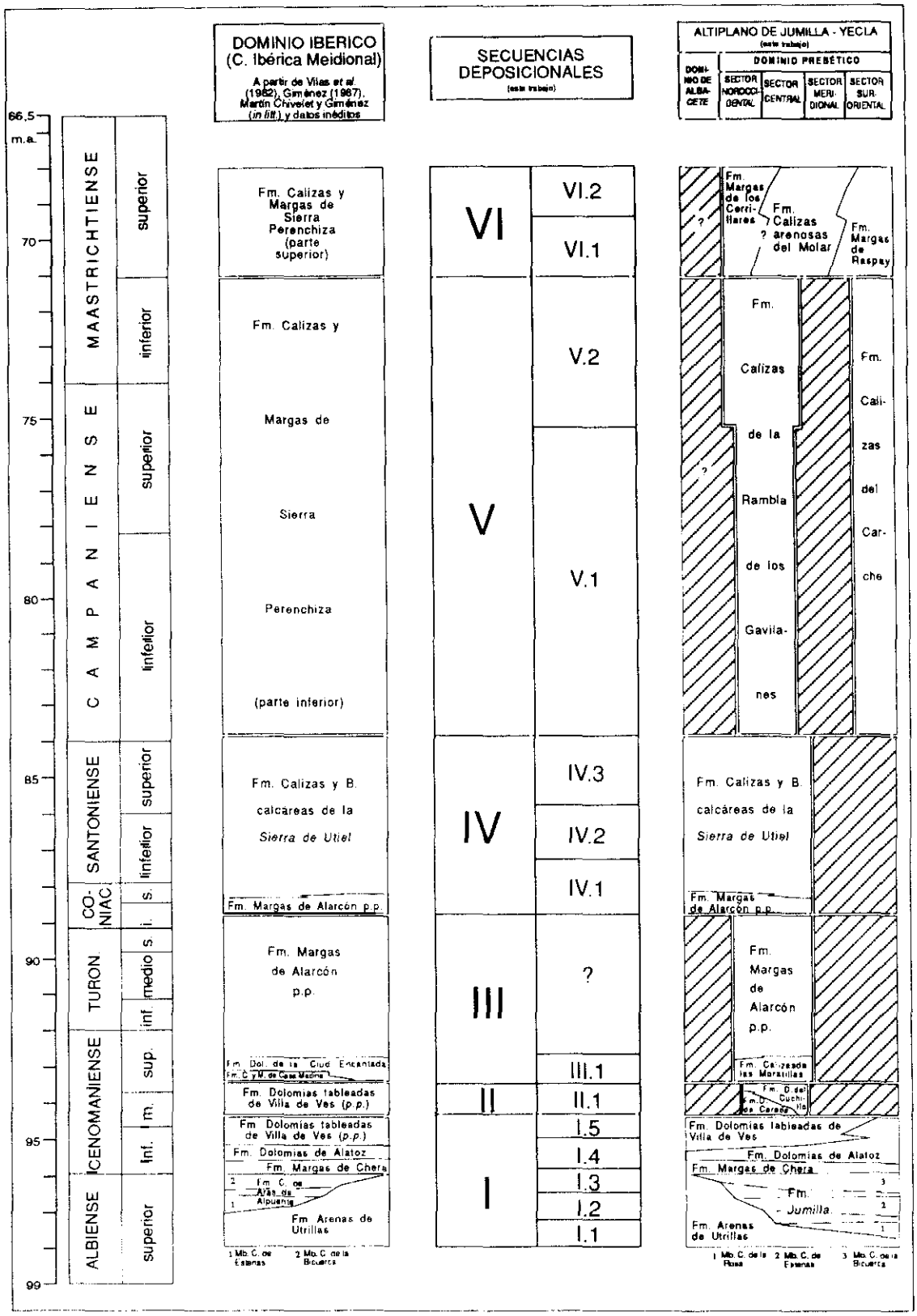


Fig. 120 : Ensayo de correlación litoestratigráfica y secuencial entre el Altiplano de Jumilla - Yecla (Dominio Prebético) y la Cordillera Ibérica Meridional (Dominio Ibérico).

Las estribaciones surorientales de esa área continental constituían el Dominio de Albacete, región que separa el Dominio Prebético de la Ibérica Meridional *s.s.* (Dominio Ibérico) (ver apartado 1.3). Esta región es mucho más estable que las dos que separa y constituye ciertamente un bloque elevado a través del cual, dependiendo de la etapa evolutiva considerada, se produce o no comunicación marina entre ambas cuencas.

Al norte del Dominio de Albacete, el Dominio Ibérico constituye una cuenca de tipo intracontinental, menos subsidente y tectónicamente más estable que el Prebético, pero sobre la cual se desarrollan, al igual que en aquel, extensas plataformas carbonatadas.

6.2.3. EVOLUCIONES COMPARADAS

A continuación se comparan someramente las evoluciones de la Ibérica y el Prebético durante el Cretácico superior resaltando los principales aspectos paleogeográficos para cada episodio evolutivo.

6.2.3.1. Secuencia Deposicional I

Esta secuencia tiene parecida respuesta en las dos cuencas sedimentarias (Dominios Ibérico y Prebético) así como en el Dominio de Albacete (Martín Chivelet *et al.*, 1989; Giménez *et al.*, 1991). En los tres puntos la sedimentación se inicia en el Albiense superior con los terrígenos continentales de la Formación Arenas de Utrillas, si bien el desarrollo de la primera plataforma carbonatada en cada punto no se produce de manera simultánea (Fig. 121):

.El primer episodio transgresivo (correspondiente a la Mesosecuencia I.1) únicamente permite el desarrollo de una rampa carbonatada (Mb. Calizas de la Rosa) en el Dominio Prebético, mientras que en el Dominio Ibérico y en el Dominio de Albacete la sedimentación terrígena se mantiene (Mas, 1981; Vilas *et al.*, 1982; Giménez *et al.* 1991; entre otros).

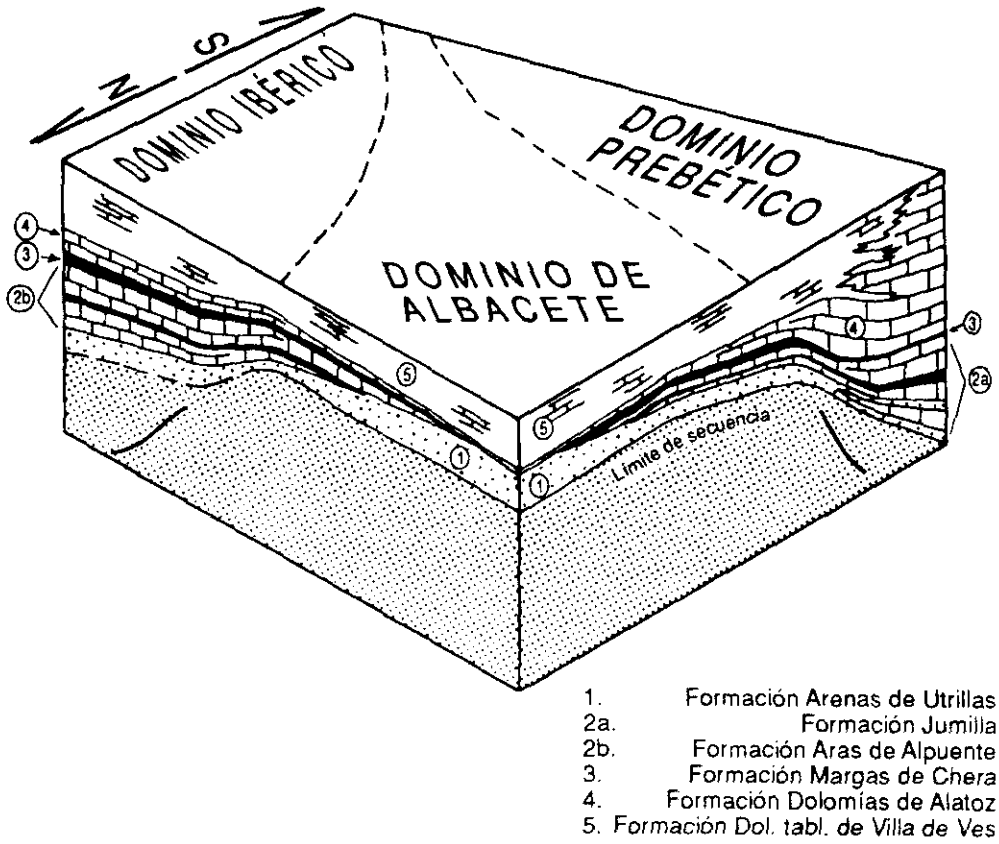


Fig. 121 : Bloque de correlación entre el Dominio Prebético y el Dominio Ibérico (C. Ibérica Meridional) para la Secuencia Deposicional I. (Modif. de Giménez, Martín Chivelet y Vilas, 1991)

.La primera sedimentación marina y de carácter carbonático que se produce en el Dominio Ibérico tiene su reflejo en el Mb. Calizas de Estenas, desarrollado durante la Mesosecuencia I.2, mientras que en el Prebético ese litosoma representa la instalación de la segunda plataforma carbonatada.

.En muchos puntos del Dominio de Albacete los primeros sedimentos marinos no se producen hasta que se inicia la Mesosecuencia I.4, muy extensiva sobre las tres precedentes. Esa sedimentación tiene su reflejo en la Formación Margas de Chera.

A partir de ese momento, la evolución sigue pautas muy similares en los tres dominios, desarrollándose una vasta plataforma carbonatada que, tras el episodio transgresivo que controla los primeros estadios de su desarrollo, mantiene una tendencia netamente progradante - agradante (sólo interrumpida por el leve episodio transgresivo que define la base de la Mesosecuencia I.5).

Conviene resaltar que, durante los episodios finales de evolución (parte superior de la Mesosecuencia I.4 y toda la Mesosecuencia I.5), extensas llanuras de marea se extienden por los tres dominios con la excepción del área más meridional del Prebético, donde se desarrollan zonas marinas más profundas, correspondientes al borde, de tipo acrecional, de una plataforma carbonatada de tipo *rimmed*.

6.2.3.2. Secuencia Deposicional II

En el Prebético, el inicio de esta secuencia viene definido por un evento tectónico de gran relevancia que provoca la formación de un surco paralelo a las directrices generales de ese sector, al cual se restringe la sedimentación durante el período que comprende la secuencia.

Ese surco está limitado por el noroeste por una región levantada y emergida que se extiende desde el sector noroccidental del Prebético y por todo el Dominio de Albacete. En toda esa área no se produce registro sedimentario.

En el Dominio Ibérico esta secuencia se ha individualizado sólo recientemente (Giménez y Martín Chivelet, trabajo en curso). Encuentra su reflejo en el litosoma correspondiente al tercer "ciclo" diferenciado por Giménez (1988) en el seno de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Tiene poca entidad (en torno a la quincena de metros) y por lo general, un carácter más somero (mareal) que el existente en el Prebético (mareal a plataforma interna).

En definitiva el evento tectónico que tiene lugar en el Cenomaniense medio induce el levantamiento del Dominio de Albacete (donde no se produce sedimentación) y, con ello, la individualización de los dominios Prebético e Ibérico, que no presentan conexión marina a través del dominio anterior. La respuesta tectónica en las dos cuencas es diferente, debido a que la movilidad de las fracturas en el Prebético es más importante que en el Dominio Ibérico.

6.2.3.3. Secuencia deposicional III

La tercera secuencia deposicional se inicia tras un gran episodio tectónico regional motivado por el basculamiento de la Placa Ibérica hacia el noroeste, hecho que aparece estrechamente relacionado con la tectogénesis del Golfo de Vizcaya.

Este evento del Cenomaniense superior, propuesto originalmente por Mas *et al.* (1982) y precisado por García *et al.* (1985), Giménez (1987) Alonso *et al.* (1989), Floquet (1991) y Martín Chivelet y Giménez (*in litt.*), tiene una desigual respuesta en los diferentes dominios considerados:

.**En el Prebético** la secuencia se inicia tras una reactivación tectónica (ver apartado 6.1) que provoca la estructuración de un nuevo surco, a favor del cual se produce la incursión marina y la instalación de condiciones marinas abiertas. Estas condiciones son rápidamente reemplazadas por las de una plataforma carbonática somera (Formación Calizas de las Moratillas) que, a su vez, evoluciona en un espacio breve de tiempo hacia las propias de una llanura de marea (base de la Formación Margas de Alarcón) en la que las tasas de sedimentación se ralentizan y los episodios de emersión son cada vez más prolongados. En su conjunto, la sucesión de ambientes y sedimentos que se ha descrito se desarrolla dentro del Cenomaniense superior y representa la Mesosecuencia III.1.

Durante el resto de la Secuencia Deposicional (es decir, durante el Cenomaniense terminal, el Turoniense y parte del Coniaciense) las condiciones de emersión casi permanentes y las tasas de sedimentación muy reducidas son las características dominantes para todo el Altiplano.

.**En el Dominio Ibérico** la reestructuración tectónica provoca un basculamiento generalizado hacia el norte que induce un cambio radical en la polaridad de la cuenca, que pasa de estar abierta hacia el "Mediterráneo" a estar abierta hacia el Atlántico a través del "Estrecho Ibérico", tal y como han demostrado diferentes autores (p.e.: García *et al.*, 1985; Giménez, 1987, 1989; Alonso *et al.*, 1989). Siguiendo las ideas de estos autores, la nueva configuración condiciona una rápida invasión marina desde el norte, que a su vez provoca la rápida instalación de condiciones de sedimentación marinas abiertas (Formación Calizas y Margas de Casa Medina) sobre amplias zonas

de la Ibérica meridional. Sobre esos sedimentos prograden grandes bancos calcareníticos y bioconstrucciones de rudistas (Formación Dolomías de la Ciudad Encantada) que representan las zonas someras de una vasta rampa abierta hacia el noroeste. Finalmente, las condiciones mareales cierran un episodio desarrollado por completo en el Cenomaniense superior ("megasecuencia transgresiva - regresiva" de Giménez, 1989) que es correlacionable con la Mesosecuencia III.1 descrita por nosotros en el Prebético. En esta zona, al igual que ocurría en la anterior, tras esa Mesosecuencia se instalan condiciones dominantes de emersión y baja tasa de sedimentación (reflejadas en la Fm. Margas de Alarcón), que se prolongan hasta el Coniaciense *p.p.*, es decir, durante casi cuatro millones de años.

.**En el Dominio de Albacete** la reestructuración tectónica no modifica sustancialmente las condiciones de emersión que ya caracterizaban la secuencia anterior, salvo quizá en sus áreas anejas al Dominio Ibérico, donde llega a depositarse, con un espesor reducido la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada y la parte inferior de la Formación Margas de Alarcón (Giménez, 1987; Martín Chivelet y Giménez, *in litt.*). La inexistencia de materiales correspondientes a esta secuencia deposicional en amplias zonas de este dominio fue inicialmente puesta de manifiesto por Giménez *et al.* (1988).

A partir de la distribución de potencias y facies en los Dominios Ibérico y Prebético, Martín Chivelet y Giménez (*in litt.*) proponen un modelo tectosedimentario de evolución para la secuencia deposicional considerada. Dicho modelo se sintetiza en la Fig. 122. La evolución geodinámica del Golfo de Vizcaya provoca un basculamiento global de la placa Ibérica hacia el noroeste en el Cenomaniense superior. Este provoca un cambio sustancial en la geometría del Surco Ibérico (Giménez, 1987; Floquet, 1991) que al ser una cuenca intracontinental tiene un comportamiento mimético al de la placa que la contiene.

Dado que la placa tiene un comportamiento relativamente rígido ante el basculamiento, las zonas más meridionales (y, por tanto, las más alejadas de la zona que se hunde) sufren un levantamiento generalizado. Este levantamiento es el que afecta al Dominio de Albacete y, especialmente, a su zona más meridional (Fig. 122a).

Más al sur de este dominio salimos de la Meseta (con el basamento a poca profundidad y con un comportamiento relativamente rígido) para adentrarnos en la margen bética (fuertemente inestable y con la corteza continental adelgazada) donde

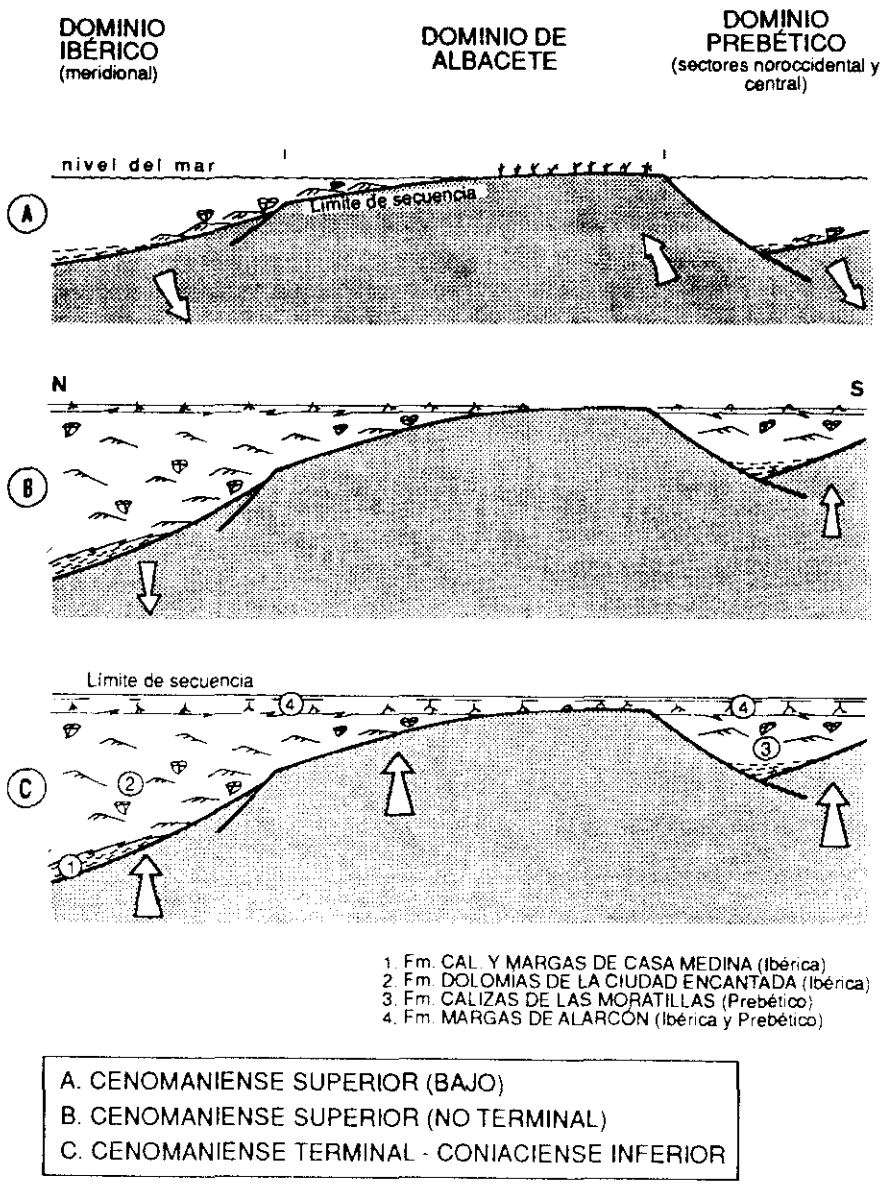


Fig. 122 : Modelo de evolución tectosedimentaria para la S. D. III considerando los dominios Prebético, Ibérico y de Albacete. Explicación en el texto. (Modif. de Martín Chivelet y Giménez, in litt.*)*

la respuesta, en primera instancia, no es un levantamiento mimético con la placa, sino un brusco reajuste de bloques, tal y como ha quedado demostrado para el Prebético (apartados 5.4. y 6.1), donde se estructuran surcos y zonas elevadas. En la Fig. 122a sólo se ha representado la primera de esas áreas deprimidas, correspondiente a las zonas más externas del Prebético (sectores noroccidental y central), donde se desarrolla sedimentación marina de plataforma.

Tras ese reajuste inicial sí comienza un progresivo y prolongado levantamiento del Dominio Prebético, que desempeña un papel decisivo en la rápida

colmatación de las plataformas carbonatadas que habían comenzado a desarrollarse durante el Cenomaniense superior (Fig. 122b).

Finalmente ese levantamiento se extiende a los tres dominios (Prebético, Ibérico y de Albacete) provocando y controlando la emersión generalizada de toda la región (Fig. 122c). Esa emersión se prolonga desde el Cenomaniense terminal hasta el Coniaciense inferior.

El mencionado levantamiento también afecta a la Ibérica Meridional, pero únicamente a partir del Cenomaniense terminal.

Por el contrario, en la zona más septentrional de la Cuenca Ibérica (en las plataformas norcastellanas) una subsidencia generalizada se mantiene hasta el final de la secuencia (Floquet, 1991), desarrollándose sucesivas plataformas entre el Cenomaniense terminal y el Coniaciense basal, punto en el que este autor sitúa el límite de su segundo "sistema tectobiosedimentario" (equivalente a nuestra Secuencia Deposicional III).

6.2.3.4. Secuencia Deposicional IV

La cuarta secuencia deposicional representa una etapa en la que se produce una gran uniformización de las condiciones de depósito. Los tres dominios considerados (con la excepción de la zona más meridional del Prebético, que continúa emergida) aparecen cubiertos por las aguas de un extenso mar epeírico en el que se desarrolla una vasta plataforma carbonatada (Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel). Dicha plataforma se prolonga además a lo largo de todo el surco ibérico hasta la margen cantábrica (Floquet, 1991).

Dentro de esta secuencia se han diferenciado tres mesosecuencias, de las cuales la primera está mal representada en el Dominio de Albacete, que sigue funcionando como un bloque menos subsidente y relativamente elevado al menos durante la primera mesosecuencia.

6.2.3.5. La Secuencia Deposicional V

El tránsito desde la secuencia anterior viene controlado por un evento tectónico regional que tiene su máxima expresión en el Prebético, donde se produce un fuerte movimiento de bloques tectónicos y un cambio en la subsidencia global de la región (apartado 6.1.1.5, Figs. 109 y 115).

Como consecuencia de este nuevo episodio, probablemente la totalidad del Dominio de Albacete vuelve a quedar emergida (sin depósito o con sedimentación de tipo continental).

En cuanto al Dominio Ibérico, desgraciadamente son escasos los afloramientos de esta secuencia y prácticamente no se han estudiado aún con un mínimo detalle. La información de que se dispone permite asegurar que la secuencia se encuentra representada en la parte inferior de la Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza, unidad definida por Vilas *et al.* (1982) para englobar los materiales esencialmente continentales del Campaniense - Maastrichtiense de la Ibérica meridional. Esta unidad, de carácter marino somero a lacustre, únicamente se encuentra representada en las zonas más orientales de la Cordillera Ibérica Meridional.

Un hecho que cabe destacar es que, a partir del inicio de esta secuencia, se rompe la comunicación marina entre las plataformas norcastellanas y la Ibérica Meridional (Floquet, 1991). Esto debe estar en relación con el evento tectónico que, a nuestro juicio, podría marcar el inicio de esta secuencia también en el norte de España. Dos criterios que apoyarían esta idea son: por un lado la llegada generalizada de terrígenos a las tres cuencas, coincidente con la base de la secuencia y por otro, el hecho de que el cambio brusco en la subsidencia tectónica registrado en el Prebético se refleje también en las plataformas norcastellanas (Floquet, 1991).

6.2.3.6. Secuencia deposicional VI

La discontinuidad que limita esta secuencia en su base viene producida por un episodio de fuerte actividad tectónica. Esta tiene su reflejo tanto en la Ibérica como el Prebético y va a condicionar cambios bruscos en las batimetrías, en la

distribución de las tierras emergidas y en el aporte de terrígenos, que sufre un notable incremento.

En el Prebético esa actividad provoca una fuerte estructuración del sector de la cuenca, con el desarrollo de una plataforma mixta carbonático terrígena (Fm. Calizas arenosas del Molar), muy estrecha y flanqueada por sedimentos esencialmente continentales por el noroeste (Fm. Margas de los Cerrillares) y marinos abiertos por el sureste (Fm. Margas de Raspay).

En el Dominio Ibérico provoca igualmente una estructuración de bloques que, en este caso, viene acompañada de un levantamiento generalizado, cuya consecuencia más llamativa es la denominada "regresión fini-cretácica" (Floquet y Meléndez, 1982; Alonso *et al.*, 1987b; entre otros). El dominio aparece globalmente emergido y compartimentado en pequeñas cuencas continentales (sedimentación fluvio-lacustre) individualizadas a partir de cubetas tectónicas. Estos sedimentos tendrían su reflejo en los litosomas más altos del Cretácico, globalmente enmarcados por Vilas *et al.* (1982) en la Formación Calizas y Margas de Sierra Perenchiza.

En tercer lugar, el Dominio de Albacete debió de tener unas características muy similares a las del Dominio Ibérico, si bien en esta región no se han observado hasta el momento sedimentos atribuibles con seguridad a esta secuencia.

Más al norte, dentro de los sectores central y septentrional de la Cordillera Ibérica, los sedimentos de esta secuencia quedan englobados en las "megasecuencias 2 y 3" del cuarto "sistema tectobiosedimentario" descrito por Floquet (1991). Aunque esta correlación es, a nuestro juicio, válida las dataciones obtenidas por ese autor (basadas fundamentalmente en carofitas, gasterópodos y algunos radiolítidos) difieren en casi dos millones de años con las propuestas por nosotros (basadas en foraminíferos planctónicos y bentónicos).

6.3. PALEOBIOGEOGRAFÍA

Las plataformas carbonatadas y mixtas desarrolladas en la margen bética durante el Cretácico superior presentaban, en sus comunidades biológicas, una serie de particularidades que han llevado a distintos autores a individualizar esta región desde el punto de vista paleobiogeográfico (Philip, 1985; Fleury *et al.*, 1985).

Algunos de estos autores (Philip, 1983, 1985) destacaron la existencia de una doble afinidad faunística en las comunidades bentónicas (foraminíferos, rudistas) de las plataformas carbonatadas: por un lado, con las plataformas del centro y del este de la región mediterránea y, por otro, con las plataformas de Pirineos, Aquitania, Provenza y el norte de España. Este hecho llevó a Philip (1985) a definir el Prebético como una subprovincia faunística (en función de los rudistas del Cretácico terminal) dentro de la *Provincia Mediterránea* del Tethys (*sensu* Coates, 1973).

El análisis bioestratigráfico del Cretácico superior que se ha realizado dentro del área de estudio (capítulo 4) permite descubrir las afinidades faunísticas de estas plataformas del Prebético con las de otros puntos del Mediterráneo para cada episodio de tiempo.

Los episodios considerados se hacen coincidir con los períodos en que se desarrollan las secuencias deposicionales. Este criterio, que se considera por vez primera en el Prebético, presenta las siguientes ventajas:

.Las secuencias deposicionales representan unidades formadas por estratos genéticamente relacionados.

.Los límites de secuencias coinciden con cambios en la geometría de la cuenca, controlados fundamentalmente por episodios tectónicos que suponen modificaciones paleogeográficas bruscas.

.Los mayores cambios bióticos se producen en los límites de las secuencias, reflejando este hecho la estrecha relación existente entre la evolución tectosedimentaria y las transformaciones paleobiogeográficas.

El estudio se basa en los foraminíferos bentónicos (de los cuales se tiene gran información) y, en la medida de lo posible, en los rudistas. No se pretende realizar un análisis exhaustivo, que sobrepasaría con creces los objetivos perseguidos en la presente tesis. De los numerosos foraminíferos encontrados sólo se considera una pequeña selección, formada por los que a nuestro juicio son los más representativos para cada episodio considerado, por su abundancia, su tamaño, su fácil determinación y su carácter endémico.

En función de los datos bibliográficos disponibles, las plataformas del Mediterráneo se han agrupado de manera muy simplificada en dos marcos paleobiogeográficos fundamentales: el *marco meridional - oriental* (en el que se incluyen las plataformas del norte de Africa y del centro y oeste del Mediterráneo) y el *marco aquitano - pirenaico.*

6.3.1. SECUENCIA DEPOSICIONAL I

Durante el Albiense superior *p.p.* y el Cenomaniense inferior y medio *p.p.* (Secuencia Deposicional I) las especies de foraminíferos más características encontradas tienen una gran expansión en toda la Provincia Mediterránea (*Sabaudia minuta* (HOFKER), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER), *Neoiraquia convexa* DANILOVA, *Nezzazata simplex* OMARA, *Sellialveolina vialli* (COLALONGO), *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (d'ARCHIAC)...) e incluso muchas de ellas en todo el dominio del Tethys. Especies menos ubicuas son *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLÉ) y *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, que han sido citadas fundamentalmente en la región occidental del Mediterráneo (Portugal, España, Francia).

En cuanto a los rudistas, los más característicos (*Agriopleura* cf. *darderi* ASTRE, *Caprina choffati* DOUV., *Ichthyosarcolites triangularis* DESM.) son típicos de la región occidental (Portugal, Pirineos, Cordillera Ibérica y Provenza) si bien su extensión es muy amplia dentro del Mediterráneo (Túnez, Islas Jónicas, Turquía).

De cualquier modo, durante este período no existe un marcado provincialismo dentro de la región mediterránea del Tethys. La gran transgresión que se produce durante el Albiense superior y el Cenomaniense inferior a nivel mundial debió

favorecer el intercambio biótico entre las plataformas y con ello dificultó el desarrollo de taxones endémicos.

Es importante recalcar la fuerte afinidad que muestran las faunas prebética y portuguesa durante este período. Este hecho señala la existencia de muy buena comunicación entre estos dominios, que debió de producirse sin duda a través de la margen meridional de la placa ibérica. Con el Norte de España y Pirineos esa comunicación es buena a partir del Cenomaniense inferior, momento en el que, de acuerdo con las observaciones de Floquet (1991), debió iniciarse la comunicación marina entre las plataformas noribéricas y suribéricas a través del "estrecho ibérico".

6.3.2. SECUENCIA DEPOSICIONAL II

La edad de la secuencia es Cenomaniense medio *p.p.*- superior *p.p.* El registro fosilífero recogido en la misma es muy escaso y prácticamente se restringe a los rudistas. Se encuentran taxones ampliamente repartidos en el Mediterráneo (como *Ichthyosarcolites triangularis* DESM.) coexistiendo con otros típicos del Mediterráneo central y oriental (*Distefanella* sp.), apreciación que podría indicar la existencia de afinidades faunísticas entre el Prebético y la citada región.

6.3.3. SECUENCIA DEPOSICIONAL III

Aunque esta secuencia se prolonga desde el Cenomaniense superior *p.p.* hasta el Coniaciense inferior, los datos paleontológicos de que se dispone se restringen prácticamente al Cenomaniense, único intervalo de la secuencia en el que se desarrolla una verdadera plataforma carbonatada en la región estudiada. Durante el resto del tiempo las etapas de emersión son dominantes y la tasa de sedimentación es muy baja.

Dentro de las comunidades bentónicas que poblaban esa plataforma del Cenomaniense superior se encuentran algunos foraminíferos muy característicos como *Dicyclina schlumbergeri* MUN.- CHALM., cf. *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO, *Merlingina cretacea* HAMAOUI & SAINT MARC, y *Trochospira*

avnimelechi HAMAOUI y SAINT-MARC, todos ellos con una amplia repartición por el Mediterráneo central y oriental, aunque en su mayor parte también se encuentran en Portugal y Pirineos.

En cuanto a los rudistas, además de taxones fuertemente extendidos en todo el Mediterráneo como *Durania arnaudi* CHOFFAT, *Sauvagesia sharpei* CHOFFAT y *Caprinula* sp., se encuentra *Distefanella praelumbricalis* PHILIP, especie recientemente descubierta en el Prebético (Martín Chivelet *et al.*, 1991), pero perteneciente a un género muy característico de las áreas central y oriental del Mediterráneo.

El inicio de esta secuencia viene marcado por un episodio tectónico que afecta a la placa ibérica en su totalidad y que, desde un punto de vista paleogeográfico, representa la individualización tectónica de las plataformas ibérica y prebética (apartado 6.2). Este hecho pudo condicionar una primera diferenciación entre las comunidades bentónicas de ambas plataformas, ya que mientras la plataforma ibérica aparece conectada con la cuenca pirenaica, las plataformas prebéticas posiblemente lo estaban con el norte de Africa.

6.3.4. SECUENCIA DEPOSICIONAL IV

Durante el Coniaciense superior y el Santoniense las comunidades bióticas de las áreas someras de las plataformas están constituidas por abundantes foraminíferos, entre los que cabe destacar por su interés paleobiogeográfico: *Dendritina gigantea* (GENDROT), *Dictyopsella kiliani* SCHLUMB., *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHAL., *Gendrotella rugoretis* (GENDROT), *Minouxia conica* FARINACCI, *Minouxia lobata* GENDROT, *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Nezzazatinella ("Valvul.") parelloides* (MAGNÉ & SIGAL), *Nummofallotia apula* LUPERTO SINNI, *Orbitolinopsis senonicus* GENDROT, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Accordiella conica* FARINACCI, *Broekinella neumannae* GENDROT, *Idalina antiqua* D'ORB, *Pseudolituonella mariae* GENDROT, *Vidalina hispanica* SCHLUMB., *Lacazina elongata* MUN.-CHALM., *Lacazina* sp. y *Nonion senonicus* (PEREBASKINE). Esta asociación es muy comparable a las que se han descrito en Martigues (Gendrot, 1968a; 1968b); Provenza (Tronchetti, 1981); el Norte de Castilla (Floquet, 1991) y Pirineos (p.e.: Bilotte, 1985; Caus y Cornella, 1983).

De las especies relacionadas, muchas tienen además una alta dispersión en la región mediterránea: es el caso por ejemplo, de *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Accordiella conica* FARINACCI, *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHAL., *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO) y *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO).

Mención especial merece el género *Lacazina* (*s.l.*), exclusivo de las plataformas del Mediterráneo occidental (Pirineos, Provenza, Aquitania y Cordillera Ibérica) y del que ya diversos autores han destacado su carácter endémico (Fleury *et al.*, 1985; Caus y Hottinger, 1986; Hottinger *et al.*, 1989). Posiblemente su aparición se produzca en la cuenca pirenaica oriental, donde se menciona desde el Santoniense inferior. Posteriormente, se debió producir su expansión por los dominios vecinos, que presentan intercomunicación marina en ese momento (ver apartado 6.2.3.4), dicha expansión fue favorecida por el evento transgresivo del Santoniense superior (Mesosecuencia IV. 3 de este trabajo)

En definitiva, durante el período que representa la quinta secuencia deposicional, la buena comunicación existente entre las plataformas prebética, suribérica, noribérica y pirenaica *s.l.* permite la expansión de los foraminíferos bentónicos adaptados a condiciones muy someras, que eran las predominantes en esas plataformas epeíricas. Este hecho condiciona la fuerte afinidad faunística que presenta el Prebético con el marco aquitano-pirenaico durante este período.

6.3.5. SECUENCIA DEPOSICIONAL V

Las plataformas desarrolladas durante el Campaniense y el Maastrichtiense inferior, se encuentran pobladas por comunidades que tienen las siguientes características:

.Por un lado, presentan aún notables afinidades con las comunidades encontradas en la secuencia anterior. Son, por ejemplo, muy típicas las especies *Accordiella conica* FARINACCI, *Dendritina gigantea* (DE CASTRO), *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM., *Minouxia lobata* GENDROT, *Minouxia conica* FARINACCI, *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* (HENSON), *Nummofallotia apula*

LUPERTO SINNI, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT y *Pseudolituonella mariae* GENDROT, entre otras.

.Sin embargo, el género *Lacazina*, estandarte del marco paleobiogeográfico occidental durante la secuencia anterior, ha desaparecido mientras que en otras cuencas, como las plataformas norcastellanas, este género perdura hasta el final del Campaniense (Floquet, 1991).

.Por último, especies muy características del marco oriental y central del Mediterráneo (Dinárides externas, Dinárides internas, Italia meridional) comienzan a ser muy abundantes en la parte superior de la secuencia (durante el Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior). Entre ellas cabe destacar *Murciella cuvillieri* FOURC., *Raadshoovenia salentina* (PAPETTI & TEDESCHI) y *Rhapydionina liburnica* (STACHE).

Los rudistas encontrados en la zona de estudio son escasos y quedan restringidos a la parte superior de la secuencia: *Sabinia* sp., *Biradiolites* sp., *Hippurites* sp. gr. *canaliculatus* ROLLAND DU ROQUAN, *Mitrocaprina* sp. y *Vaccinites* sp. aff. *loftusi* (WOODWARD). De ellos son especialmente indicativos *Sabinia* sp. y *Mitrocaprina* sp., taxones típicos de las plataformas africanas. En la provincia de Valencia, Pons y Vicens (1991, *in litt.*) encuentran asociaciones de rudistas mucho más ricas que las descritas en el área de estudio. En la opinión de estos autores, dichas asociaciones no muestran diferencias importantes con aquellas consideradas normalmente como características del Mediterráneo meridional - oriental (Turquía, Italia adriática, Yugoslavia, Sicilia y Túnez).

En el Campaniense tiene lugar un cambio sustancial en la evolución geodinámica de la placa ibérica (ver apartados 6.1. y 6.2), que va a tener su reflejo en las cuencas sedimentarias. A gran escala este evento supone una nueva desconexión entre las plataformas norcastellanas por un lado y la suribérica y la prebética por el otro (Floquet, 1991). Las plataformas prebéticas van a ser de nuevo colonizadas por faunas procedentes del sur y centro del Mediterráneo, que a su vez guardan grandes afinidades con el Mediterráneo oriental.

6.3.6. SECUENCIA DEPOSICIONAL VI

Por último, durante el Maastrichtiense superior, las asociaciones faunísticas que poblaban las plataformas prebéticas están básicamente constituidas por taxones de alta dispersión en la Provincia Mediterránea (muchas de ellas en todo el Tethys): *Omphalocyclus macroporus* (LAM.), *Orbitoides apiculata* SCHLUMB., *Orbitoides media* (D'ARCH.), *Clypeorbis mamillata* (SCHLUMB.), *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMB.), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.) y *Hellenocyclina beotica* REICHEL. Para Fleury *et al.* (1985), el carácter ubicuo de estas especies viene dado por sus escasas exigencias ecológicas y sus grandes facilidades de diseminación. Para los mismos, los intercambios faunísticos transatlánticos son importantes en este período, hecho que además tiene su reflejo en la presencia del género *Sulcoperculina*, típico de la *Provincia Caribeña* del Tethys, del que encontramos al menos dos especies en el Prebético: *Sulcoperculina dickersoni vermunti* (THIADENS) y *Sulcoperculina obesa* DE CIZANC.

Cabe reseñar, por último, que en la parte inferior de la secuencia se han encontrado foraminíferos, como *Rhapydionina liburnica* (STACHE), propios de las áreas central y oriental de la Provincia Mediterránea.

Una actividad tectónica considerable controla la sedimentación en las plataformas prebéticas, que aparecen ahora individualizadas de la Cuenca Ibérica, globalmente emergida durante este período (Floquet, 1991). Este hecho condiciona el que esas plataformas sigan teniendo una fuerte afinidad faunística con el sur y el este del Mediterráneo, aunque como se ha destacado anteriormente, la mayor parte de las especies que se reconocen tienen una amplia distribución por todo el Tethys.

6.3.7. CONCLUSIONES A LOS ASPECTOS PALEOBIOGEOGRÁFICOS

El análisis expuesto, lejos de ser un estudio paleobiogeográfico minucioso, permite proponer las siguientes conclusiones:

.Las plataformas prebéticas presentan según el intervalo de tiempo considerado dentro del Cretácico superior, afinidades faunísticas bien con las plataformas del centro y el oeste del Mediterráneo (durante el Cenomaniense

superior, el Campaniense y el Maastrichtiense inferior) o bien con las plataformas aquitano - pirenaicas (durante el Coniaciense superior y el Santoniense). Durante el Albiense superior, el Cenomaniense inferior y medio y el Maastrichtiense superior, la mayor parte de las especies tiene un carácter ubicuo.

.La "doble afinidad faunística" propuesta en distintos trabajos (Philip, 1982, 1983, 1985) no es por tanto real. Aunque en ciertos momentos pueda observarse cierta mezcla de faunas, son raros los taxones endémicos de subprovincias diferentes que coexisten en algún momento de la evolución de las plataformas prebéticas.

.El Surco Ibérico constituye la vía paleogeográfica principal de conexión entre las plataformas aquitano - pirenaicas y las prebéticas. En los intervalos de tiempo en que se produce intercomunicación marina, como ocurre durante el Cenomaniense inferior - medio y durante el Santoniense, existe una fuerte afinidad faunística entre ellas. Por el contrario, en los momentos en que la conexión no existe, las plataformas prebéticas presentan notable afinidad biogeográfica con las plataformas meridionales y centro-orientales del Mediterráneo.

7. BIBLIOGRAFÍA

7. BIBLIOGRAFÍA

Accordi, G.; Carbone, F.; Sirna, G. (1982): Relationships among tectonic setting, substratum and benthonic communities in the Upper Cretaceous of Northeastern Matese (Molise, Italy). *Geolog. Romana*, vol. XXI, 755-793.

Adams, A.E.; Mackenzie, W.S.; Guildford, C. (1984): *Atlas of sedimentary rocks under the microscope.* Longman, Londres, 104 p.

Adams, J.E.; Rhodes, M.L. (1960): Dolomitization by seepage refluxion. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 44, 1912-1920.

Aguilar, M.J.; Ramírez, J.; Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior de la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geol.*, 27, 497-512.

Ahr, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Soc.*, 23, 221-225.

Aïssaoui, D.M.; Purser, B.H. (1983): Nature and origins of internal sediments in Jurasic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). *Sedimentology*, 30, 273-283.

Alonso, A. (1981): *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central).* Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 7, 271 p.

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J.R.; Meléndez, A. (1983): Evolution Paléogéographique des plates-formes de la Meseta Nordcastellaine et de la Cordillère Ibérique (Espagne) au Sénonien. *Colloque sur le Sénonien de France et Régions limitrofes. Géol. Méditerranéenne,* t. X (3-4), 361-367.

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J.R.; Meléndez, A. (1987a): Origine et évolution du détroit Ibérique (Espagne) au Crétacé Supérieur. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11, 79-80.

Alonso, A., Floquet, M., Mas, J.R.; Meléndez, A. (1989): Origin and evolution of an epeiric carbonate platform. Upper Cretaceous. Spain. *XII Congreso Español de Sedimentología, Simposios*. 21-31.

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J.R.; Meléndez, A.; Meléndez, N.; Salomón, J.; Vadot, J.P. (1987b): Modalités de la régression marine sur le détroit Ibérique (Espagne) à la fin du Crétacé. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11, 91-102.

Alonso, A.; Floquet, M.; Meléndez, A.; Salomon, J. (1982): Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 345-453.

Alonso, A.; Mas, J.R. (1981): *Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector meridional de la Cordillera Ibérica*. Compañía General de Sondeos, S.A. (Inédito).

Allen, P.A. y Allen, J.R. (1990): *Basin analysis. Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 451p.

Amédro, A.; Damotte, R.; Manivit, H.; Robaszynski, F.; Sornay, J. (1978): Échelles biostratigraphiques dans le Cénomanien du Boulonnais (macro-micro-nanno fossiles). *Géol. Méditerranéenne*, t. V, 1, 5-18.

Anderson, E.J.; Goodwin, P.W. (1978): Punctuated aggradational cycles (PACS) in Middle Ordovician and Lower Devonian sequences. *Proc. 50th Ann. Mtg. New York State Geol. Soc.*, 50, 204-224.

Aracil, E. (1990): *Caracterización de los litosomas del Cretácico mediante diagrafías y otras técnicas del subsuelo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid 144p. (Inédita).

Arias, C. (1978): *Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior del Noreste de la Provincia de Albacete*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 3, 299 p.

Arias, C.; Elízaga, E.; Vilas, L. (1979): Distribución de las facies del Cretácico Inferior en el SE de la Provincia de Albacete. Sus relaciones. *Cuad. Geol. Ibérica,* vol. 5, 453-470.

Arias, C.; Elízaga, E.; Vilas, L. (1982): Parada 2.1. Casas de los Pollos. En: *El Cretácico de la parte central y oriental de la Provincia de Albacete.* II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España, Excursión precoloquio, Albacete, 73-88.

Arias, C.; Masse, J.P.; Vilas, L. (1987): Modalités d'installation et de développement des plates-formes carbonatées urgoniennes à la charnière des domaines Ibérique et Bétique (Espagne méridionale) durant l'Aptien inférieur. Leur signification géodynamique dans le cadre des régions ouest méditerranees et du proche Atlantique. *Mém. Géol. Univ. Dijon,* 11, 213-223.

Arias, C.; Masse, J.P.; Vilas, L. (1988): Los grandes rasgos de la evolución sedimentaria de los sistemas carbonatados aptienses en el límite de los dominios ibérico y bético. *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones*, vol. 1, 27-29.

Arias, C.; Masse, J.P.; Vilas, L. (1989): Secuencias deposicionales en el Aptiense-Albiense p.p. del Prebético. El ejemplo de las Sierras del Carche y Sopalmo (prov. de Murcia). *XII Congreso Español de Sedimentología. Simposios y Conferencias*, Bilbao, 33-42.

Arias, C.; Wiedmann, J. (1977): Ammoniten und alter der Utrillas-Schichten (Mittelkreide) in der Ostlichen provinz Albacete SE Spanien. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1, 1-14.

Assereto, R.L.; Kendall, C.G.St.C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccia. *Sedimentology*, 24, 153-210.

Azéma, J. (1965): Sur l'existance d'une zone intermédiaire entre le Prébétique et le Subbétique dans les provinces de Murcia et d'Alicante (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 260, 4020-4023.

Azéma, J. (1966a): Géologie des confins des Provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). *Bull. Soc. Géol. de France*, 7 (VIII), 80-86.

Azéma, J. (1966b): Observations sur la microfaune du Crétacé Supérieur de la Région de Fortuna, Prébétique Méridional (Province de Murcie, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, 838-840.

Azéma, J. (1972): Nouvelles données sur le Crétacé Prébétique entre Cieza et Salinas (Provinces d'Alicante et de Murcie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France (7)*, t. XIV, 110-120.

Azéma, J. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: II. Le Prébétique et le Subbétique de Cieza a Alicante. En: *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1, 219-231.

Azéma, J. (1977): *Étude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne).* Thèse de Doctorat, París, 395 p.

Azéma, J.; Bourouilh, R.; Champetier, Y.; Fourcade, E.; Rangherard, Y. (1974): Rapports stratigraphiques,paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne Ibérique, les Cordillères Bétiques et les Baléares. *Bull. Soc. Géol. France.* (7), XVI (2), 140-159.

Azéma, J.; Foucault, A.; Fourcade, E.; Champetier, Y. (1973): Le Crétacé dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques. Essai de corrélation. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 2, 91-110.

Azéma, J.; Foucault, A.; Fourcade, E.; Champetier, Y. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: I. Essai de coordination. *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa Ed., *Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7)*, 1, 159-217.

Azéma, J.; Foucault, A.; Fourcade, E.; García Hernández, M.; González Donoso, J.M.; Linares, A.; Linares, D.; López Garrido, A.C.; Rivas, P.; Vera, J.A. (1979a): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.* Univ. Granada, 83 p.

Azéma, J.; Foucault, A.; Leret, G.; Arias, C.; Vilas, L. (1979b): Mid Cretaceous Events, Iberian Field Conference 77. Chaîne Ibérique et Prébétique, Quatrième jour. *Cuad. Geol. Ibérica*, 5, 299-309.

Babinot, J.F.; Freytet, P. (coord.)(1983): Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale: état des connaissances biostratigraphiques. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 245-268.

Babinot, J.F.; Tronchetti, G. (1983): Les microfaunes (foraminifères - ostracodes) du Coniacien - Santonien de Provence (S.E. France): biostratigraphie, paléoécologie. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 143-154.

Baena, J. (1979): Hoja geológica num. 869 (Jumilla). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

Baena, J.; Jerez, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.s.).* IGME, Col. Informe, 256 p.

Barron, E.J. (1983): A warm equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Sci. Rev.*, 19, 305-338.

Bathurst, R.G.C. (1975): *Carbonate Sediments and their Diagenesis.* Developments in Sedimentology, 12 (segunda edición), Elsevier, Amsterdam, 658p.

Bein, A. (1976): Rudistid fringing reefs of Cretaceous shallow carbonate platform of Israel. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 60, 258-272.

Bellier, J.P. (1985): *Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale. Utilisation stratigraphique des formes trochospiralées de l'Albien au Maastrichtien.* Mém. Soc. Géol. France, 146, 70 p.

Berthou, P.Y. (1971): *Le Crétacé supérieur de l'Estramadure portugaise.* Thèse Doctorat, Paris, 472 pp. N° CNRS A.O. 5716, vol. roneotypé.

Berthou, P.Y. (1973): *Le Cénomanien de l'Estramadure portugaise.* Ser. Géol. de Portugal, mém. n° 23, Lisboa, 169 p.

Berthou, P.Y.; Lauverjat, J. (1979): Essai de synthèse paléogéographique et paléobiostratigraphique du bassin occidental portugais au cours du Crétacé supérieur. *Ciencias da Terra (UNL)*, 5, 121-144.

Bignot, G. (1971): Contribution á l'étude des espèces liburniennes des genres *Rhapydionina* STACHE 1913 et *Rhipidionina* STACHE 1913. *Rev. Micropal.*, 13 (4) 222-236.

Bilotte, M. (1978): Proposition pour une biozonation des séries épicontinentales du Cénomanien des Pyrénées. *Géol. Méditerranéenne*, V(1), 39-46.

Bilotte, M. (1983): Biozonation des séries de plate-forme du Sénonien et du Maastrichtien est-pyrénéen. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 99-102.

Bilotte, M. (1984): Les grands foraminifères benthiques du Crétacé supérieur pyrénéen. Biostratigraphie. Réflexions sur les corrélations mésogéennes. En: *Benthos'83, 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera*, 61-67.

Bilotte, M. (1985): *Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes*. Thèse Doctorat d'Etat Université Paul Sabatier, Toulouse, 626 pp.

Bilotte, M. (1990): *Le Sénonien supérieur du bassin d'avant-pays sous-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute Garonne*. Strata, serie 2, vol. 13.

Bilotte, M.; Canérot, J.; Peybernès, B.; Rey, J.; Souquet, P. (1978): Associations micropaléontologiques et biozonations au passage Albien-Cénomanien dans les Pyrénées, les Chaînes Ibérique et Catalane, et Portugal. *Géol. Méditerranéenne*, t. V, 1, 47-54.

Bloom, A.L., Broecker, S.W., Chappel, J.M.A., Matthews, R.K.; Mesolella, K.J. (1974): Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast. *Quaternary Research*, 4, 185-205.

Blumenthal, M. (1927): Verusch emer tektonischen gliederung ber Betischen Kordilleren von Central und Subwest Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.*, XX, 487-532.

Bosellini, A. (1991): *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*. Italo Bovolenta editore, 317p.

Brewer, R. (1976): *Fabric and mineral analysis of soils*. R. E. Krieger Publ. Co., Huntington, New York, 482p.

Brinkmann, R. (1931): Las cadenas béticas y celtibéricas del sureste de España. *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, IV, C.S.I.C., 307-433, Madrid, 1948. (traducc. de *Beitr. zur Geol. der West Mediterrangebiete*, 6, Berlín, 1931).

Brinkmann, R.; Gallwitz, H. (1933): El borde externo de las Cordilleras Béticas en el sureste de España. *Publ. Extr. sobre Geol. de España*, V, 167-290, C.S.I.C., 1950.

Buol, S.W.; Hole, F.D.; McCraken,R.D. (1980): *Soil genesis and classification. Second edition*. Ames, Iowa State University Press, 406p.

Busnardo, R.; Durand Delga, M. (1960): Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétace inférieur dans l'Est des Cordillères Bétiques (région d'Alcoy et d'Alicante). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 2, 278-287.

Cabrera, L.; Colombo, F. Robles, S. (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal aluvial system of the SE Ebro Basin: transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En: *Excursion Guide, Sixth European Regional Meeting, International Association of Sedimentologists*. M.D. Milá; J. Rosell (eds.), 393-492.

Calonge, A. (1989): *Bioestratigrafía del Cenomaniense de la Cordillera Ibérica por foraminíferos bentónicos*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 558 p.

Calvet, F. (1982): Constructive micrite envelope developed in vadose continental environment in Pleistocene eolianites of Mallorca (Spain). *Acta Geol. Hispánica*, 17, 169-178.

Calvet, F.; Tucker, M.E.; Henton, J.M. (1990): Middle triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. En: *Carbonate platforms: facies, sequences and evolution*, M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg; J.F. Read (eds.) Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 9, 79-108.

Camoin, G.; Philip, J.; Bernet-Rollande, M.C. (1983): Stratigraphie et paléobiogeographie des récifs à rudistes du Sénonien supérieur du sud-est de la Sicile. Relation avec le volcanisme sous-marin. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, II, 296, 1093-1096.

Campobasso (1972): Rudiste del Cretaceo superiore delle Murge sudorientalli. *Bull. della Soc. dei Naturalisti in Napoli*, vol. LXXXI, 433-460.

Carenas, B. (1987): *El Cretácico medio de la región de Liria-Ademuz (Valencia)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 2 tomos, 867 p. (Inédita).

Carenas, B.; García, A.; Segura, M.; Pérez, P. (1986): Rangos en la ciclicidad de los depósitos de la Formación Calizas de Aras de Alpuente (Albiense sup.-Cenomaniense inf.) en el sector de la Cordillera Ibérica. *XI Congreso Español de Sedimentología,* Barcelona.

Caus, E.; Cornella, A. (1981): *Calveziconus lecalvezae* n. gen. n. sp., Orbitolinidé campanien de la bordure méridionale des Pyrénées. *Cahiers de Micropal.*, 4, 27-34.

Caus, E.; Cornella, A. (1983): Macroforaminifères du Crétacé supérieur du bassin sud-pyrénéen. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 137-142.

Caus, E.; Gómez-Garrido, A. (1989): Correlation of Larger Benthic and Planktonic Foraminifera of the Late Cretaceous in the South-Central Pyrenees. En: *Cretaceous of the Western Tethys*, J. Wiedmann (ed.), Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, 231-238.

Caus, E.; Hottinger, L. (1986): Particularidades de la fauna (macroforaminíferos) del Cretácico superior pirenaico. *Paleontología i Evolució*, 20, 115-123.

Cestari, R.; Sirna, G. (1987): Rudist fauna in the Maastrichtian deposits of southern Salento (Southern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 133-147.

Cisne, J.L. (1986): Earthquakes recorded stratigraphically on carbonate platforms. *Nature*, 323, 320-322

Coates, A.G. (1973): Cretaceous thetyan coral rudist biogeography related to the evolution of the Atlantic Ocean. En: *Organisms and continents through time.* Palaeontol. Ass. London. 169-174.

Colectivo (1983): Conclusions au colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien: échelles biostratigraphiques. *Geol. Méditerrannéenne*, X (3-4), 413-434.

Comas, M.C. (1978): *Sobre la Geología de los Montes Universales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior.* Tesis Doctoral. Univ. Bilbao, 232 p.

Company, M.; García Hernández, M.; López Garrido, A.C.; Vera, J.A.; Wilke, H. (1982): Interpretación genética y paleogeográfica de las turbiditas y materiales redepositados del Senoniense Superior en la Sierra de Aixorta (Prebético Interno, Provincia de Alicante). *Cuad. Geol. Ibérica,* vol. 8, 449-463.

Conard, M. (1978): Le Cénomanien des Alpes-Maritimes: biozonation par les Globotruncanidés. *Géol. Méditerranéenne*, V(1), 65-68.

Coutelle, A.; Duée, G. (1989): Essai sur la tectogénèse des chaînes alpines de la Mediterranée occidentale. *Bull. Centr. Rech. Exp. Prod. Elf Aquit.*, 8(1), 1-13.

Cremades, J.; Linares, A. (1982): Contribución al conocimiento del Albense superior - Cenomanense del Prebético de la Provincia de Alicante. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 721-738.

Champetier, Y. (1972): *Le Prébétique et l'Ibérique cotiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne).* Thèse de Doctorat, Nancy, Scien. Terr., 24, 169 p.

Cherchi, A.; Schroeder, R. (1989): Présence de deux lignées phylétiques à vitesse évolutive différente dans les Préalvéolines du Cénomanien de l'Europe sud-occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308 (II), 801-807.

Choquette, P.W.; Pray, C.P. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Ass. petrol. Geol. Bull.*, 54, 207-250.

Choquette, P.W.; Trussel, F.C. (1978): A procedure for making the titan-yellow stain for Mg-calcite permanent. *Jour. Sedim. Petrol.*, 48, 639-641.

Dabrio, C.J.; García Hernández, M. (1975): Facies y Paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética). En: *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1, 21-33.

Damotte, R.; Fourcade, E. (1971): *Neocycprideis murciensis* n. sp., Ostracode nouveau du Maastrichtien de la Province de Murcie (Sud-Est de l'Espagne). *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, XIII, 169-173.

Darder Pericás, B. (1945): Estudio geológico del sur de la Provincia de Valencia y norte de la de Alicante. *Bol. Geol. y Minero,* T. LVII, 63-175.

De Castro, P. (1966): Sulla presenza di un nouvo genere di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 75, 317-347.

De Castro, P. (1969): Su alcune tallofite del Mesozoico in Campania. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 78, 87-167.

De Jong, K. (1990): Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia. *Tectonophysics*, 184, 279-296.

Decrouez, D. (1978): Le Cénomanien du domaine ophiolitique externe en Argolide (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Géol. Méditerranéenne*, V(1), 69-78.

Deloffre, R. (1978): Histoire géologique du Crétacé moyen en Aquitaine (France S.W.). *Géol. Méditerranéenne*, V(1), 79-86.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of carbonate rocks.* W.E. Ham (ed.), Am. Ass. petrol. Geol. Mem. 1, 108-121.

Dunham, R.J. (1969): Early vadose silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico. En: *Depositional environments in carbonate rocks.* G.M. Friedman (ed.), S.E.P.M. Spec. publ. 14, 139-181.

Dupuy de Lôme, E. (1958): *Memoria y Hoja Geológica número 819 (Caudete).* Mapa Geológico de España 1:50.000, Primera edición. I.G.M.E. Madrid.

Dupuy de Lôme, E. (1959): *Memoria y Hoja Geológica número 845 (Yecla).* Mapa Geológico de España 1:50.000, Primera edición. I.G.M.E. Madrid.

Dupuy de Lôme, E. (1961): *Memoria y Hoja Geológica número 844 (Ontur).* Mapa Geológico de España 1:50.000, Primera edición. I.G.M.E. Madrid.

Dupuy de Lôme, E.; Martín de la Barcena, E. (1961): *Memoria y Hoja Geológica número 818 (Montealegre del Castillo).* Mapa Geológico de España 1:50.000, Primera edición. I.G.M.E. Madrid.

Echeandía, T. (1979): *Atlas gráfico del Reino de Murcia.* Aguilar S.A. de Ediciones, Madrid, 63p.

Edwards, P.G. (1981): The Foraminiferid genus *Gavelinella* in the Senonian of North-West Europe. *Paleontology*, vol. 24, part 2, 391-416.

Elf Aquitaine (1975): *Essay de Caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Elements d'analyse.* Elf Aquitaine. Centres de recherches de Pau, 173 p.

Elf Aquitaine (1977): *Essay de Caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Elements d'interprétation.* Elf Aquitaine. Centres de Recherches de Pau, 231 p.

Elízaga, E. (1980): Los sedimentos terrígenos del Cretácico Medio del Sur de la Meseta y el Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológicas. *Bol. Geol. y Minero*, T. XCI-V, 619-638.

Elízaga, E.; Gallego, I.; García de Domingo, A.; López Olmedo, F. (1980): Hoja geológica num. 843 (Hellín). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

Embry, A.F.; Klovan, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19, 730-781.

Enos, P. (1983): Shelf Environment. En: *Carbonate Depositional Environments.* P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (eds.), Am. Ass. petrol. Geol. Mem. 33, 268-295.

Esteban, M. (1973): Caliche textures and *Microcodium. Boll. Soc. Geol. Italiana,* 92, 105-125.

Esteban, M.; Kappla, C.F. (1983): Subaerial Exposure. En: *Carbonate Depositional Environments.* P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (eds.), Am. Ass. petrol. Geol. Mem. 33, 1-54.

Estévez, A.; López-Garrido, A.C.; Rodríguez-Fernández, J. (1986): Sedimentación neógena y tectofacies asociadas a la acción de fallas de salto en dirección. Ejemplo del accidente de Socovos (Zona Prebética. Prov. Albacete y Murcia). *XI Congreso Español de Sedimentología.* Barcelona, 1986. Resúmenes de Comunicaciones, p 68.

Ettenshon, F.R.; Dever, G.R.; Grow, J.S. (1988): A paleosol interpretation for profiles exhibiting subaerial exposure "crusts" from the Mississipian of the Appalachian Basin. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper,* 216, 49-79.

Eugster, H.P.; Kelts, K. (1983): Lacustrine chemical sediments. En: *Chemical Sediments and Geomorphology - Precipitates and Residua in the Near-Surface Environment.* A.S. Goudie; K. Pye (eds). Academic Press, London, 321-368.

Fallot, P. (1928): La limite Séptentrionale des chariages Subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura. *C. R. Acad. Sc. Paris,* 187, 1150-1152.

Fallot, P. (1930): État de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique. *Livre Jubilaire S.G.F.*, 279-305.

Fallot, P. (1943): *El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas.* Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, 110 p.

Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 8, 83-172.

Fallot, P.; Bataller, J.R. (1927): Sur la bordure Nord-Est du Massif Crétacé du Bas-Aragon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 184, 1467-1470.

Fallot, P.; Durán Delga, M.; Busnardo, R.; Sigal, J. (1958): El Cretácico superior del sur de Caravaca. *Notas y Comunicaciones*, I.G.M.E., 50 (traducido al castellano de: Busnardo, R.; Durand Delda, M.; Fallot, P.; Sigal, J. (1957): *C. R. Acad. Sc. París*, 245, 462-465).

Farinacci, A,. (1965): "*Laffitteina marsicana*", nuova specie di rotalide nel calcare maestrichtiano a "*Rhapydionina liburnica*" di M. Turchio (Marsica). *Riv. Ital. Pal. Str.*, 71 (4), 1-12.

Farinacci, A.; Yeniay, G. (1986): Biostratigraphy and event - analysis of the Cenomanian - Maastrichtian carbonates of the Bey Daglari (Western Taurus, Turkey). *Geologica Rom.*, 25, 257-284.

Fernández Calvo, C. (1980): Características de la plataforma carbonatada Cenomaniense de La Mancha (Provincia de Cuenca). *IX Congreso Español de Sedimentología*, Salamanca, 463-473.

Fernández Calvo, C. (1981): *Sedimentología y diagénesis del Cretácico Superior de La Mancha (Provincia de Cuenca).* Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 296p.

Fernández Calvo, C. (1982): Diagénesis del Cretácico superior manchego. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 8, 351-367.

Fernández Calvo, C.; Yébenes, A.; De la Peña, J.A. (1979): Estudio petrológico y sedimentológico del Cretácico superior en la transversal Mota del Cuervo - Alarcón (Provincia de Cuenca). *Estudios. Geol.*, 35, 219-229.

Fleury, J.-J.; Bignot, G.; Blondeau, A.; Poignant, A. (1985): Biogéographie de foraminifères benthiques téthysiens du Sénonien à l'Eocène supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I/5, 757-770.

Floquet, M. (1987): Contrôle tectonique, sédimentaire et eustatique des transgressions et régressions marines sur la plate-forme nord-castillane (Espagne) au Crétacé supérieur. *Mém. géol. Univ. Dijon*, vol. 11, 69-77.

Floquet, M. (1991): *La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et Vie*. Mem. Geol. Univ. Dijon., 14, 2 vol., 925p.

Floquet, M., Mathey, B.; Rossé, P.; Vadot, J.P. (1988): Age Cénomanien et Turono-Coniacien des Calcaires de Sare (Pays basque, France-Espagne). Conséquences paléomorphologiques et tectonogénétiques pour les Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. France,* (8), t. IV, 6, 1021-1027.

Floquet, M.; Meléndez, A. (1982): Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 237-257.

Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones.* Springer-Verlag, Berlín, 633 p.

Folk, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. petrol. Geol. Bull.*, 43, 1-38.

Folk, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. En: *Classification of carbonate rocks.* W.E. Ham (ed.), Am. Ass. petrol. Geol. Mem. 1, 62-84.

Folk, R.L. (1974a): *Petrology of sedimentary rocks.* Hemphill Publishing Company. 183 pp.

Folk, R.L. (1974b): The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sedim. Petrol.*, 44, 40-53.

Foucault, A. (1971): *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale).* Thèse Sciences, Univ. París, 633p.

Foucault, A. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. IV - Le Prébétique et le Subbétique de Cazorla à Huéscar. En: *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España,* Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones, Serie 7, 1, 245-256.

Fourcade, E. (1965): Observations sur le Crétacé du Nord de Jumilla (Province de Murcie, Espagne). *C. R. somm. Soc. Geol. France.*, 6, 208-209.

Fourcade, E. (1966): *Murciella cuvillieri* n. gen. n. sp., nouveau foraminifère du Sénonien supérieur du Sud-Est de l'Espagne. *Rev. Micropaléontol.*, 9(3), 147-155.

Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne).* Thèse Sciences, París, 2 vol., 427 p.

Fourcade, E. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. III - Les confins du Prébétique et des chaînes Ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (stratigraphie et paleogeographie). En: *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1, 233-244.

Fourcade, E.; García, A. (1982): El Albiense superior y el Cenomaniense con foraminíferos bentónicos del sur de la Cordillera Ibérica (Provincias de Cuenca y de Valencia). *Cuad. Geol. Ibérica,* vol. 8, 369-389.

Fournier, R.; Philip, J.; Tronchetti, G. (1983): Le Coniacien de la basse vallée du Rhône: biostratigraphie, évolution des milieux de dépôts. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 387-402.

Freytet, P.; Plaziat, J.C. (1982): *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France.* Contributions to Sedimentology, 12, 213 p.

Friedman, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods. *J. Sed. Petrol.*, 29, 87-97.

Gallego, I.; García de Domingo, A.; López Olmedo, F. (1980): Hoja geológica num. 818 (Montealegre del Castillo). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

Gallego, I.; García de Domingo, A.; López Olmedo, F. (1981a): Hoja geológica num. 870 (Pinoso). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

Gallego, I.; García de Domingo, A.; López Olmedo, F. (1981b): Hoja geológica num. 845 (Yecla). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

García, A. (1977): *Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la Provincia de Valencia y Noreste de la Provincia de Albacete*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 1, 334 p.

García, A.; Carenas, B.; Pérez, P.; Segura, M. y Calonge, A. (1989): Les cycles sédimentaires dans les faciès de plate-forme téthysiens de la Chaîne Ibérique centrale de l'Albien supérieur au Cénomanien moyen. *Geobios, Mém. Spécial*, 11, 151-160.

García, A.; Fourcade, E.; Mas, J.R.; Alonso, A.; Arias, C.; Vilas, L.; Azéma, J.; Foucault, A. (1979): Guide III partie. Chaîne Ibérique et Prébétique. Troisième jour. Mid Cretaceous Events Iberian Field Conference 77. *Cuad. Geol. Ibérica,* vol. 5, 283-298.

García, A.; Giménez, R.; Segura, M. (1985): Un modelo para la etapa "proto-atalántica" del Cretácico medio en la Cordillera Ibérica Suroccidental. *Estudios geol.*, 41, 205-206.

García, A.; Mas, J.R.; Arias, C.; Vilas, L.; Alonso, A.; Rincón, R. (1978): Evolution sédimentaire des faciès terrigènes, mixtes et carbonatées de l'Albien supérieur-Cénomanien, dans la région de Cuenca-Almansa. *Cahiers de Micropaléontologie,* 4, 11-19.

García, A.; Segura, M. (1984): Les transgressions du Crétacé moyen dans le secteur occidental et méridional de la Chaîne Ibérique (Espagne Central). *10é R.A.S.T.*, 244-246.

García, A.; Segura, M.; Carenas, B.; Calonge, B. (1989a): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense - Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 303-333.

García, A.; Segura, M.; Carenas, B.; Calonge, A.; Pérez, P. (1989): Correlaciones y equivalencias de las unidades litoestratigráficas del "Ciclo Albiense superior - Cenomaniense medio" en la Cordillera Ibérica. *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao 1989, Comunicaciones, 203-206.

García, A.; Segura, M.; Carenas, B; Pérez, P. (1987): Transgressions, discontinuités et eustatisme dans le Crétacé moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Mém. Géol. Univ. Dijon,* 11, 81-89.

García de Domingo, A.; López Olmedo, F.; Baena, J.; Gallego, I. (1984): Hoja geológica num. 844 (Ontur). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

García Hernández, M. (1978): *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de las Sierras de Cazorla y del Segura (Zona Prebética).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 190, 351 p.

García Hernández, M., López Garrido, A.C., Martín Algarra, A.; Molina, J.M.; Ruiz Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 35-52.

García Hernández, M.; López Garrido, A.C.; Martín Algarra, A.; Vera, J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelágico (Penibético). *Cuad. Geol. Ibérica,* 8, 579-595.

García Hernández, M.; López Garrido, A.C.; Rivas, P.; Vera, J.A. (1979): Dominios paleogeográficos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol.,* 10, 359-365.

García Hernández, M.; López Garrido, A.C.; Sanz de Galdeano, C.; Vera, J.A.; Rivas, P. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution in the External Zones of the Betic Cordillera (Spain). *Geol. Mijn.,* 59, 155-168.

Gargouri-Razgallah, S. (1983): Le Cénomanien de Tunisie centrale. Étude paléoécologique, stratigraphique micropaléontologique et paléogéographique. *Doc. et Trav. IGAL*, París, 215p.

Garret, P. (1970): Phanerozoic stromatolites: Non-competitive ecological restriction by grazing and burrowing animals. *Science,* 169, 171-173.

Garret, P.; Smith, D.L.; Wilson. A.O.; Patriquin, D. (1971): Physiography, ecology and sediments of two bermuda patch reefs. *Journal Geology*, 79, 647-668.

Gendrot, C. (1968a): *Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Crétacé Supérieur de la Région des Martigues (Bouches-du-Rhone)*. Thèse de Doctorat. 99pp.

Gendrot, C. (1968b): Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la region des Martigues près de Marseille (Bouches-du-Rhône). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 61 (2) 657-694.

Ghlis, M.; Bellier, J.P. (1989): Répartition comparée des Foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires dans le Crétacé terminal du sud constantinois: un cadre de référence pour l'Algérie. *Revue de Micropaléontologie*, 32(4), 261-276.

Gili, E. (1982): Análisis sedimentológico e interpretación ambiental de una formación de rudistas (Santoniense, Zona Surpirenaica). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 979-986.

Giménez, R. (1987): *Estratigrafía y Sedimentología del Cretácico superior en el sector Almansa-Requena (Provincias de Albacete y Valencia)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 224 p. (inédito).

Giménez, R. (1988): Ciclos sedimentarios mayores en la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (Cretácico superior). *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones*, vol. 1, 87-90.

Giménez, R. (1989): La mégaséquence transgressive-régressive du Cénomanien Supérieur dans la région méridionale de la Chaîne Ibérique (provinces de Valence et d'Albacete, Espagne). *Geobios, Mém. Spec.*

Giménez, R.; Arias, C.; Vilas, L. (1988): El límite meridional de la transgresión Cenomaniense superior en la Cordillera Ibérica (Murcia, Albacete y Valencia). *Geogaceta*, 4, 23-24.

Giménez, R.; Martín Chivelet, J. (1991): Paleogeografía del Cretácico superior en la zona oriental de Albacete. En: *Jornadas sobre el Medio Natural Albacetense*, Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete, 133-138

Giménez, R.; Martín Chivelet, J.; Arias, C.; Masse, J.P.; Vilas, L. (1990): Séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de l'Espagne et leur signification géodynamique. *VI Meeting of the European Geological Societies, Abstracts,* p. 27.

Giménez, R.; Martín Chivelet, J.; Pérez Arlucea, M. (1991): Implicaciones secuenciales de los paleosuelos de la Formación Alarcón (Cretácico superior) en la Cordillera Ibérica meridional y el Prebético. *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*, 32.

Giménez, R.; Martín Chivelet, J.; Vilas, L. (1991a): Controls on the upper Albian to middle Cenomanian carbonate platforms of Betic and Iberian Basins (SE Spain). *Dolomieu Conference, Abstracts*, 215-216.

Giménez, R.; Rey, L. (1982): El Cretácico entre Villanueva de Alcorcón y Villar de Cobeta. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 391-409.

Ginsburg, R.N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *Am. Ass. petrol. Geol. Bull.*, vol. 55, 340.

Gnaccolini, M.; Jadoul, F. (1990): Carbonate platform, lagoon and delta "high-frequency" cycles from the Carnian of Lombardy (Southern Alps, Italy). *Sedimentary Geology*, 67, 143-159.

Goldhammer, R.K.; Dunn, P.A.; Hardie, L.A. (1987): High frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triasic cyclic platform carbonates, northern Italy. *Am. J. Sci.*, 287, 853-892.

Goldstein, R.H. (1988): Paleosols of late Pennsylvanian cyclic strata, New Mexico. *Sedimentology,* 35, 773-803.

González Donoso, J.M.; López Garrido, A.C. (1975): Características bioestratigráficas y paleogeográficas del Cretácico Superior de la Sierra del

Segura (NE de la Provincia de Jaén, Zona Prebética). *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1, 45-61.

Goodwin, P.W.; Anderson, E.J. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodie stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93, 515-533.

Grambast, L. (1971): Remarques Philogénétiques et Biochronologiques sur les Septorella du Crétacé terminal de Provence et les Charophites associates. *Paleobiologie continentale*, 2 (2) 1-38.

Grambast, L. y Gutiérrez, G. (1977): Espèces nouvelles de charophytes du Crétacé supérieur terminal de la province de Cuenca (Espagne). *Paléobiologie continentale*, 8 (2), 1-34.

Groupe A 10 (1983): Le Sénonien Charentais du chantier de l'autoroute "L'Aquitaine". Apports biostratigraphiques. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 31-39.

Gutiérrez, G.; Meléndez, A.; Robles, F.; Usera, J. (1975): El Cretácico superior continental de la Sierra de Besorí (Valencia). *Estudios Geol.*, XXXI, 563-570.

Gutiérrez, G.; Robles, F.; Meléndez, A.; Usera, J. (1975): El Cretácico superior de la Sierra Perenchiza (Valencia). En: *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa, Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1, 152-158.

Hamaoui, M.; Fourcade, E. (1973): Révision des Rhapydionininae (Alveolinidae, Foraminifera). *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, 7(2), 361-435.

Hamaoui, M.; Saint-Marc, P. (1970): Microfaunes et microfaciès du Cénomanien du Proche-Orient. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 4(2), 257-352.

Hancock, J.M.; Kauffman, E.G. (1979): The great transgressions of Late Cretaceous. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 136, 175-183.

Haq, B.V.; Hardenbol, S.; Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.

Hardie, L.A. (1987): Dolomitization: a critical view of some current views. *J. Sedim. Petrol.*, 57, 166-183.

Hardie, L.A. (1991): On the origin and significance of high frequency depositional cycles in shallow carbonate platforms. *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization*, Ortisei (Italy), Abstracts, 102-103.

Harland, W.B.; Ager, D.V.; Ball, H.V.; Bishop, W.W.; Blow, V.H.; Curry, D.; Deer, W.A.; George, T.N.; Holland, C.H.; Holmes, S.C.A.; Hughes, N.F.; Kent, P.E.; Pitcher, W.S.; Ramsbotton, W.H.C.; Stublefield, C.J.; Wallace, P.; Woodland, A.V. (1972): A concise guide to stratigraphical procedure. *Journal of the Geological Society of London*, 128, 295-305.

Hays, J.D.; Imbrie, J.; Shackleton, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.

Hedberg, H. (ed.)(1976): *International Stratigraphic Guide*. I.S.S.C. Wiley & Sons Ltd., New York, 200 p.

Hermes, J.J. (1978): The stratigraphy of the Subbetic and the Southern Prebetic of the Velez Rubio-Caravaca area and its bearing transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 81, 1-54.

Hiscott, R.N.; Wilson, R.C.L.; Gradstein, F.M.; Pujalte, V.; García-Mondéjar, J.; Boudreau, R.R.; Wishart, H.A. (1989): Comparative stratigraphy and subsidence history of mesozoic rift basins of North Atlantic. *Am. Ass. petrol. Geol.Bull.*, vol. 74, 1, 60-76.

Hoedemaeker, Ph. J. (1973): Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta Geol.*, 19, 207 p.

Hottinger, L.; Drobne, K.; Caus, E. (1989): Late Cretaceous, larger, complex Miliolids (Foraminifera) endemic in the pyrenean faunal province. *Facies*, 21, 99-134.

Hsü, K.J.; Siegenthaler, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12, 11-25.

I.T.G.E. (1990): Béticas, Granada, Guadix / Baza, Murcia / Almería, Alborán. En: *Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España*, Tomo II. I.T.G.E., Madrid.

Illing, L.V.; Wells, A.J.; Taylor, J.C.M. (1965): Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. En: *Dolomitization and limestone diagenesis*, R.C. Murray; L.C. Pray (eds.) Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 13, 89-111.

Imbrie, J.; Hays, J.D.; Martinson, D.G.; McIntyre, A.; Mix, C.C.; Morley, J.J.; Pisias, N.G.; Prell, W.L.; Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. En: *Milankovitch and Climate*, A. Berger; J. Imbrie; J. Hays; G. Kukla; B. Saltzman (eds.). Boston, Reidel Pub. Co., 269-306.

Imbrie, J.; Imbrie, J.Z. (1980): Modelling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207, 943-953.

International Subcommission on Stratigraphic Classification (1989-90): ISSC Circular nº 75-76. (inédito).

James, N.P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crusts (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. *Jour. Sedim. Petrol.*, 42, 817-836.

James, N.P. (1983a): Depositional models for carbonate rocks. En: *Sediment diagenesis*. A. Parker; W. Sellwood (eds.), Reidel Publishing Co., 289-348.

James, N.P. (1983b): Reef environment. En: *Carbonate depositional environments*. P.A. Scholle; D.G. Bebout; C.H. Moore (eds.), *Am. Ass. petrol. Geol. Mem.*, 33, 346-462.

James, N.P. (1984a): Shallowing upwards sequences in Carbonates. En: *Facies Models*. R.G. Walker (ed.), 2nd. edition, Geoscience Canada, Reprint Series, 213-228.

James, N.P. (1984b): Reefs. En: *Facies Models*. R.G. Walker (ed.), 2nd. edition, Geoscience Canada, Reprint Series, 229-244.

James, N.P.; Choquette, P.W. (1984): Diagenesis 9: Limestones. The Meteoric Environment. *Geoscience Canada,* 11(4), 161-194.

James, N.P.; Mountjoy, E.W. (1983): Shelf slope break in fossil carbonate platforms: An overview. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 33, 189-206.

Jenny, H. (1941): *Factors of soil formation.* New York, McGraw-Hill, 218 p.

Jerez, L. (1971): Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la Zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra-Moratalla (Provincias de Albacete y Murcia). *Bol. Geol. y Minero,* T. LXXXI-II, 117-131.

Jerez, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 2 tomos, 750 p.

Jerez, L. (1979): Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. y Minero,* T. XC-VI, 1-53.

Jervey, M.T. (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-level changes: an integrated approach.* C.K. Wilgus *et al.* (eds.). *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 47-69.

Jiménez Pinillos, M.J. (1986): *El Cretácico de la Sierra de la Lácera y Sierra del Príncipe (Provincias de Albacete, Alicante y Murcia).* Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense, Madrid, 181 p.

Kelts, K.; Hsü, K.J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. En: Lerman, A. (ed.) *Lakes: Chemistry, Geology and Physics.* Springer-Verlag, Berlin, 295-353.

Kendall, A.C. (1984): Evaporites. En: *Facies Models.* R.G. Walker (ed.), 2nd. edition, Geoscience Canada, Reprint Series, 259-296.

Kendall, A.C.; Warren, J. (1987): A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34, 1007-1027.

Kendall, C.G.St.C.; Schlager, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea-level. *Mar. Geol.*, 44, 181-212.

Kenter, J.A.M.; Reyner, J.J.G.; Straaten, H.C. van der; Peper, T. (1990): Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza-Region (Southeastern Spain). *Sedim. Geol.*, 67, 263-280.

Klappa, C.F. (1978): Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. *Sedimentology,* 25, 489-522.

Land, L.S.; Salem, M.R.I.; Morrow, D.W. (1975): Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 59, 1602-1625.

Lauverjat, J. (1978): Le Cénomanien de la Vallée du Montego (Portugal). Limite avec le Turonien. Évolution. *Géologie Méditerranéenne,* vol. 1, 109-114.

Leeder, M.R. (1982): *Sedimentology. Process and Products.* George Allen & Urwin Eds., Londres, 344 p.

Lendínez, A.; Tena-Dávila, M. (1977): Hoja Geológica num. 819 (Caudete). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

Leret, G.; Cámara, P.; Leret, I. (1982): Aportación al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Cretácico en la Zona Prebética oriental (transversal de Villena-Alicante). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 8, 465-481.

Liebau, A. (1971): Die Ableitung der paläkologischen Systematik einer oberkretazischen Lagune. *Bull. Centre Rech. S.N.P.A.*, 5 sup. (Coll. Paléoecol. Ostrac., Pau, 1970), 577-599.

Linares, D. (1977): Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central). *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*, 410p.

Linares Girela, L.; Rodríguez Estrella, T. (1974): El Cretácico del extremo sur de la Ibérica y del borde externo del Prebético (provs. de Albacete y Cuenca). Correlación y síntesis. *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica.* Cuenca, 219-240.

Linares Girela, L: (1976): Datos sobre las series Jurásico - Cretácico en el sector Peñas de San Pedro - Chinchilla de Montearagón (prov. de Albacete). *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXVII-IV, 355-364.

Logan, B.W.; Rezak, R.; Ginsburg, R.N. (1974): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, 72, 68-83.

López Garrido, A.C. (1971): Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén. *Tesis Doctoral*, Univ. Granada (*Sec. Publ. Univ. Granada*), 317p.

López Garrido, A.C.; García Hernández, M.; Estevez, A.; Pina, J.A. (1986): El Urgoniano del Prebético de Alicante: un ejemplo de plataforma carbonatada progradante durante el Cretácico inferior. *XI Congr. Español Sedim.*, Barcelona, *Resúmenes de comunicaciones*, p.101.

Luperto Sinni, E. (1976): Microfossili senoniani delle Murge. *Riv. Ital. Paleont.*, 82 (2) 293-416.

Malod, J.A. (1989): Ibérides et Plaque Ibérique. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 927-934.

Mallada, L. (1884): Reconocimiento geológico de la Provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, XI, 1-65.

Mancheño Jiménez, M.A.; Rodríguez Estrella, T. (1985): Geología de los diapiros triásicos en el noreste de la Provincia de Murcia. *Estudios Geol.*, 41, 189-200.

Marks, P. (1972): Late Cretaceous planktonic foraminifera from Prebetic tectonic elements near Jaén (Southern Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, nº extraordinario, 99-123.

Martel San Gil, M. (1970): Nota previa al estudio geológico de la región de Los Cuchillos (Cuenca - Valencia). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 68, 19-40.

Martel San Gil, M. (1975): El Cretácico Superior de Bicuerca-Los Cuchillos (Valencia). *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*. Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1, 141-150.

Martín Algarra, A. (1987): *Evolución geológica Alpina del contacto entre las zonas internas y zonas externas de la Cordillera Bética.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 p.

Martín Algarra, A.; Ruiz Ortiz, P.A.; Vera, J.A. (1991): Factores que controlaron la sedimentación turbidítica cretácica en la Cordillera Bética. *III Coloquio del Cretácico de España, Resúmenes*, p. 42.

Martín Algarra, A.; Vera, J.A. (1989): La serie estratigráfica del Penibético. En: *Libro Homenaje Rafael Soler.* AGGEP, 67-76.

Martín Chivelet, J. (1988): *El Cretácico medio y superior de las Sierras del Cuchillo y de las Moratillas (Provincias de Murcia y Albacete).* Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense, 308p.

Martín Chivelet, J. (1990a): El Cretácico Superior del Prebético Externo en el Norte de Yecla (Murcia). *Estudios Geol.*, 46, 111-121.

Martín Chivelet, J. (1990b): La transgresion del Cenomaniense superior en el Prebético. *Geogaceta*, 8, 86-88.

Martín Chivelet, J. (1990c): Mixed carbonate - clastic sedimentation in Senonian of Prebetic ranges (SE Spain). *13th. Int. Sedim. Congress (Nottingham), Papers*, 300-301.

Martín Chivelet, J. (1991): Sedimentación lacustre finicretácica en el Prebético de Murcia: caracterización estratigráfica. *Geogaceta*, 9, 70-73.

Martín Chivelet, J.; Giménez, R. (1989): Sedimentary and pedological features in microtidal sequences in limestones: An example in Upper Cretaceous of Prebetic ranges (SE Spain). *10th IAS Regional Meeting on Sedimentology, Abstracts book*, Budapest, 149-150.

Martín Chivelet, J.; Giménez, R. (1991): Les Plates - Formes du Cénomanien supérieur - Turonien inférieur dans le Sud - Est de l'Espagne (Abstract). *Géologie Alpine*, Mém. H.S., 17, p.81.

Martín Chivelet, J.; Giménez, R. (*in litt.*): Les Plates - Formes du Cénomanien supérieur - Turonien inférieur dans le Sud - Est de l'Espagne. *Cretaceous Research.*

Martín Chivelet, J.; Giménez, R.; Vilas, L. (1988): El Cretácico medio y superior de la Sierra de las Moratillas (Prebético Externo, Murcia). *Geogaceta*, 5, 24-26.

Martín Chivelet, J.; Giménez, R.; Vilas, L. (1989): Los grandes episodios de evolución del Cenomaniense en el Prebético Externo. Un ensayo de correlación con la Ibérica Meridional. Factores de Control. *XII Congr. Español de Sedimentología, Simposios y Conferencias*, 65-73.

Martín Chivelet, J.; Philip, J.; Tronchetti, G. (1990): Les Formations à Rudistes du Crétacé supérieur (Cénomanien moyen - Sénonien inférieur) du domaine prébétique (Sierra du Cuchillo, Région de Yecla, Espagne). *Geol. Mediteranéenne*, XVII (2), 139-151.

Martín, J.M. (1980): *Las dolomías de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 201 p.

Martínez del Olmo, W. y Benzaquen, M. (1975): Hoja geológica num. 820 (Onteniente). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie - primera edición, I.G.M.E.

Martínez del Olmo, W.; Colodrón, I.; Nuñez, A. (1977): Hoja geológica num. 846 (Castalla). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.* Segunda serie, I.G.M.E.

Martínez del Olmo, W.; Leret, G.; Megías, A.G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico superior en la Zona Prebética. *Cuad. Geol. Ibérica,* vol. 8, 597-614.

Martínez del Olmo, W.; Leret, G.; Suárez, J. (1985a): Massive olistolites deposition during the Miocene in the Eastern Betic Cordillera (Spain). *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, IAS Lleida 85, Abstracts, 281-284.

Martínez del Olmo, W.; Leret, G.; Suárez, J. (1985b): Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 147-151.

Martínez del Olmo, W.; Leret, G.; Suárez, J. (1986): La estructuración diapírica del Sector Prebético. *Geogaceta*, 1, 43-44.

Mas, J.R. (1981): *El Cretácico inferior de la Región Noroccidental de la Provincia de Valencia.* Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 8, 408 p.

Mas, J.R.; Alonso, A.; García, A.; Arias, C.; Vilas, L.; Meléndez, N.; Rincón, R. (1982): Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *9ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Soc. Géol. Fr., p.417.

Mas, J.R.; Asensio, A.; García, A. (1975): El Cretácico superior en el sector de Villa de Ves - Cortes de Pallás (Albacete - Valencia). *Seminarios de Estratigrafía*, 11, 7-20.

Mas, J.R.; Wiedmann, J. (1980): Ammoniten und alter der Mittelkreide transgression in der westlichen Provinz Valencia, Spanien. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 256-272.

Masse, J.P.; Arias, C.; Vilas, L. (*in litt.*, 1992): Stratigraphy and biozonation of a reference Aptian p.p. Tethyan carbonate platform succession: the Sierra del Carche series (oriental Prebetic zone - Murcia, Spain). In: New aspects on Tethyan cretaceous fossil assemblages. *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Komissionen, Österreichische Akademie der Wissenschaften*, 9.

Masse, J.P.; Philip, J. (1986): L'évolution des rudistes au regard des principaux événements géologiques du Crétacé. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10(2), 437-456.

Mathey, B. (1983): Le système des flysch calcaires; le système du flysch gréseux; le système marmo-calcaire fini-crétacé; évolution de la zone marine profonde au Crétacé supérieur à partir du Cénomanien moyen. En: *Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires.* Mém. géol. Univ. Dijon, vol. 9, 83-107.

Maurin, A.F.; Bernet-Rollande, M.C.; Monty, C.L.V.; Nazhat, S. (1985): The microbial nature of bacinellid textures. Sedimentological bearings. *6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lérida), Abstracts*, 285-287.

Mazzullo, S.J.; Reid, A.M.; Gregg, J.M. (1987): Dolomitization of Holocene Mg-Calcite supratidal deposits, Ambergris Cay, Belize. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98, 224-231.

McKencie, J.A. (1981): Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: A stable isotope study. *J. Geol.*, 89, 185-198.

McKencie, J.A.; Hsü, K.J.; Schneider, J.F. (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, U.A.E., and its relation to evaporative dolomite genesis. En: *Concepts and Models of Dolomitization*, D.H. Zenger; J.B. Dunham; R.L. Ethington (eds). Spec. Publ. Soc. Econ. Econ. Paleont. Mineral. 28, 11-30.

Meléndez, A. (1979): El Cretácico del Macizo del Caroch (Provincias de Murcia y Albacete). *Cuad. Geol. Ibérica*, 5, 435-452.

Meléndez, F.; Ramírez, J.; Mas, J.R.; García, A.; Rincón, R. (1979): Mid Cretaceous Events. Iberian Field Conference. Guide III Partie. Chaîne Ibérique et Prebétique . Deuxième jour. *Cuad. Geol. Ibérica*, 5, 239-259.

Meléndez, F.; Villena, J.; Ramírez del Pozo, J.; Portero, J.M.; Olive, A.; Assens, J.; Sánchez Soria, P. (1974): Síntesis del Cretácico superior de la zona sur del la "Rama Castellana" de la Cordillera Ibérica. *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica*, Cuenca, 241-251.

Meléndez, N.; Meléndez, A.; Gómez Fernández, J.C. (1989): *Los sistemas lacustres del Cretácico inferior de la Serranía de Cuenca. Cordillera Ibérica.* Guía de Campo. IV Reunión del Grupo Español de Trabajo, Cuenca 1989, Ed. Univ. Complutense, 70 p.

Mendoza, J. (1986): *El Cretácico del Arabí y sectores adyacentes (Albacete - Murcia).* Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 144p.

Miall, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environments. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.

Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall (ed.), Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597-604.

Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Thompson, S. (1977): The depositional sequence as a basic unit for stratigraphical analysis. En: Payton, C.E. (ed.): *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 53-62.

Moore, C.H. (1989): *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Developments in sedimentology 46. 338 pp.

Moreau, P. (1976): Cadre stratigraphique et rythmes sédimentaires du Cénomanien nord-aquitain (région de Rochefort). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), 18, (3), 747-755.

Moreau, P.; Neumann, M.; Tronchetti, G. (1978): Les principaux foraminifères benthiques du Cénomanien de Charente-Maritime et de Provence: répartition comparée. *Géol. Méditerranéenne*, V(1), 137-146.

Morrow, D.W. (1982): Descriptive field classification of sedimentary and digenetic breccia fabrics in carbonate rocks. *Bull. Canadian Petroleum Geology*, 30, 227-229.

Murphy, D.H.; Wilkison, B.H. (1980): Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, 27, 123-135.

Negra, M.; Philip, J. (1987): Stratigraphie et Paléontologie des Formations à Rudistes et Grands Foraminifères du Campanien supérieur du Jebel Kebar (Tunisie Centrale). *Géol. Méditerranéenne*, Tome XII-XIII, n° 1-2 (1985-1986), 49-57.

Neumann, M. (1958): *Orbitoïdidés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine Occidentale*. Mém. Soc. Géol. de France (Nouvelle série), T. XXXVII.

Neumann, M. (1972a): A propos des Orbitoïdes du Crétacé superieur et leur signification stratigraphique. I.- Genre *Orbitoides*. *Rev. de Micropal.*. 14 (4) 197-226.

Neumann, M. (1972b): Sur les Orbitoididés du Crétacé superieur et du tertiaire. II Structure et clasification. *Ibid.*, 15 (3) 125-133.

Neumann, M. (1980): Observations micropaléontologiques à propos du Campanien et du Maastrichtien. *N. Jb. Géol. Paläont. Mh.*, 417-427.

Neumann, M.; Platel, J.P. (coords.); Andreieff, P.; Bellier, J.P.; Damotte, R.; Lambert, B.; Masure, E.; Monciardini, C. (1983): Le Campanien stratotypique: étude lithologique et micropaléontologique. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 41-58.

Neumann, M.; Robaszynski, F. (1983): Tentative de comparaison entre la limite supérieure du Campanien stratotypique et la limite inférieure du Maastrichtien stratotypique. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 73-82.

Neumann, M.; Schroeder, R. (Reds.)(1982): Tableau de Répartition Stratigraphique des Grands Foraminifères Caractéristiques du Crétacé Moyen de la Région Méditerranéenne. *Cretaceous research*, 2, 383-393.

Neumann, M.; Schroeder, R. (Eds.)(1985): *Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne*. Geobios, Mém. Spec., Lyon, 161 pp.

Nicklés, R. (1888): Sur quelques gisements maestrichtiens et daniens du SE de l'Espagne. *Bull. Soc. Geol. France* (3), XVII, 824-840.

Nicklés, R. (1891): *Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du sud de la province de Valence*. Am. Hebert, t. 1, 220 p.

Nicklés, R. (1896): Nota acerca de los terrenos secundarios de las provincias de Murcia, Almería, Granada y Alicante. *Bol. de la Comisión del Mapa Geológico de España*, III (segunda serie), 445-449.

Nichols, K.M.; Silberling, N.J. (1980): Eogenetic dolomitization in the pre-Tertiary of the Great Basin. En: *Concepts and Models of Dolomitization*, D.H.

Zenger, J.B. Dunham, R.L. Ethington (eds), Spec. Publ. Soc. Econ. Econ. Paleont. Mineral. 28, 237-246.

North American Commision on Stratigraphic Nomenclature (1983): North American Stratigraphic Code, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67, 841-875.

Orti, F., Anadón, P.; Rosell, L.; Sopeña, A.; Ramos, A.; Villar, M.V.; Calvo, J.P.; Elízaga, E.; Salvani, J.M.; Santisteban, C. de; Estévez, A.; López, M. (1990): Excursión III: Triásico y Terciario evaporíticos de Levante. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie*, F. Ortí; J.M. Salvany (eds.), ENRESA-GPPG, Barcelona, 1990, 271-304.

Ossan, A. (1906): Uber einige Alkaligesteine aus Spanien. *Fest. H. Roshembush.*, 263-310.

Paquet, J. (1969): Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France*, t. XLVIII, num. 111, 1-270.

Pato y Quintana, M. (1908): Provincia de Murcia: Descripción Física. *Bol. de la Comisión del Mapa Geológico de España*, IX (segunda serie), 1-158.

Patterson, R.J.; Kinsman, D.J.J. (1982): Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkhas along the Arabian (Persian) Gulf. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 66, 28-43.

Payton, C.E. (ed.) (1977): *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration.* Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 516p.

Pendás, F. (1971): Definición morfológica de los embalses subterráneos del alto sureste español. Estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,* T. II, Sección 3. Hidrogeología, 529-550.

Perconig, E.; Martín, L. (1971): Estratigrafía del Cretácico de la zona de Ontur y Yecla (Zona Prebética). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,* Madrid-Lisboa, 331-341.

Peryt, T.M. (ed.) (1983): *Coated Grains.* Springer-Verlag, Berlín, 655 p.

Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. (1972): *Sand and sandstone*. Springer-Verlag. 618 pp.

Philip, J. (1967): Les zones de Rudistes du Cénomanien provençal. *Bull. Soc. géol. de France* (7), IX, 497-503.

Philip, J. (1972): Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - l'example du Sud-Est de la France. *Palaeogeog., Palaeoclim. et Palaeoecol.*, 12, 205-222.

Philip, J. (1978): Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomanien: l'exemple de la Provence. *Géol. Mediterranéenne*, V(1), 155-168.

Philip, J. (1980): Crétacé supérieur de Provence. *Géobios, Mém. spécial*, 4, 99-109.

Philip, J. (1981): Les formations à rudistes du Crétacé de Tunisie: Une revue. Actes du 1er Congrès Nat. des Sci. de la Terre (Tunis), 235-240.

Philip, J. (1982): Paléobiogéographie des Rudistes et géodynamique des marges mésogéennes au Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, 5-6, 995-1006.

Philip, J. (1983): Le Campanien et le Maastrichtien à rudistes et grands Foraminifères de Quatretonda (Province de Valence, Espagne): une clef pour la biozonation et les correlations stratigraphiques dans le domaine mésogéen. *Géol. Méditerranéenne*, X, n° 3-4, 87-98.

Philip, J. (1984): Les bioconstructions à rudistes: Paléoécologie, Paléogéographie, Sédimentologie. En: *Géologie et Paléoécologie des Récifs*, J. Geister; R. Herb (eds.), Institut de Géologie de l'Université de Berne, 21.1-21.42.

Philip, J. (1985): Sur les relations des marges téthysiennes au Campanien et au Maastrichtien déduites de la distribution des rudistes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8,1,5, 723-732.

Philip, J. (1986): Étude paléontologique du genre *Sabinia* (rudiste à canaux) des récifs du Campanien de Tunisie. *Geobios*, 19(2), 247-251.

Philip, J.; Martín Chivelet, J.(1990): Reconocimiento del Cenomaniense medio y superior en el Prebético de Murcia: los rudistas de la Sierra del Cuchillo. *Geogaceta*, 7, 76-78.

Pina, J.A.; Estévez, A.; García Hernández, M.; López Garrido, A.C. (1986): Brechas intraformacionales en el Cretácico superior del Prebético de Alicante. *Resúmenes de Comunicaciones, XI Congreso Español de Sedimentología*, Barcelona, 1986, p.133.

Platt, N.H.; Wright, V.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 13, 57-74.

Plaziat, J.C.; Freytet, P. (1978): Le pseudo-microkarst pédologique: un aspect particulier des paléopedogenéses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. *C. R. Acad. Sc. Paris,* 286 (série d), 1661-1664.

Polsak, A. (1968): Deux espèces nouvelles du genre *Distefanella* et les autres rudistes turoniens du Mont Planik en Istrie (Yougoslavie). *Geoloski Vjesnik*, Zagreb, 21, 177-190.

Polsak, A.; Bauer, V.; Sliscovic, T. (1982): Stratigraphie du Crétacé supérieur de la plate-forme carbonatée dans les Dinarides externes. *Cretaceous Research*, 3, 125-133.

Polsak, A.; Mamuzic, P. (1969): Les nouveaux gisements de rudistes dans le Crétacé supérieur des Dinarides externes. *Geoloski Vjesnik*, Zagreb, 22, 229-245.

Pomerol, B. (coord.); Bellier, J.P.; Damotte, R.; Fauconnier, D.; Fouray, M.; Manivit, H.; Monciardini, C. (1983): Précisions lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur le Sénonien stratotypique. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 15-30.

Pons, J.M.; Gallemi, J.; Höfling, R.; Moussavian, E. (1991): Los Hippurites de Bc. del Raco y su fauna asociada (Maastrichtiense superior, Prov. de Valencia). *III Coloquio del Cretácico de España (Morella)*, *Resúmenes*, p. 53.

Pons, J.M.; Vicens, E. (1991, *in litt.*): Campanian and Maastrichtian Rudists from Southern Valencia Province, South East Spain. *Proc. 1 Int. Conf. on Rudists* (Beograd, 1988), *Serbian Geol. Soc. Spec. Publ.*, 2, Beograd, 1991, 1-21.

Popoff, M.; Wiedmann, J.; Klasz, I. (1982): The Upper Cretaceous Gongila and Pidinga Formations, northern Nigeria: Subdivisions, age, stratigraphic correlations and paleogeographic implications. *Eclogae Geol. Helv.*, 79, 343-363.

Porrenga, D.H. (1967): Glauconite and Chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geol.*, 5, 495-501.

Posamentier, H.W.; Jervey, M.T. y Vail. P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual Framework. In: *Sea-level changes: an integrated approach*. C.K. Wilgus *et al.* (eds.). *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 109-124.

Posamentier, H.W.; Vail. P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In: *Sea-level changes: an integrated approach*. C.K. Wilgus et al. (Eds.). *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 125-154.

Postuma, J.A. (1971): *Manual of planktonic Foraminifera*. Elsevier Publ. Com., Amsterdam, 420p.

Pratt, B.R.; James, N.P. (1986): The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33, 313-343.

Puigdefábregas, C.; Souquet, P. (1986): Tectosedimentary cycles and depositional sequences to the Mesozoc and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.

Purser, B.M. (1980): *Sédimentation et diagénese des carbonates neritiques récents*. Ins. Fr. Pétrole, 361 p.

Quesada, A.; Rey, R.; Escalante, G. (1967): Reconocimiento geológico de la zona de Carcelén (provincias de Albacete y Valencia). *Bol. Geol. y Minero*, LXXVIII, 93-185.

Radoicic, R. (1959): Some problematic microfossils from the Dinarian Cretaceous. *Bull. Serv. Geol. Geophys. R.P. Serbie*, 17, 90-92.

Ramírez del Pozo, J. (1971): *Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)*. Mem. Inst. Geol. y Minero Esp., 78, 3 vol. 357p.

Ramírez del Pozo, J.; Martín Chivelet, J. (*in litt.*): Bioestratigrafía del Senoniense en el sector prebético de Jumilla - Yecla. *Cuad. Geol. Ibérica*.

Randrianasolo, A. (1983): Contribution des foraminifères planctoniques de Madagasikara à la biostratigraphie du Coniacien au Maastrichtien. *Géol. Méditerranéenne*, X(3-4), 127-136.

Read, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, 195-212.

Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, 1-21.

Read, J.F.; Grotzinger, J.P.; Bova, J.A.; Koerschner, W.F. (1986): Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, 14, 107-110.

Reading, H.G. (Ed.)(1986): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, 615p.

Reijers, T.J.A.; Hsu, K.J. (1986): *Manual of carbonate sedimentology. A lexicographical approach*. Academic Press, Londres, 302 p.

Reinhardt, J.; Sigleo, W.R. (eds.) (1988): *Paleosols and weathering through geologic time. Principles and applications*. Special Paper 216, Geological Society of America. 157 pp.

Retallack, G.J. (1976): Triassic paleosols in the Upper Narrabeen Group of New South Wales, Pt. I. Features of the paleosols. *Geol. Soc. Australia Journal*, 24, 19-35.

Retallack, G.J. (1988): Field recognition of paleosols. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 216, 1-20.

Robaszynski, F.; Bless, M.J.M.; Felder, P.J.; Foucher, J.C.; Legoux, O.; Manivit, H.; Meessen, J.P.Th.; Van der Tuuk, L.A. (1983): La limite Campanien-Maastrichtien dans le Limbourg belgo-néerlandais. *Géol. Méditerranéenne.*, t. X, 3-4, 59-72.

Robaszynski, F.; Caron, M.; González Donoso, J.M.; Vonders, A.A.H. (eds., 1984): Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie.*, 26, 145-305.

Rodríguez Estrella, T. (1977a): Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante. 1: Estratigrafía. *Bol. Geol. y Minero,* T. LXXXVIII-III, 183-214.

Rodríguez Estrella, T. (1977b): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. 2. Tectónica. *Bol. Geol. y Minero,* T. LXXXVIII-III, 214-237.

Rodríguez Estrella, T. (1979): *Geología e hidrogeología del Sector Alcaraz-Liétor-Yeste (Provincia de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética.* I.G.M.E., Col. Memoria, t. 97, 2 vol.

Rodríguez Estrella, T. (1982): Paleogeografía de la zona Prebética durante el Cretácico. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 8, 597-614.

Rodríguez Estrella, T.; Granados, L. (1975): El Cretáceo Superior de las hojas de Alcaraz-Liétor y Yeste, Zona Prebética. *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España.* Enadimsa Ed., Trabajos de Congresos y Reuniones (Serie 7), 1.

Rodríguez Estrella, T.; Granados, L.; Saavedra, J.; González Asensio, A. (1980): Estudio geológico en el sector de Carche-Salinas, Zona Prebética (provincias de Murcia y Alicante). *Bol. Geol. y Minero,* T. XCI-IV, 527-548.

Rodríguez Estrella, T.; Martínez Laínez, J.L. (1971): Estudio de las formaciones Quesada-Franco-Benejama. *IV Jornadas minero-metalúrgicas de Cartagena.* Sección III, subsección B (tomo 3B), 763-773.

Roldán, J.L.; Muñoz, F.; Bernardeau, J.A. (1989): *Así es la Región de Murcia.* Colección Guías Informativas EFE, Fundación EFE, 515p.

Rosselló Verger, V.M. y colabs. (1969): División comarcal de la Provincia de Murcia. *Papeles del Departamento de Geografía*, 1, 9-78.

Saint Marc, P (1974): Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien du Liban. *Notes et Mém. Moyen-Orient*, XIII, 8-342p.

Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39, 157-165.

Sarg, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. In: *Sea-level changes: an integrated approach*. C.K. Wilgus et al. (Eds.). *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 155-181.

Sartorio, D. y Venturini, S. (1988): *Southern Tethys biofacies*. Agip S.p.A., Milan, 235 p.

Scoffin, T.P. (1987): *An introduction to carbonate sediments and rocks*. Blackie & Son Ltd., Glasgow, 274 p.

Schlager, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 197-211.

Scholle, P.A.; Bebout, D.G.; Moore, C.H. (eds.) (1983): *Carbonate Depositional Environments*. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 708 pp.

Schopf, T.J.M. (1980): *Paleooceanography*. Harvard University Press, Mass, 341 pp.

Schroeder, R. (1973): El corte de Aulet (Prov. de Huesca). Evolución de las Orbitolinas en el límite Cretáceo inferior-Superior. *XIII Coloquio europ. Micropaleont.*, España (C.N.G. - Enadimsa édit.), 141-149.

Sears, S.O.; Lucia, F.J. (1979): Reef growth model for Silurian pinnacle reefs, northern Michigan reef trend. *Geology*, 7, 299-302.

Segura, M. (1982): Evolución del Cretácico medio y superior en el sector Sigüenza-Taravilla. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 8, 337-350.

Sellwood, B.W. (1986): Shallow-marine carbonate environments. En: *Sedimentary environments and facies. 2nd edition.* H.G. Reading (ed.), Blackwell Scientific Publication.

Shinn, E.A. (1973): Carbonate coastal accretion in an area of longshore transport, north east Qatar, Persian Gulf. En: *The Persian Gulf*, B.H. Purser (ed.), Springer-Verlag, Berlin, 179-191.

Shinn, E.A. (1983a): Birdseyes, fenestrae, shringkage pores and loferites: a reevaluation. *Jour. Sedim. Petrol.*, 53, 619-620.

Shinn, E.A. (1983b): Tidal flat environment. En: *Carbonate depositional environments.* P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (eds.), Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 172-210.

Sibley, D.F. (1982): The origin of common dolomite fabrics. *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 1987-1100.

Sibley, D.F.; Greg, J.M. (1987): Classification of dolomite rock textures. *Jour. Sedim. Petrol.*, 57 (6), 967-975.

Sigal, J. (1977): Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. *Géol. Méditerranéenne*, IV(2), 99-108.

Simms, M. (1984): Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.*, 34, 411-420.

Skelton, P.W. (1976): Functional morphology of the Hippuritidae, *Lethaia*, 9, 83-100.

Skelton, P.W. (1979): Gregariousness and proto-cooperation in rudists (Bivalvia). En: *Biology and systematics of colonial organisms*, G. Larwood; B.R. Rosen (eds.), Syst. Assaoc. Spec., 11, 257-279.

Skelton, P.W.; Gili, E. (*in litt.*): Palaeoecological classification of rudist morphotypes. En: *First International Conference on Rudists (Beograd 1988)*, M. Sladic; Trifunovic (eds.), Serbian Geological Society.

Skelton, P.W.; Nolan, S.C.; Scott, R.W. (1990): The Maastrichtian transgression onto the northwestern flank of the proto-Oman Mountains: sequences of rudist-bearing beach to open shelf facies. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 521-547.

Sliskovic, T. (1971): Les nouveaux rudistes de l'Herzégovine. *Wissenschaft. Mitteil. des Bosnisch-Herzegov. Laudesmus.*, Bd I, heft C-Naturwiss., Sarajevo J. 7"-103.

Strasser, A. (1988): Shallowing-upwards sequences in the Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35, 369-383.

Theriault, F.; Hutcheon, I. (1987): Dolomitization and calcitization of the Devonian Grosmont Formation, Northern Alberta. *J. Sed. Petrol.* 57, 955-966.

Torres, T. y Sánchez, A. (1990): Espesores de las Facies Keuper en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie* F. Ortí; J.M. Salvany (eds.), ENRESA-GPPG, Barcelona, 1990, 212-219.

Treese, K.L.; Wilkison, B.H. (1982): Peat-marl deposition in a Holocene paludal lacustrine basin - Sucker Lake, Michigan. *Sedimentology*, 29, 375-390.

Trigueros, A. y Navarro, A. (1961): *Explicación de la Hoja número 869 (Jumilla) del Mapa Geológico de España 1:50.000.* I.G.M.E. Madrid, 71p.

Tronchetti, G. (1981): *Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien).* Thèse de l'Université de Provence. 196p.

Tucker, M.E. (1981): *Sedimentary petrology: An introduction.* Geoscience Texts, 3, 252p.

Tucker, M.E. (1985): Shallow-marine carbonate facies and facies models. En: *Sedimentology: Recent developments and applied aspects,* P.J. Brenchley; B.P.J. Williams (eds.), Geol. Soc., Blackwell Scientific Publications, Oxford, 147-169.

Tucker, M.E. (1988): *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394p.

Tucker, M.E. y Bathurst, R.G.C. (eds.) (1990): *Carbonate diagenesis*. Reprint Series Int. Ass. Sedim., 1.

Tucker, M.E.; Calvet, F.; Henton, J.; Marshall, J.; Spiro, B. (1991): Dolomitization related to sequence boundaries: the triasic Muschelkalk platforms of eastern Spain. En: Bosellini, A.; Brandner, R.; Flügel, E.; Purser, B.; Schlager, W.; Tucker, M.; Zenger, D. (eds.): *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, The Dolomites (Italy) Abstracts*, p.275.

Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.

Vail, P.R.; Colin, J.P.; Chene, R.J.; Kuchly, J.; Mediavilla, F.; Trifilieff, V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, 7, 1301-1321.

Vail, P.R.; Mitchum, Jr., R.M.; Todd, R.G.; Widmier, J.M.; Thompson, S.; Sangree, J.B.; Bubb, J.N.; Hatlelid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: *Seismic Stratigraphy*. C.E. Payton (ed.), Am. Ass. petrol. Geol. Mem, 26, 83-97.

Vail, P.R.; Sangree, J.B. (1988): Sequence stratigraphy interpretation of seismic, well and outcrop data. Workbook. *G.S.G.P. Meeting, Workshop 1.*

Van Gorsel, J.T. (1978): Late Cretaceous orbitoidal foraminifera. En: Hedley, R.H. & Adams, C.G. (eds.) *Foraminifera*, Academic, London, 3, 1-120.

Van Veen, G.W. (1969): *Geological investigations in the region west of Caravaca, South-eastern Spain.* Academic Proefschrift, Univ. Amstedam, 143 p.

Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-level changes: an*

integrated approach. C.K. Wilgus *et al.* (eds.). *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 39-45.

Vera, J.A. (1986): Las zonas externas de las Cordilleras Béticas. En: *Libro Jubilar J.M. Rios*. I.G.M.E. Tomo II, 218-237.

Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1(3-4), 373-391.

Vera, J.A.; García Hernández, M.; López Garrido, A.C.; Comas, M.J.; Ruiz Ortiz, P.A.; Martín-Algarra, A. (1982): La Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 515-631.

Vera, J.A.; Riba, O.; Reguant, S.; *et al.* (1989): Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas. *Rev, Soc. Geol. España*, 2, 381-401.

Verneuil, E. (1863): *Carte Géologique de l'Espagne et de Portugal. 1: 500.000.* 2 edición.

Verneuil, E. y Collomb, E. (1852): Del terreno cretáceo en España. *Revista Minera*, tomo III.

Verneuil, E. y Collomb, E. (1856): Itineraire geognostique dans le Sud-Est de l'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, (2), 13, 674-679.

Viallard, P. (1973): *Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale*. Travaux du Laboratoire de Géol., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 p.

Vilanova, J. (1867): Note sur la géologie de la province de Valence. *Bull. Soc. Géol. de France*, XXIV (segunda serie).

Vilanova, J. (1891): Una excursión a Jumilla. *Actas de la Real Soc. Española de Hist. Natural*, XX, 7-79.

Vilas, L.; Alonso, A.; Arias, C.; García, A.; Mas, J.R.; Rincón, R.; Meléndez, N. (1983): The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*, 10, 245-254.

Vilas, L.; Arias, C.; Elízaga, E.; García de Domingo, A.; López-Olmedo, F. (1982a): Consideraciones sobre el Cretácico inferior de la zona de Jumilla-Yecla. *Cuad. Geol. Ibérica,* vol. 8, 635-649.

Vilas, L.; Arias, C.; García, A. (1982b): Parada 2.1. Sierra de la Oliva. En: *El Cretácico de la parte central y oriental de la provincia de Albacete*, II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España, Excursión precoloquio, Univ. Complutense, 51-72.

Vilas, L.; Mas, J.R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N.; Rincón, R. (1982c): Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España,* Univ. Complutense, Madrid, 457-508.

Walker, R.G. (ed.)(1984): *Facies Models.* Geoscience Canada, Reprint Series 1 (2nd edition), 317p.

Whitaker, F.F.; Smart, P.L. (1990): Active circulation of saline ground waters in carbonate platforms: evidence from the Great Bahama Bank. *Geology*, v. 18, 200-203.

Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (eds.)(1988): Sea-level changes: an integrated approach. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 407p.

Wilson, J.L. (1975): *Carbonate facies in Geologic History.* Springer-Verlag, Berlín, 471 p.

Wonders, A.A.H. (1980): Middle and Late Cretaceous planctonic Foraminifera of the western mediterranean area. *Utrecht. Micropal. Bull.*, 24, 1-136.

Wright, V.P. (1984): Peritidal carbonate facies models: A review. *Geol. Jour.*, 19, 309-325.

Wright, V.P. (1986): The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, 33, 831-838.

Wright, V.P. (1990): A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. En: *Soil Micromorfology: A basic and*

applied Science, L.A. Douglas (ed.), Developmens in Soil Science, 19, 401-407. Elsevier, Amsterdam.

Wright, V.P.; Tucker, M.E. (eds.) (1991): *Calcretes*. IAS Reprint series, Vol 2. Pub Blackwell Sci. 321 pp.

Zamarreño, I. (1975): Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. En: *Tidal deposits*. R.N. Ginsburg, (ed.), Springer-Verlag, New York, 289-298.

Zenger, D.H. (1972): Significance of dolomitization in the geologic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1-11.

Zenger, D.H. y Mazzullo, S.I. (eds.) (1982): *Dolomitization*. Bench Mark Papers in Geology. vol. 65. Hutchinson Ross Publication Company.

ABRIR TOMO II 

LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA MARGEN BÉTICA
(ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA, MURCIA)

JAVIER MARTÍN CHIVELET

TOMO II

Departamento de Estratigrafía Universidad Complutense de Madrid

ÍNDICE

TOMO I

Prólogo XI

1. Introducción 1

1.1 Planteamiento y objetivos 2

1.2 Situación geográfica 5

1.3 Encuadre geológico 7

1.3.1. Tectónica 9

1.3.2. Estratigrafía 10

1.3.3. Divisiones geológicas 11

1.3.4. Sectores del Altiplano de Jumilla - Yecla 16

1.4 Metodología 17

1.4.1. Trabajo de campo 17

1.4.2. Trabajo de laboratorio 19

2. Antecedentes 27

2.1. Introducción 28

2.2. Reseñas históricas 29

2.3. Antecedentes modernos 32

3. Litoestratigrafía 44

3.1. Introducción 45

3.2. Bases para un patrón litoestratigráfico 47

3.3. Unidades litoestratigráficas 51

3.3.1. Formación Arenas de Utrillas 51

3.3.2. Formación Jumilla 57

3.3.3. Miembro Calizas de la Rosa 67

3.3.4. Miembro Calizas de Estenas 70

3.3.5. Miembro Calizas de la Bicuerca 73

3.3.6. Formación Margas de Chera 77

3.3.7. Formación Dolomías de Alatoz....82
3.3.8. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves....89
3.3.9. Formación Dolomías de Carada....96
3.3.10. Formación Dolomías del Cuchillo....99
3.3.11. Formación Calizas de las Moratillas....104
3.3.12. Formación Margas de Alarcón....108
3.3.13. Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel....113
3.3.14. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes....118
3.1.15. Formación Calizas del Carche....124
3.3.16. Formación Calizas arenosas del Molar....129
3.3.17. Formación Margas de los Cerrillares....135
3.3.18. Formación Margas de Raspay....140
3.4. Comentarios al patrón litoestratigráfico....144
4. Bioestratigrafía....147
4.1. Datos bioestratigráficos....148
4.1.1. Formación Jumilla....149
4.1.2. Formación Margas de Chera....153
4.1.3. Formación Dolomías de Alatoz....155
4.1.4. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves....157
4.1.5. Formación Dolomías de Carada....158
4.1.6. Formación Calizas de las Moratillas....159
4.1.7. Formación Margas de Alarcón....163
4.1.8. Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel....165
4.1.9. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes....173
4.1.10. Formación Calizas del Carche....178
4.1.11. Formación Calizas arenosas del Molar....184
4.1.12. Formación Margas de los Cerrillares....186
4.1.13. Formación Margas de Raspay....188
4.2. Biozonación....190
4.2.1. Antecedentes....190
4.2.2. Propuesta de una biozonación....191
5. Secuencias deposicionales....202
5.1. Introducción....203
5.1.1. Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios....203
5.1.2. Algunos aspectos de la metodología aplicada....205
5.1.3. Delimitación y jerarquización de secuencias deposicionales....208

5.1.4. Descripción de las secuencias deposicionales 210
5.2. Secuencia Deposicional I:
Albiense superior *p.p.* - Cenomaniense medio *p.p.* 213
5.2.1. Descripción general 213
5.2.2. Límites de la secuencia deposicional 218
5.2.3. Cronoestratigrafía. 219
5.2.4. Análisis sedimentológico 222
5.2.4.1. Formación Arenas de Utrillas 223
5.2.4.2. Formación Jumilla 229
5.2.4.3. Formación Margas de Chera 239
5.2.4.2. Formación Dolomías de Alatoz 243
5.2.4.5. Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves 249
5.2.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 261
5.2.5.1. Etapa inicial de sedimentación continental 261
5.2.5.2. La instalación de sucesivas rampas carbonatadas 262
5.2.5.3. Evolución de rampa carbonatada a plataforma rimmed. 270
5.2.5.4. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 274
5.2.6. Análisis de la subsidencia 275
5.2.7. Diagénesis: el problema de la dolomitización 280
5.2.7.1. Dolomías de tipo I 281
5.2.7.2. Dolomías de tipo II 282
5.2.7.3. Conclusión a la dolomitización 284
5.2.8. Controles en la evolución de la secuencia 286
5.2.8.1. Mesosecuencias 286
5.2.8.2. "Mega-cortejos" sedimentarios 289
5.2.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional I 292
5.3. Secuencia Deposicional II: Cenomaniense medio *p.p.* - superior *p.p.* 294
5.3.1. Descripción general 294
5.3.2. Límites de la secuencia deposicional 296
5.3.3. Cronoestratigrafía 298
5.3.4. Análisis sedimentológico 299
5.3.4.1. Formación Dolomías de Carada. 300
5.3.4.2. Formación Dolomías del Cuchillo 305
5.3.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 306
5.3.6. Análisis de la subsidencia 310
5.3.7. Aspectos diagenéticos 314

5.3.8. Controles en la evolución de la secuencia 315
5.3.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional II 318
5.4. Secuencia Deposicional III: Cenomaniense superior *p.p.*- Coniaciense *p.p* 319
5.4.1. Descripción general 319
5.4.2. Límites de la secuencia deposicional 321
5.4.3 Cronoestratigrafía 324
5.4.4. Análisis sedimentológico 326
5.4.4.1. Formación Calizas de las Moratillas 326
5.4.4.2. Formación Margas de Alarcón (*p.p.*) 333
5.4.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 338
5.4.5.1. Episodio inicial de inundación 339
5.4.5.2. Episodio de somerización - colmatación 340
5.4.5.3. Etapa final de emersión 343
5.4.5.4. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 344
5.4.6. Análisis de la subsidencia 345
5.4.7. Diagénesis: el desarrollo edáfico 348
5.4.8. Controles en la evolución de la secuencia deposicional 353
5.4.8.1. Mesosecuencias 354
5.4.8.2. Conclusión a los factores de control 356
5.4.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional III 356
5.5. Secuencia Deposicional IV: Coniaciense *p.p.*- Campaniense basal 358
5.5.1. Descripción general 358
5.5.2. Límites de la Secuencia Deposicional 361
5.5.3 Cronoestratigrafía 363
5.5.4. Análisis sedimentológico 366
5.5.4.1. Formación Margas de Alarcón (*p.p.*) 366
5.5.4.2 Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel 367
5.5.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 375
5.5.6. Análisis de la subsidencia 379
5.5.7. Aspectos diagenéticos 380
5.5.7.1. El desarrollo edáfico 381
5.5.7.2. La dolomitización 391
5.5.8. Controles en la evolución de la secuencia 393
5.5.8.1. Mesosecuencias 394
5.5.8.2. Factores de control: tectónica contra eustatismo 400

5.5.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional IV 407
5.6. Secuencia Deposicional V: Campaniense inferior - Maastrichtiense inferior 409
5.6.1. Descripción general 409
5.6.2. Límites de la secuencia deposicional 412
5.6.3 Cronoestratigrafía 415
5.6.4. Análisis sedimentológico 415
5.6.4.1. Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 418
5.6.4.1. Formación Calizas del Carche 433
5.6.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 435
5.6.5.1. Primera etapa (Campaniense inferior - superior *p.p.*) 435
5.6.5.2. Segunda etapa (Campaniense superior *p.p.* - Maastrichtiense inferior) 438
5.6.5.3. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito. 440
5.6.6. Análisis de la subsidencia 441
5.6.7. Aspectos diagenéticos 443
5.6.7.1. Dolomitizaciones tempranas en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 443
5.6.7.2. Desarrollo edáfico y diagénesis subaérea en la Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes 444
5.6.8. Controles en la evolución de la Secuencia Deposicional 448
5.6.8.1. Mesosecuencias 448
5.6.8.2. Controles tectónicos y eustáticos 451
5.6.9. Conclusiones a la Secuencia Deposicional V 453
5.7. Secuencia Deposicional VI: Maastrichtiense superior 454
5.7.1. Descripción general 454
5.7.2. Límites de la secuencia deposicional 458
5.7.3. Cronoestratigrafía 460
5.7.4. Análisis sedimentológico 464
5.7.4.1. Formación Margas de los Cerrillares 464
5.7.4.2. Formación Calizas arenosas del Molar 468
5.7.4.1. Formación Margas de Raspay 475
5.7.5. Paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito 476
5.7.5.1. Primera etapa (Maastrichtiense superior "bajo") 477
5.7.5.2. Segunda etapa (Maastrichtiense superior "medio-alto") 480
5.7.5.3. Conclusiones a la paleogeografía y evolución de los sistemas de depósito. 481

5.7.6. Análisis de la subsidencia....482
5.7.7. Controles en la evolución de la Secuencia Deposicional....484
5.6.7.1. Mesosecuencias....484
5.7.7.2. Controles tectónicos y eustáticos....490
5.7.8. Conclusiones a la Secuencia Deposicional VI....491

6. Síntesis: evolución del sector de la cuenca, factores de control, relaciones paleogeográficas con la Cordillera Ibérica....493

6.1. Factores de control de las plataformas prebéticas durante el Cretácico superior....494
6.1.1. Controles en los límites de las secuencias deposicionales....495
6.1.1.1. La discontiniudad intra - Albiense superior (-98m.a.)....495
6.1.1.2. La discontinuidad intra - Cenomaniense medio (-94m.a.?)....501
6.1.1.3. La discontinuidad Cenomaniense superior basal (-93,5m.a.)....503
6.1.1.4. La discontinuidad intra - Coniaciense (-88,5m.a.?)....506
6.1.1.5. La discontinuidad Campaniense basal (-83m.a.)....507
6.1.1.6. La discontinuidad Maastrichtiense "medio" (71 m.a.)....509
6.1.1.7. La discontinuidad Maastrichtiense terminal (-68m.a.)....510
6.1.1.8. Conclusión a los límites de las secuencias deposicionales....511
6.1.2. Controles en la ciclicidad de mesosecuencias y secuencias elementales....514
6.1.2.1. Mesosecuencias....514
6.1.2.2. Las secuencias elementales....520

6.2. Correlación con la Cordillera Iberica....521
6.2.1. Bases para la correlación....521
6.2.2. Relaciones paleogeográficas....521
6.2.3. Evoluciones comparadas....523
6.2.3.1. Secuencia Deposicional I....523
6.2.3.2. Secuencia Deposicional II....525
6.2.3.3. Secuencia Deposicional III....526
6.2.3.4. Secuencia Deposicional IV....529
6.2.3.5. Secuencia Deposicional V....530
6.2.3.6. Secuencia Deposicional VI....530

6.3. Paleobiogeografía....532
6.3.1. Secuencia Deposicional I....533
6.3.2. Secuencia Deposicional II....534
6.3.3. Secuencia Deposicional III....534
6.3.4. Secuencia Deposicional IV....535

6.3.5. Secuencia Deposicional V 536
6.3.6. Secuencia Deposicional VI 538
6.3.7. Conclusiones a los aspectos paleobiogeográficos 538

7. Bibliografía 540

TOMO II

Anexo I: Columnas y cortes estratigráficos 585

1. Columna del Cementerio de Fuente Álamo 586
2. Columna Sierra de las Moratillas I 587
3. Columna Sierra de las Moratillas II 588
4. Columna Sierra de las Moratillas III 591
5. Columna Sierra de las Moratillas IV 593
6. Columna Sierra de las Moratillas V 597
7. Columna del Peñón Grande 601
8. Columna del Peñón Grande Norte 605
9. Columna de los Mojones (Sierra del Príncipe) 608
10. Columna Sierra del Cuchillo Sur 616
11. Columna Monte de Carada (S. del Cuchillo) 633
12. Columna Sierra del Cuchillo Norte 634
13. Columna de la Hoya de la Mansorrilla I 639
14. Columna de la Hoya de la Mansorrilla II 641
15. Columna Cuerda del Patojo I 643
16. Columna Cuerda del Patojo II 648
17. Corte de "El Madroño" 653
18. Corte de Albatana 655
19. Columna de los Gavilanes I 656
20. Columna de los Gavilanes II 663
21. Columna de los Gavilanes III 667
22. Columna de los Gavilanes IV 669
23. Columna Morrón del Puerto 670
24. Columna de la Sierra de la Magdalena 674
25. Columna Sierra de la Cingla I 680
26. Columna Sierra de la Cingla II 682
27. Columna de Cerro Picario (Puerto de Jumilla) 686
28. Columna de la Umbría de la Pava 691
29. Columna de las Casas de la Cingla I 700
30. Corte de las Casas de la Cingla II 702

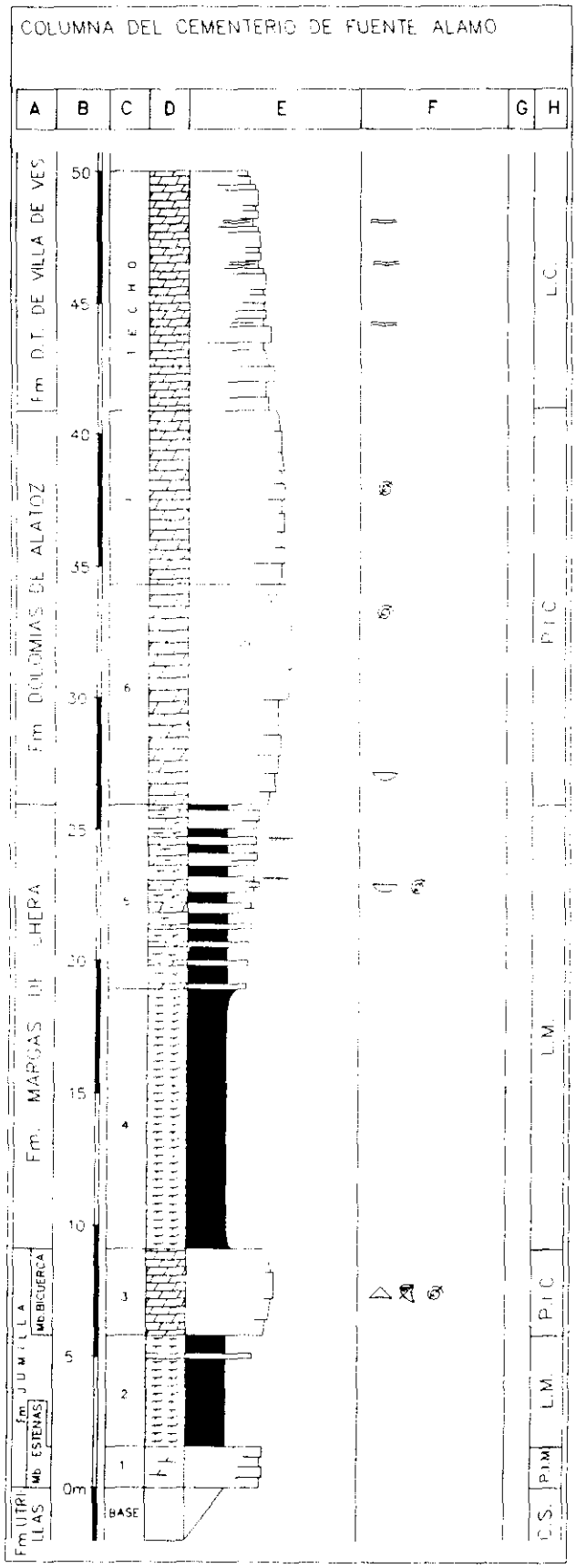
31. Columna del Alto de Peñarrubia 706
32. Columna de la Sierra del Escabezado 711
33. Columna de Fuente del Pino 716
34. Columna de las Hermanas de Jumilla 719
35. Columna de Casas de Evaristo (Jumilla) 721
36. Columna de la Sierra del Buey 725
37. Columna del Basurero de Jumilla 731
38. Columna del Castillo de Jumilla 733
39. Corte de la Sierra del Molar (Norte) 737
40. Columna de la Sierra del Molar Este 740
41. Columna de la Sierra del Molar Sur 747
42. Columna de la Estación del Carche 753
43. Columna de los Capellanes (S. de las Salinas) 758
44. Columna de la Sierra del Picarcho Norte 759
45. Columna de la Sierra del Picarcho Sur 764
46. Columna de las Casas del Pocico (S. Larga) 771
47. Columna de Sierra Larga Sur 773
48. Columna de Sierra Larga Centro 776
49. Columna de "El Hornillo" (S. Larga) 783
50. Columna de Santa Ana I 785
51. Columna de Santa Ana II 790
52. Columna de la Solana del Sopalmo I 793
53. Columna de la Solana del Sopalmo II 795
54. Columna de la Solana del Sopalmo III 798
55. Columna de la Solana del Sopalmo IV 799
56. Columna de la Sierra del Carche I 801
57. Columna de la Sierra del Carche II 803
58. Columna de la Sierra del Carche III 811
59. Columna de la Sierra del Carche IV 812
60. Columna de Raspay I 815
61. Columna de Raspay II 816

Anexo II: Láminas fotográficas 818

Anexo III: Encartes 899

1. Repartición de los principales organismos fósiles (foraminíferos, calcisferas, algas y bivalvos)
2. Factores de control en las plataformas carbonatadas

ANEXO I. COLUMNAS Y CORTES ESTRATIGRÁFICOS



1. COLUMNA DEL CEMENTERIO DE FUENTE ÁLAMO

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 :
818 MONTEALEGRE DEL CASTILLO

Coordenadas Lambert:
Base: X= **795,5**
Y= **457,9**
Techo: X= **795,4**
Y= **458,3**

Base.- Tramo semicubierto. Afloran muy mal arenas cuarzosas de grano medio y colores claros.

1.- 1,6m : Areniscas dolomíticas en niveles decimétricos con estratificación cruzada difusa.

2.- 4,2m : Arcillas dolomíticas ocres, con finas intercalaciones dolomíticas más compactas hacia techo.

3.- 3,3m : Dolomías meso a macrocristalinas, mal estratificadas en niveles gruesos, que presentan fantasmas de orbitolínidos, de fragmentos de rudistas y de otros bioclastos. Levemente arenosas en la base. El techo es una superficie muy neta.

4.- 9,8m : Arcillas dolomíticas masivas, de color verde. Hacia techo y en la base presentan mayor proporción de dolomita, y tienen un color más ocre.

5.- 7m : Tramo formado por una alternancia de niveles arcilloso-dolomíticos verdosos u ocres y niveles más compactos de dolomías limosas ocres, donde se observan fantasmas de bivalvos y otros fósiles. Los tramos dolomíticos aumentan hacia arriba y, ocasionalmente, presentan superficies ferruginosas a techo.

6.- 8,4m : Tramo dolomítico. En la mitad inferior está bien estratificado en bancos decimétricos, y las dolomías tienen grano fino y presentan fantasmas de pelecípodos y otros bioclastos. En la mitad superior son muy masivas y de grano más grueso. La textura originalmente era calcarenítica, si bien hoy sólo se reconocen fantasmas de abundantes bioclastos. Intensa bioturbación. Este tramo da resalte un topográfico importante.

7.- 6,6m : Dolomías estratificadas en bancos decimétricos, con algunos fantasmas de bioclastos.

Techo.- >40m : Dolomías bien estratificadas en niveles decimétricos, masivos o con laminación estromatolítica. Presentan intercalaciones de dolomías arcillosas de colores claros.

2. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **819 CAUDETE**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820,0**
Y= **455,5**
Techo: X= **820,2**
Y= **455,7**

Base.- Arenas y lutitas con proporciones de carbonato variables. Colores diversos, predominando los ocres, beiges, rojos y blancos. Se distinguen grandes cuerpos lenticulares de arenas, con techo plano.

1.- 0,8m : Areniscas dolomíticas ocres, ferruginizadas, con nódulos de óxidos de hierro dispersos. Presentan estratificación cruzada planar de gran escala. Los clastos son homométricos y aparecen fuertemente corroídos por dolomita.

2.- 0,8m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas verdes, masivas.

3.- 5,6m : Tramo cubierto.

4.- 3,2m : Dolomía meso a macrocristalina beige y masiva, algo arenosa (<10%). Fantasmas de orbitolínidos, pectínidos (muy abundantes en la base), rudistas y otros restos bioclásticos. Se aprecia un moteado de óxidos de hierro.

5.- 0,6m : Arena dolomítica de grano grueso. Bioturbación importante.

6.- 1,9m : Dolomías arenosas bioclásticas, estratificadas en bancos de 0,8 a 1m, internamente masivos. Se reconocen fantasmas de pelecípodos, orbitolínidos y otros bioclastos. En algunas zonas hay acumulaciones de orbitolínidos.

7.- 0,4m : Dolomías arcillosas, ocres, de aspecto lajoso- nodular y que presentan un moteado de manchas de óxido. Son algo bioclásticas y la bioturbación es importante.

8.- 7m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos o métricos, ocres a beiges, meso y macrocristalinas. Se aprecian fantasmas de orbitolínidos, bivalvos y otros bioclastos. Hacia techo aumenta la bioturbación. El tramo culmina con una superficie ferruginosa.

9.- 1m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas y dolomías arcillosas, grises a ocres claro o cremas. Porosidad móldica de origen bioclástico. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos.

10.- 1m : Dolomía limoso arenosa rosada, muy deleznable y porosa, macrocristalina. Están mal estratificadas en bancos decimétricos.

11.- 5,2m : Dolomía ocre estratificada en bancos decimétricos a métricos, internamente masivos o con estratificación cruzada difusa. De base a techo se distinguen:

2,3m de dolomías ocres masivas, bioclásticas. Se reconocen algunos condrodontos.

0,8m de dolomía masiva.

0,8m de dolomía con abundantes condrodontos y algunos rudistas. La bioturbación es importante a techo y una superficie ferruginosa cierra el subtramo.

1,3m de dolomías con estratificación cruzada difusa.

0,2 m de dolomías más masivas, con bioturbación importante y ferruginizadas. En el techo se encuentra una superficie ferruginosa de escaso desarrollo en el techo.

12.- 0,2m : Dolomía limoso - arenosa, ocre a rosada, masiva, muy recristalizada.

13.- 0,3m : Arcillas dolomíticas verdes a ocres, afloran mal, seminodulares. Moteado de óxidos de hierro.

14.- 0,6m : Dolomía ocre masiva, con alta porosidad móldica de origen bioclástico. Se reconocen bivalvos, orbitolínidos, gasterópodos y otros restos fósiles.

15.- 0,2m : Dolomía de carácter calcarenítico, muy arenosa, con estratificación cruzada planar de gran escala.

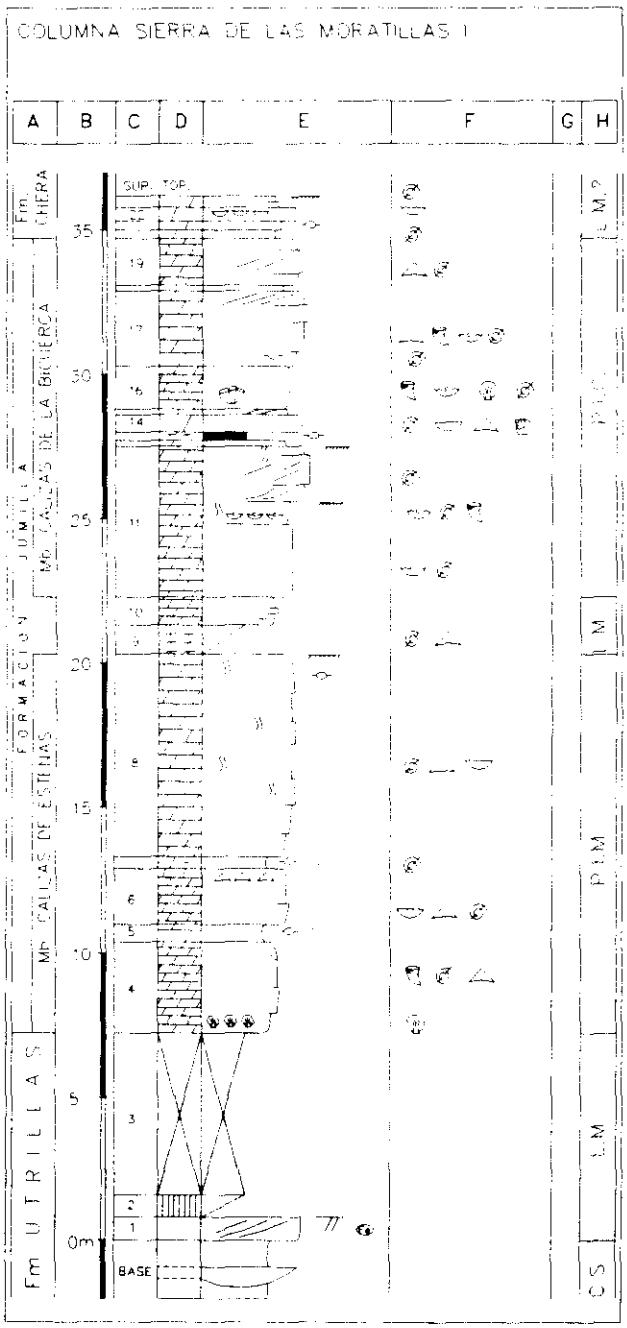
16.- 1,5m : Dolomías muy bioclásticas ocres a rosas, algo arenosas, con abundantes rudistas cónicos, enteros, y, en ocasiones, formando pequeñas colonias con forma de ramo. A techo se encuentran condrodontos, pectínidos y fantasmas de otros fósiles.

17.- 2,6m : Dolomías ocres estratificadas en bancos de 0,5-0,6m, internamente masivas. Se reconocen, de base a techo:

0,5m de dolomías masivas a seminodulares, con porosidad móldica de origen bioclástico dispersa.

1,5m de dolomías muy bioclásticas, con orbitolínidos, algunos rudistas, condrodontos y otros bioclastos.

0,6m de dolomías claras con estratificación cruzada difusa.



18.- 0,2m : Dolomía macrocristalina, masiva, de aspecto ruinoso.

19.- 1,6m : Dolomía arenosa (<20%) estratificadas en bancos de 0,5 a 0,9m de potencia, masivos o con estratificación cruzada difusa. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos. A techo se encuentra un nivel centimétrico con laminación difusa subhorizontal de origen algar (?).

20.- 0,3m : Dolomía masiva con porosidad móldica de origen bioclástico, muy dispersa.

21.- 0,3m : Dolomías beiges, muy porosas, seminodulares.

22.- 0,5m : Dolomías beiges, más claras en corte, con carácter calcarenítico y que son muy bioclásticas. Se encuentran además abundantes ostreidos.

23.- 0,4m : Dolomía masiva, con porosidad de disolución de bioclastos importante. En el techo se encuentra una costra ferruginosa.

Techo: Superficie topográfica.

3. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **819 CAUDETE**

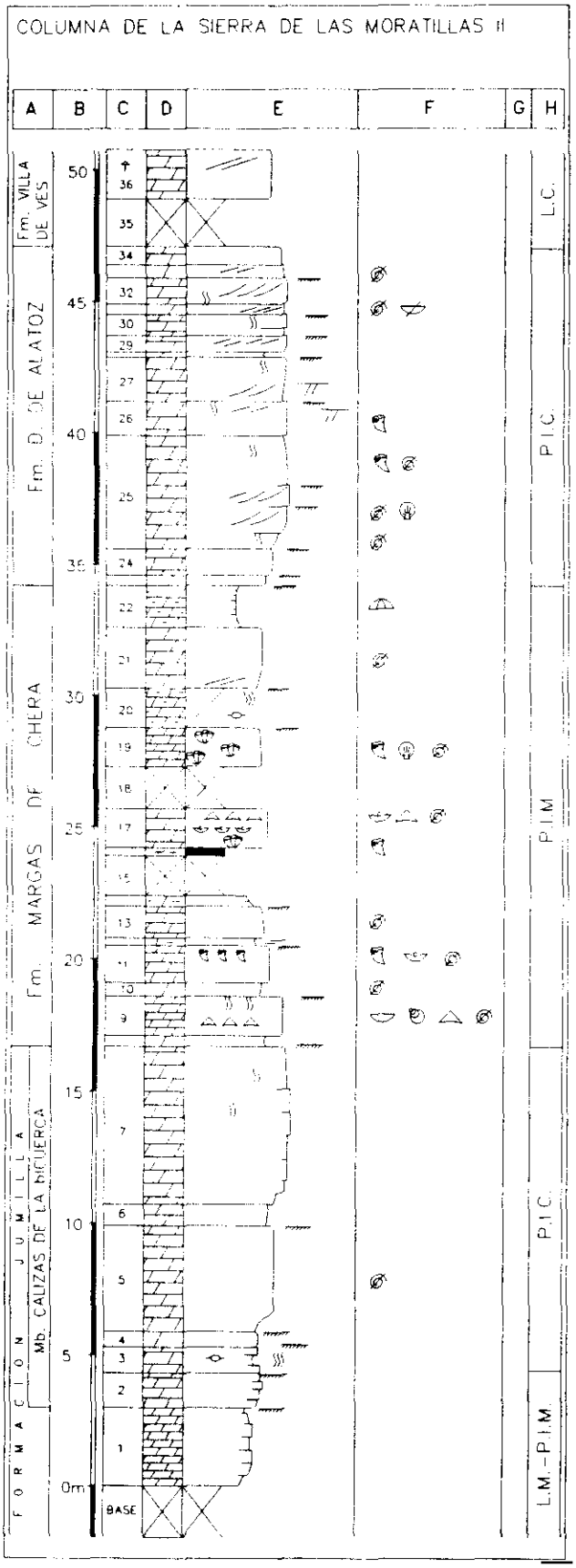
Coordenadas Lambert:

Base: X= **818,8**
Y= **456,0**
Techo: X= **818,5**
Y= **455,8**

Base.- Cubierto.

1.- 3m : Dolomías arenoso - limosas, deleznables, de tonos ocres mal estratificadas en niveles decimétricos. En el techo hay una costra ferruginosa.

2.- 1,3m : Dolomías masivas mesocristalinas, limoso -



arenosas en la base. En el techo hay una costra ferruginosa.

3.- 1m : Tramo constituido por dolomías (un poco arcillosas) estratificadas en tres bancos aproximadamente equipotentes y mal definidos, internamente masivos. Se reconocen señales de bioturbación, especialmente en el banco intermedio. En el techo del tramo hay una superficie ferruginosa.

4.- 0,6m : Dolomía beige masiva. Hay una costra ferruginosa bien desarrollada en el techo.

5.- 4m : Dolomías masivas ocres. Se distingue, en algunos puntos, porosidad móldica de origen bioclástico. En el techo hay una superficie ferruginosa.

6.- 0,8m : Dolomías masivas.

7.- 6m : Dolomías con estratificación en bancos de 1m de potencia, mal definidos e internamente masivos. Se aprecia bioturbación en alguno de los bancos. En el techo se encuentra una costra ferruginosa.

8.- 0,4m : Dolomía limosa ocre, muy ferruginosa.

9.- 1,5m : Dolomía gris masiva con alta porosidad móldica de origen bioclástico. Se reconocen bivalvos poco fragmentados, gasterópodos, orbitolínidos y otros restos fósiles. Los orbitolínidos pueden constituir acumulaciones. En el techo aumenta la bioturbación y hay una superficie ferruginosa.

10.- 0,5m : Dolomía gris, masiva, con fantasmas de bioclastos dispersos.

11.- 1,4m : Dolomía gris a ocre, masiva, con cierta porosidad móldica de origen bioclástico. En el techo se describe un nivel de acumulación de rudistas cónicos y abundantes condrodontos. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

12.- 0,3m: Dolomías arcillosas ocres, con laminaciones groseras de óxidos de hierro.

13.- 1,2m : Dolomía gris claro, masiva, con fantasmas de fósiles dispersos.

14.- 0,4m : Dolomía de aspecto seminodular a masivo, con moteado de óxidos de hierro.

15.- 1,5m : Tramo cubierto.

16.- 0,3m : Tramo de arcillas dolomíticas, masivas, con colores verdes a ocres.

17.- 1,5m : Dolomías ocres a pardas, en la que se aprecian en la base fantasmas de rudistas cónicos que constituyen pequeñas colonias. Sobre ellos se encuentra un nivel de acumulación de condrodontos. Hacia techo aparecen acumulaciones de orbitolínidos y otros bioclastos.

18.- 1,6m : Tramo cubierto.

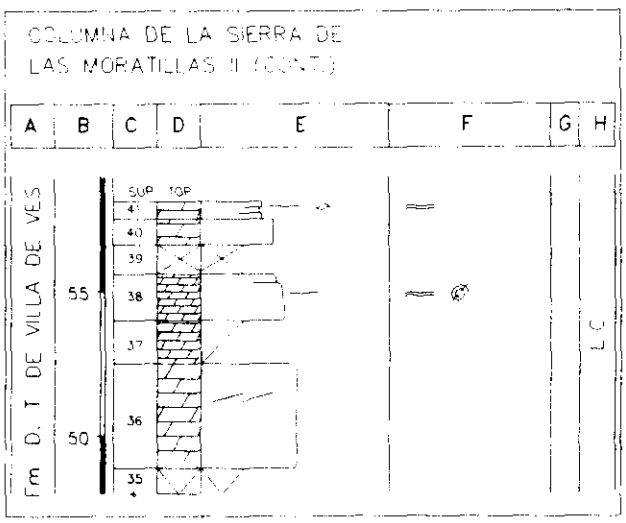
19.- 1,5m : Dolomía masiva poco compacta, con acumulaciones de pequeños rudistas cónicos (radiolítidos?), que pueden formar pequeñas colonias. También se encuentran pectínidos y otros bioclastos.

20.- 1,5m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas, de aspecto seminoduloso, con bioturbación importante, colores rosados a ocres. Se distingue moteado de óxidos y en ocasiones una laminación irregular. En el techo encontramos una costra ferruginosa.

21.- 2,3m : Dolomía ocre a rojiza, masiva o con estratificación cruzada difusa y sólo en la base. A techo superficie ferruginosa de escaso desarrollo.

22.- 1,6m : Dolomías arcillosas, verdes o cremas, masivas, con moteado de óxidos. Se han encontrado algunos equínidos. En el techo del tramo existe una superficie ferruginosa.

23.- 0,4m : Dolomías masivas. A techo pequeña costra ferruginosa.



24.- 1m : Dolomía ocre masiva, meso a macrocristalina.

25.- 4,3m : Dolomía ocre estratificada en bancos decimétricos (a métricos) mal definidos por pequeñas superficies ferruginosas que los separan. De base a techo se han diferenciado:

0,6m : Dolomía masiva, muy bioturbada, con fantasmas de bioclastos.

1,8m : Dolomías de carácter calcarenítico, con abundantes restos de fauna y estratificación cruzada a gran escala. Entre los bioclastos se reconocen pectínidos.

1,9m : Dolomía masiva en la que se reconocen rudistas cónicos y fantasmas de otros bioclastos. Presenta señales de bioturbación importante.

26.- 1,3m : Dolomía con estratificación cruzada planar de gran escala, con *sets* de 0,2m, en el techo y fantasmas de rudistas cónicos en la base, donde la dolomía es más masiva.

27.- 1,7m : Dolomías con estratificación cruzada planar tabular, bastante difusa. Se observa bioturbación hacia techo. Sobre el tramo se encuentra una costra ferruginosa.

28.- 0,2m : Nivel dolomítico muy ferruginoso, da un pequeño blando.

29.- 0,6m : Dolomía beige con laminación cruzada difusa.

30.- 0,8m : Dolomía beige, masiva, con bioturbación importante, sobre todo hacia techo, donde además se encuentra una superficie ferruginosa.

31.- 0,4m : Dolomía ocre con estratificación cruzada difusa. Se reconocen fragmentos de pelecípodos y abundante microporosidad móldica de origen bioclástico.

32.- 1m : Dolomía beige con porosidad móldica. Presenta estratificación cruzada muy difusa, así como señales de bioturbación.

33.- 0,5m : Dolomía gris claro, masiva, con fantasmas de bioclastos y estratificación cruzada difusa, de gran escala.

34.- 0,7m : Dolomía gris masiva.

35.- 1,8m : Tramo cubierto.

36.- 3,6m : Dolomía gris masiva o con estratificación cruzada difusa, a gran escala.

37.- 1,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías grises bien estratificadas en bancos decimétricos.

38.- 1,6m : Dolomías masivas grises, con porosidad móldica de origen bioclástico abundante, que se concentra en niveles. A techo se reconoce una laminación subhorizontal estromatolítica (?).

39.- 1m : Tramo cubierto.

40.- 0,9m : Dolomía gris masiva. Banco tabular.

41.- 0,6m : Dolomía gris bien estratificada en bancos decimétricos (0,1-0,3m), masivos internamente o con laminación estromatolítica difusa y porosidad fenestral.

Techo: Superficie topográfica.

4. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS III

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820,2**
Y= **454,7**
Techo: X= **819,9**
Y= **454,7**

Base.- Tramo cubierto. (siguiendo cartográficamente el techo de este tramo se encuentra a unos 10m por encima de la Fm. Dolomías de Alatoz.

1.- 0,6m : Dolomías gris masiva, gris claro en corte. Micro a mesocristalina.

2.- 0,3m : Tramo cubierto.

3.- 0,3m : Dolomía gris masiva.

4.- 0,2m : Tramo cubierto.

5.- 0,3m : Dolomía gris masiva, mesocristalina.

6.- 1,2m : Tramo cubierto.

7.- 0,8m : Dolomía gris masiva. Grano medio a grueso. En el techo se reconoce un nivel más claro, de 0,2m, que presenta laminación subhorizontal difusa, de origen algar.

8.- 4,7m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos, internamente masivos o con laminación estromatolítica difusa.

9.- 1,2m : Dolomía gris, masiva. En el techo se distingue laminación irregular subhorizontal de origen estromatolítico.

10.- 5,8m : Tramo semicubierto. Aflora dolomía gris estratificada en bancos decimétricos, internamente masivos o con laminación algar subhorizontal.

11.- 1m : Dolomías grises estratificadas en niveles de 0,2-0,3m, el último de los cuales presenta laminación subhorizontal estromatolítica.

12.- 3,4m : Tramo semicubierto. Dolomías masivas grises, de aspecto lajoso, muy diaclasadas.

13.- 1,6m : Dolomías grises estratificadas en bancos decimétricos (0,3-0,4m) mal definidos.

14.- 1,8m : Tramo cubierto.

15.- 1,4m : Dolomías grises con estratificación mal definida, y aspecto lajoso. Son microcristalinas. Las condiciones de afloramiento son muy malas.

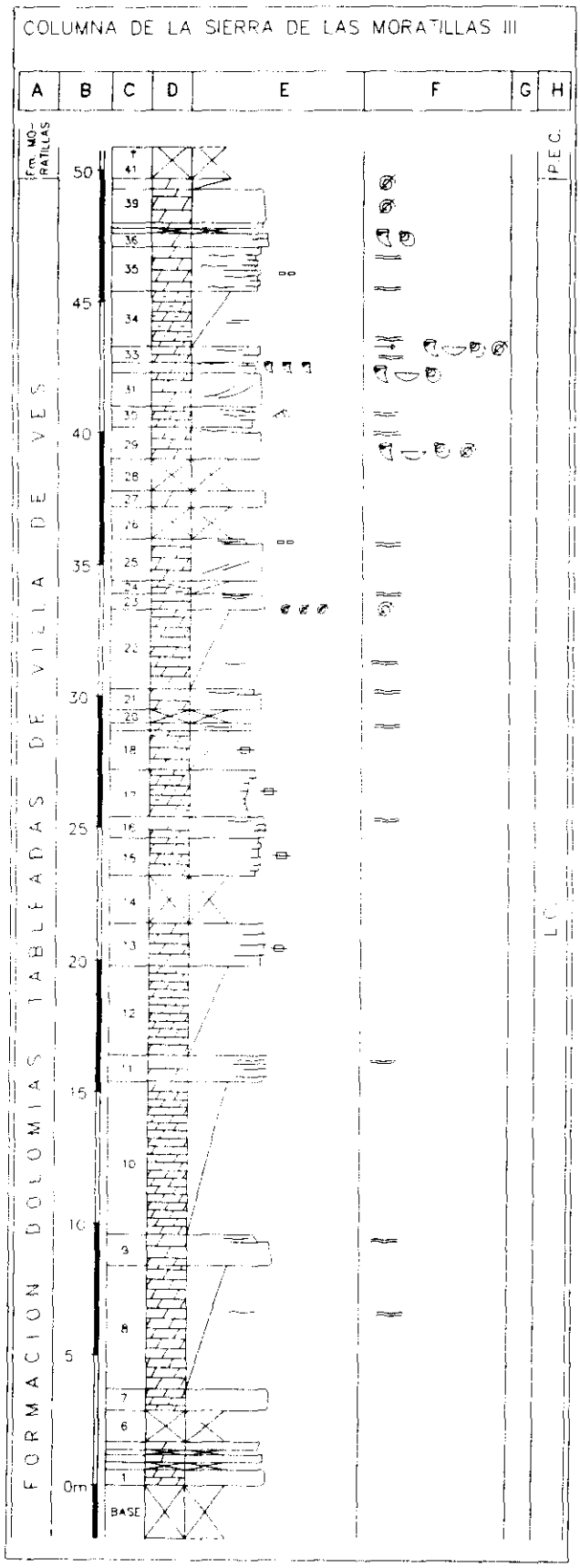
16.- 0,8m : Dolomías mal estratificadas en bancos de 0,2-0,3m, internamente masivos o con laminación de algas. Se reconoce cierta porosidad móldica de posible origen bioclástico.

17.- 1,8m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías blancas, algo arcillosas, de aspecto lajoso. A techo un nivel más compacto.

18.- 1,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías blancas lajosas, poco arcillosas.

19.- 0,3m : Dolomía con laminación subhorizontal, marcada por la alternancia de niveles milimétricos calcareníticos y otros de laminación de algas.

20.- 0,5m : Tramo cubierto.



21.- 0,8m : Dolomías con laminación subhorizontal de origen algar. Hay intercalaciones de carácter calcarenítico.

22.- 3m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías estratificadas en niveles decimétricos, internamente masivos o con laminación difusa de origen algar. En los primeros se reconocen gasterópodos y fantasmas de bivalvos.

23.- 0,6m : Dolomía gris clara que presenta en la base un nivel acumulación de bioclastos relativamente grandes. En el techo se distingue laminación de estromatolítica.

24.- 0,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías masivas, grises claro, pulverulentas, escasamente arcillosas.

25.- 1,6m : Dolomía masiva o con estratificación cruzada difusa, sólo en la base. En el techo se reconoce un nivel con laminación subhorizontal de origen algar y con brechas de cantos planos.

26.- 1,2m : Tramo cubierto.

27.- 0,6m : Dolomías grises masivas.

28.- 1,2m : Tramo cubierto.

29.- 1,2m : Dolomías grises con abundantes rudistas cónicos, enteros o poco fracturados. Entre los bioclastos también se han encontrado otros bivalvos y gasterópodos. A techo se encuentra un nivel (0,2m) de dolomía con laminación de origen algar.

30.- 0,8m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,2-0,4m, con laminación subparalela subhorizontal, de origen algar, si bien existen finas intercalaciones de carácter calcarenítico, a veces con *ripples*.

31.- 1,3m : Dolomías grises con estratificación cruzada de gran escala, bastante difusa, con intercalaciones centimétricas con laminaciones algares.

32.- 0,4m : Nivel dolomítico de acumulación de rudistas (en posición de vida). También se identifican otros bivalvos y gasterópodos. Sobre este nivel se encuentra una pasada (0,1m) de dolomías con laminación subhorizontal de origen algar.

33.- 0,6m : Tramo constituido por dos niveles bien diferenciados. De base a techo:

0,3 : Dolomías grises masivas, con abundantes fantasmas de rudistas y otros bivalvos, además de gasterópodos y otros fósiles.

0,3m : Dolomía con laminación algar.

34.- 2,1m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías blancas, escasamente arcillosas, masivas o con cierta laminación.

35.- 1,7m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos, internamente masivos o con laminación de algas, subhorizontal. Las condiciones de afloramiento son malas.

36.- 0,5m : Dolomía masiva en la que se reconocen restos de rudistas y gasterópodos, enteros o poco fracturados. En el techo existe un nivel de dolomía masiva beige.

37.- 0,2m : Tramo cubierto.

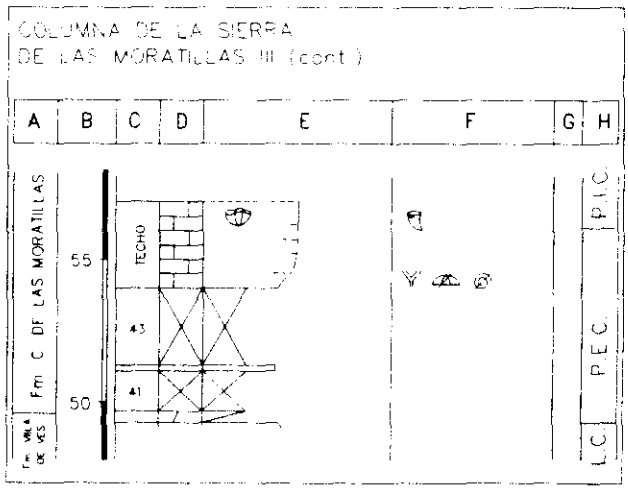
38.- 0,2m : Dolomía gris masiva.

39.- 1,3m : Dolomía masiva, beige, con porosidad móldica de origen bioclástico muy abundante.

40.- 0,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías masivas. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

41.- 1,4m : Tramo cubierto.

42.- 0,1m : Pasada de dolomías muy compactas, masivas.



43.- 2,8m : Tramo cubierto.

Techo: >3m : Calizas blancas muy recristalizadas y mal estratificadas en bancos decimétricos. En los niveles basales son fundamentalmente biomicritas *wackestone* con briozoos, restos de equínidos, foraminíferos bentónicos y planctónicos y otros bioclastos. Hacia techo se encuentran bioconstrucciones de rudistas.

5. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS IV

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820.1**
Y= **454,8**
Techo: X= **819,7**
Y= **454,8**

Base.- Dolomías grises masivas o con laminación subhorizontal de origen algar, bien estratificadas en bancos decimétricos. Se aprecian fantasmas de rudistas y otra fauna.

1.- 1,6m : Tramo semicubierto por una costra calcárea actual. Afloran calizas dolomíticas blancas, escasamente arcillosas.

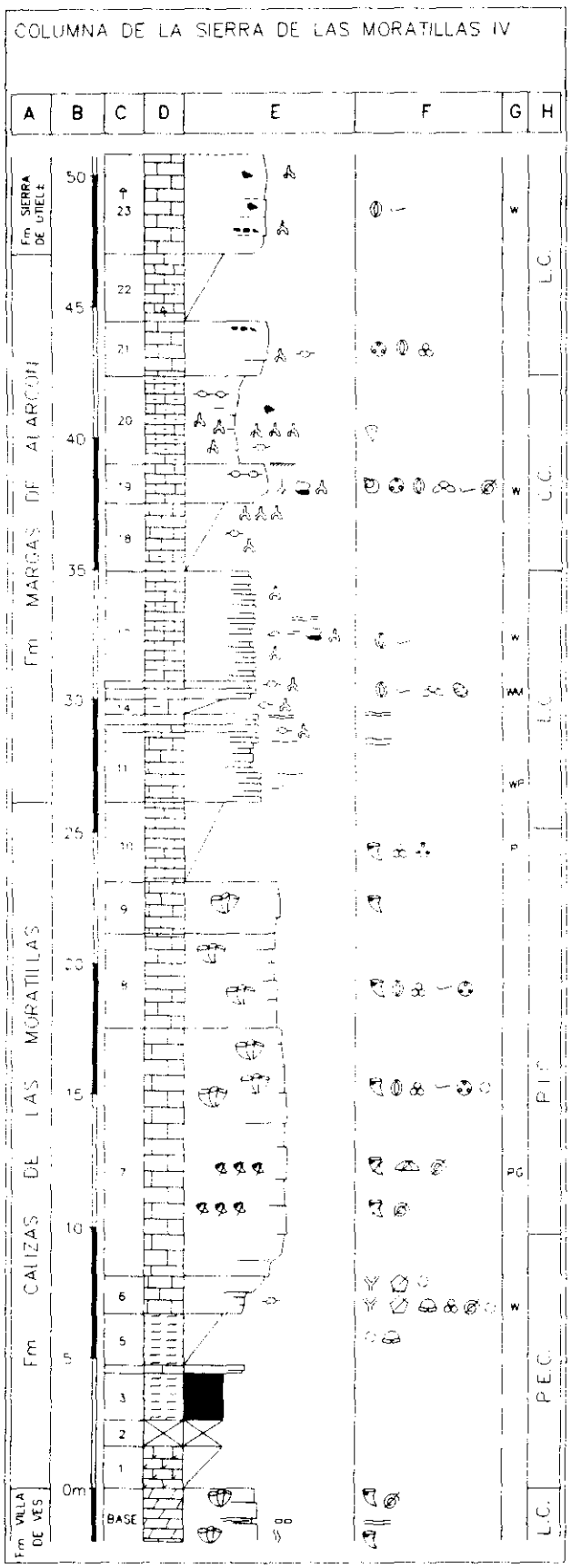
2.- 1m : Tramo cubierto.

3.- 1,8m : Margas dolomíticas masivas de color crema a blanco. No se han encontrado restos fósiles.

4.- 0,3m : Caliza dolomítica blanca, masiva. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

5.- 2m : Tramo muy cubierto. Afloran margas beiges. Se reconocen foraminíferos planctónicos mal preservados y calcisferas.

6.- 1,4m : Calizas algo arcillosas de aspecto seminodular. Bioturbación importante. A techo se hace más compacto. Son biomicritas con abundantes briozoos, restos de equinodermos, foraminíferos planctónicos, calcisferas, escasos foraminíferos bentónicos y otros



bioclastos. Hacia techo, la proporción de foraminíferos bentónicos aumenta, encontrándose algunos miliólidos. En el conjunto del tramo se han determinado:

Guembelitria harrisi TAPPAN
Praeglobotruncana sp.
Hedbergella delrioensis (CARSEY)
cf. *Whiteinella aprica* (LOEBLICH Y TAPPAN)
Rotalia mesogeensis TRONCH.
Buliminidae
Textularidae

7.- 9,6m : Calizas mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos mal definidos o masivas. Color blanco a gris claro en corte. Dentro del tramo general diferenciamos dos subtramos:

6m : En los que dominan las bioesparitas *grainstone* y *rudstone*, con fragmentos de rudistas y otros bivalvos, equínidos y abundantes foraminíferos bentónicos.

3,6 : Constituidos por acumulaciones biostrómicas de rudistas (radiolítidos) cónicos, que frecuentemente se encuentran en posición de vida. Estos rudistas son fundamentalmente radiolítidos. En la matriz se encuentra una biomicrita *wackestone-packstone*, con abundantes miliólidos, rotálidos, algún lituólido, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y abundantes algas verdes y calcisferas. Se han identificado:

Distefanella praelumbricalis PHILIP
Cuneolina sp.
Bacinella irregularis RADOICIC

8.- 3,6m : Caliza gris, muy recristalizada, en la que se aprecian grandes acumulaciones biostrómicas de rudistas cónicos (radiolítidos).

9.- 2m : Calizas grises, blancas en corte, con abundantes rudistas cónicos.

10.- 3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas muy recristalizadas, con escasos restos de rudistas. Son pelbiomicritas *packstone* fundamentalmente. En ellas se han reconocido:

Cuneolina pavonia HENSON
cf. *Merlingina cretacea* HAMAOUI & S. MARC
cf. *Pseudorhapydionina dubia* de CASTRO
Bacinella irregularis RADOICIC

11.- 2,6m : Calizas grises muy recristalizadas, estratificadas en bancos decimétricos. En los más potentes se encuentran pelbiomicritas *wackestone* o *packstone*. En

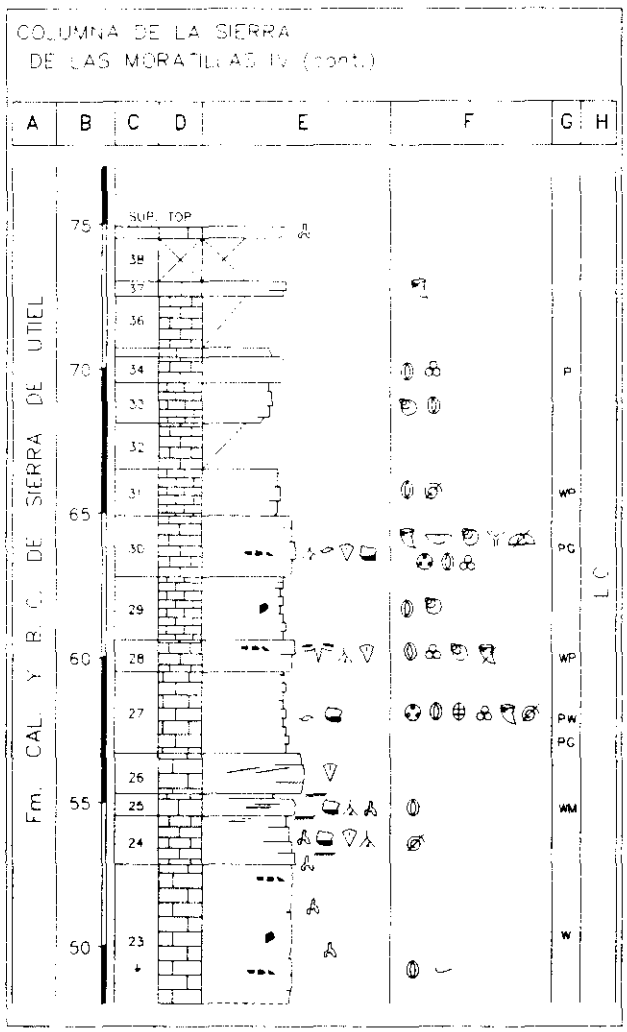
los más finos, laminaciones subhorizontal de origen algar o provocada por alternancias micrométricas de micritas y pelmicritas.

12.- 0,3m : Calizas blancas muy recristalizadas, lajoso-nodulares, que afloran mal.

13.- 0,4m : Calizas blancas bien estratificadas en bancos decimétricos, internamente masivos, muy recristalizadas. A techo se reconocen laminaciones de origen algar.

14.- 0,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas nodulares, muy transformadas por pedogénesis. Son escasamente arcillosas, de tacto pulverulento y tienen un color muy blanco (facies edáfica de tipo *chalky* - nodular).

15.- 0,4m : Calizas blancas bien estratificadas en bancos de 0.1-0,2m. Internamente son masivos. Son



fundamentalmente micritas fosilíferas *mudstone* (a biomicritas *wackestone*) con algunos miliólidos, discórbidos, escasas carofitas y discórbidos.

16.- 0,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas de tacto pulverulento, seminodulares, muy blancas. Están fuertemente edafizadas.

17.- 4,2m : Tramo constituido por bancos decimétricos de calizas masivas blancas, que, en ocasiones, presentan con laminación subhorizontal (algar?) muy difusa y porosidad fenestral. Son esencialmente biomicritas *wackestone* a micritas fosilíferas *mudstone*, con miliólidos y ostrácodos, que presentan importante edafización: macroestructura de tipo nodular a *chalky*, microkarstificación incipiente, rellenos geopetales, moteado de óxidos... A techo del tramo se describe una superficie ferruginosa.

18.- 2,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas muy poco arcillosas, mal estratificadas, de colores cremas a blancos. Están intensamente edafizadas hacia techo, donde adquieren un aspecto nodular - *chalky*. Cerrando el tramo se encuentra un nivel decimétrico de caliza pulverulenta muy blanca en *facies chalky*.

19.- 1,5m : Cuerpo calizo de base ligeramente irregular, y noduloso en su parte superior. Está constituido esencialmente por biomicritas *wackestone*, con abundantes gasterópodos y algas verdes, fundamentalmente dasicladáceas, así como miliólidos, algún discórbido, pelecípodos y ostrácodos. Presenta una superficie ferruginosa a techo y evidencias de importante exposición subaérea y pedogénesis (microkarstificación, macronodulización por bioturbación de raíces).

20.- 3,3m : Calizas arcillosas dolomíticas a margas verdes, de tonos oscuros, masivas o nodulosas, intensamente edafizadas. Se reconocen abundantes prismas de *Microcodium* retrabajados, nódulos carbonáticos, cantos negros, huellas de raíces... Se ha identificado:

Microcodium sp.
Bacinella irregularis RADOICIC

21.- 2.1m : Tramo de calizas bastante masivas. Son fundamentalmente pelmicritas y pelbiomicritas con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes (dasicladáceas). Presentan intensa transformación pedogenética: se aprecia micronodulización edáfica, micritización, desarrollo de envueltas micríticas constructivas, cantos negros... Además están bastante

ferruginizadas.

22.- 2,6m : Tramo semicubierto. Aflora caliza muy recristalizada, ferruginizada y parcialmente brechificada.

23.- 5,8m : Caliza de tonos rosas a cremas, masiva o mal estratificada en bancos decimétricos difusos, muy recristalizada y transformada por pedogénesis (micronodulización, envueltas micríticas, cantos negros de formas redondeadas... La textura original dominante es la de biopelmicritas *wackestone* con miliólidos y ostrácodos. Los primeros aparecen frecuentemente ferruginizados.

24.- 1,7m : Tramo de calizas estratificadas en bancos decimétricos (0,4-0,5m), en el cual las superficies de estratificación son netas pero irregulares y, en algunas de ellas, aparecen costras ferruginosas de escaso desarrollo. Colores ocres, cremas o rosados. Muy recristalizadas. Son fundamentalmente biointraesparitas con miliólidos y algunas algas verdes. Están fuertemente transformadas por pedogénesis: abundante micronodulización, prismas de *Microcodium* reelaborados, *vugs*, rellenos geopetales, envueltas micríticas y posibles huellas de raíces. A techo aparece un nivel con laminación subhorizontal difusa.

25.- 0,6m : Caliza beige, con laminación subhorizontal, biomicrita *wackestone-mudstone*. Aparecen escasos miliólidos, ferruginizados, huellas de raíces, porosidad fenestral y *vugs*, rellenos por sedimento interno de tipo *crystal silt* y esparita. A techo se describe un nivel noduloso bastante ferruginizado.

26.- 1,6m : Caliza ocre a parda, ferruginizada y muy transformada por pedogénesis (desarrollo de colonias de *Microcodium*), estratificada en bancos de 0,4-0,6m. En los tramos superiores de describe estratificación cruzada difusa.

27.- 2,8m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos, beiges, que afloran mal. Se reconocen biopelmicritas *wackestone* a *wackestone-packstone* y biopelesparitas *grainstone*. Se encuentran algas verdes, fundamentalmente dasicladáceas, algas rojas, abundantes miliólidos, rotálidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, algunos restos de rudistas y otros bioclastos. Presentan señales de moderada edafización y exposición subaérea: porosidad fenestral, microkarstificación, envueltas micríticas... En el conjunto del tramo se han determinado:

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Pararotalia tuberculifera (REUSS)
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Ophthalmidium sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Spiroplectammina sp.
Minouxia conica FARINACCI
Minouxia lobata GENDROT
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Stensiöina surrentina TORRE
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Pseudotextulariella sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Rotalia sp.

28.- 1.1m : Caliza clara, estratificada en dos bancos de igual potencia, separados por una superficie irregular, algo ferruginosa. Se encuentran fundamentalmente biopelmicritas intraclásticas *wackestone - packstone*, fuertemente recristalizadas, con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, algunos restos de rudistas, algas verdes, ostrácodos y discórbidos. Se aprecian señales de exposición subaérea y pedogénesis: grietas de retracción, posibles huellas de raíces, abundantes cantos negros, en general angulosos, micronódulos edáficos y *Microcodium*. Se reconocen:

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Ophthalmidium sp.
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ Y SIG.)
Spiroplectammina sp.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Stensiöina surrentina TORRE
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Dendritina gigantea (GENDROT)

29.- 2,2m : Tramo de caliza masiva, blanca, muy recristalizada que aflora mal. Se encuentran algunos cantos negros. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de miliólidos y gasterópodos.

30.- 2.1m : Calizas muy recristalizadas, fundamentalmente biopelmicritas *packstone* y pelesparitas *grainstone*, con abundantes cantos negros, micronódulos edáficos, huellas de raíces, rellenos geopetales de *silt* vadoso y porosidad fenestral. Se describe *Microcodium* retrabajado. Entre los restos fósiles se hallan rudistas, otros pelecípodos, gasterópodos, briozoos incrustantes,

miliólidos, otros foraminíferos, equínidos y dasicladáceas.

31.- 1,6m : Calizas beiges masivas, fundamentalmente pelbiomicritas *packstone-wackestone*, con miliólidos y otros restos fósiles.

32.- 1,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas seminodulares, rosadas a ocres.

33.- 1,4m : Calizas muy recristalizadas, masivas. Aparecen gasterópodos y miliólidos.

34.- 0,9m : Caliza de color claro muy recristalizada, constituida por biopelmicritas *packstone*, con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se reconoce:

Cuneolina sp.

35.- 0,3m : Caliza blanca muy recristalizada, masiva.

36.- 1,8m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas masivas.

37.- 0,5m : Caliza muy recristalizada, de carácter biopelmicrítico, en la que se reconocen restos de rudistas.

38.- 1,5m : Tramo cubierto.

39.- 0,4m : Caliza pelbiomicrítica, blanca, masiva, con abundantes micronódulos edáficos, fuertemente micritizada.

Techo: Superficie topográfica.

6. COLUMNA SIERRA DE LAS MORATILLAS V

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820,1**
Y= **454,7**
Techo: X= **819,5**
Y= **454,3**

Base.- Margas y arcillas dolomíticas grises, ocres a cremas. Afloran muy mal.

1.- 2,4m : Calizas blancas nodulosas, mal estratificadas en bancos decimétricos. Fuertemente edafizadas y algo arcillosas.

2.- 2,6m : Tramo cubierto.

3.- 1,2m : Calizas rosadas, nodulosas, con algunos cantos negros, bastante angulosos. Presentan fuertes transformaciones edáficas: micronodulización, microkarstificación importante...

4.- 4,1m : Calizas grises a rosas, seminodulosas, con micronodulización edáfica y porosidad fenestral, agrandada por disolución y parcialmente rellena pos sedimentos internos geopetales. Muy ferruginizada.

5.- 3,6m : Calizas grises a rosas, masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos, con laminación subhorizontal en algunos tramos. Se encuentran niveles calcareníticos intercalados, milimétricos, y porosidad fenestral. También huellas de raíces, de pequeño tamaño, grietas de retracción. Destaca la presencia de miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

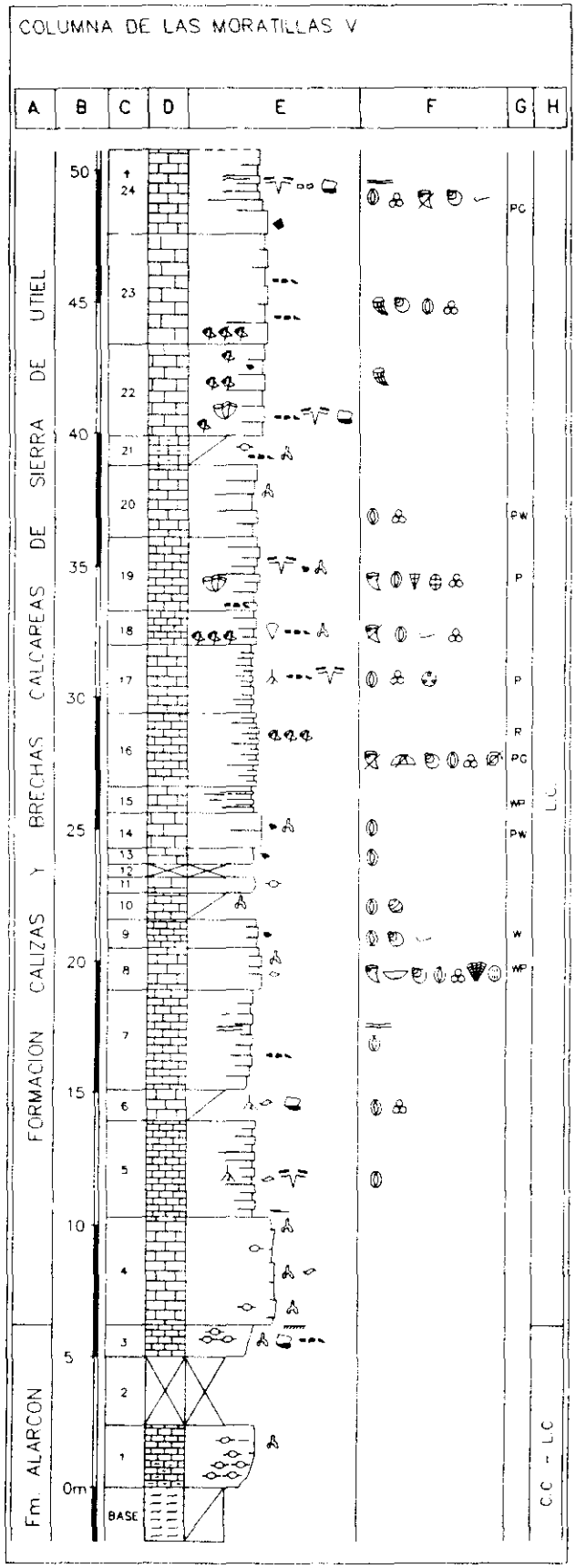
Nummofallotia apula L. SINNI
Cuneolina sp.
Textularia sp.

6.- 1,2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas, con moteado de óxidos. Son biomicritas muy recristalizadas con porosidad fenestral, microkarstificación, sedimento interno, huellas de raíces y micronodulización edáfica. Se reconocen miliólidos y otros foraminíferos, siempre muy micritizados.

7.- 3,8m : Calizas grises bien estratificadas en bancos decimétricos. Son intrapelmicritas y pelbiomicritas fundamentalmente. En algunos puntos se reconoce laminación paralela. Se encuentran miliólidos y abundantes cantos negros.

8.- 1,6m : Calizas beiges masivas o mal estratificadas, muy recristalizadas. Son biopelmicritas *wackestone--packstone*, con restos de rudistas y otros pelecípodos, gasterópodos, algas rojas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se encuentran cantos negros y otros intraclastos. Se determinan:

Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)
Archaeolithothamnium sp.



9.- 1,1m : Calizas blancas a cremas mal estratificadas en bancos decimétricos (0,2-0,8m), muy recristalizadas y edafizadas (con micronodulización). Son esencialmente pelbiomicritas a biomicritas *wackestone*, con algunos cantos negros, en general angulosos. Se encuentran miliólidos, ostrácodos y gasterópodos.

10.- 1m : Tramo semicubierto. Calizas beiges masivas, edafizadas, con importante micronodulización y posibles huellas de raíces. Son biopelmicritas con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algunos restos de carofitas.

11.- 0,6m : Calizas masivas a seminodulares, beiges, muy recristalizadas.

12.- 0,5m : Tramo cubierto.

13.- 0,6m : Calizas masivas beiges. Muy recristalizadas. Se reconocen miliólidos y cantos negros.

14.- 1,3m : Caliza rosada a beige, estratificada en dos bancos de potencia similar, internamente masivos. Son pelbiomicritas intraclásticas *packstone-wackestone* parcialmente transformadas por la pedogénesis. Se reconocen miliólidos y cantos negros dispersos.

15.- 1m : Calizas bien estratificadas en bancos decimétricos, beiges e internamente masivos. Son fundamentalmente pelbiomicritas *wackestone-packstone*, en ocasiones intraclásticas. Presentan señales de exposición subaérea y pedogénesis: micronodulización, etc.

16.- 2,8m : Calizas bien estratificadas en bancos de 0,4 a 0,8m, fundamentalmente bioesparitas *grainstone*, biopelmicritas *packstone* y bioesparruditas intraclásticas *rudstone*, éstas últimas en pequeños niveles decimétricos. Se encuentran abundantes los fragmentos de rudistas y equínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y gasterópodos.

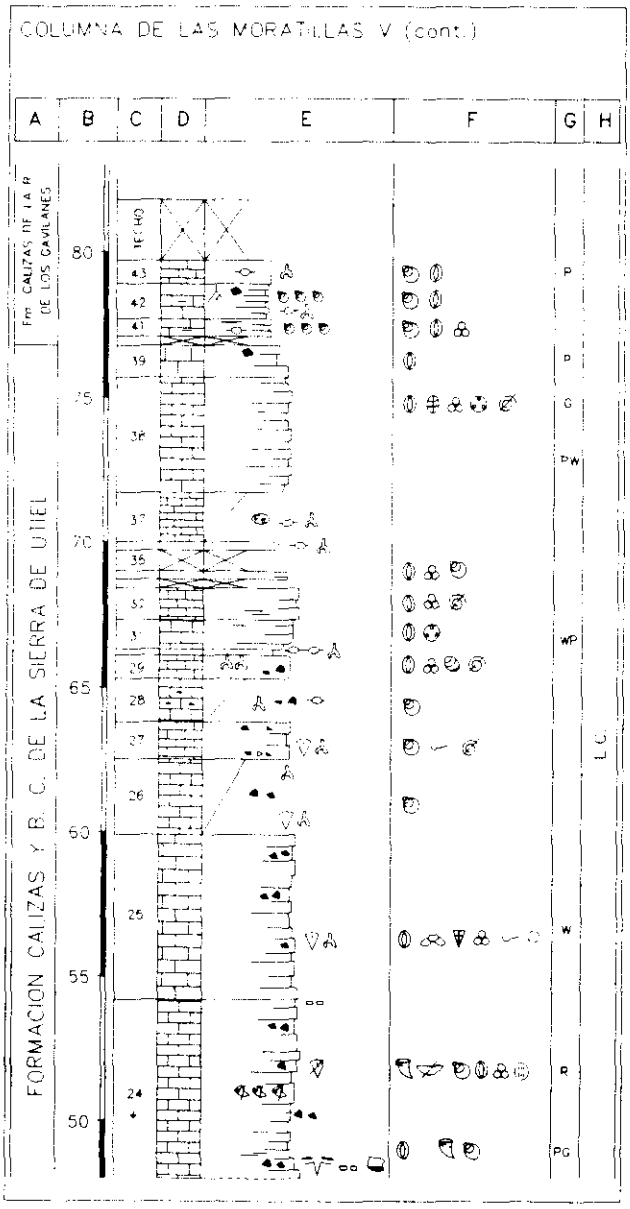
17.- 2,6m : Calizas rosas a beiges, bien estratificadas y muy recristalizadas. Son fundamentalmente pelmicritas y biopelmicritas intraclásticas, *packstone*. Se observan abundantes señales de diagénesis vadosa temprana y edafización: cantos negros, micronódulos edáficos, envueltas micríticas, posibles huellas de raíces y brechificación parcial en el techo de algunos bancos. Entre el contenido fosilífero se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y abundantes algas verdes. Se han determinado:

Nummofallotia sp.
Acicularia sp.

18.- 1,3m : Calizas cremas a blancas, muy recristalizadas. Se reconocen rudistas enteros resedimentados, ostrácodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, todos ellos fuertemente recristalizados. Se reconoce micronodulización edáfica, *Microcodium* y cantos negros angulosos. Además, se han determinado:

Idalina sp.
Nummofallotia sp.

19.- 2,8m : Calizas bien estratificadas en bancos de 0,4m. Son bioesparitas *grainstone* y pelbiomicritas *packstone*, y en algunos bancos, biomicritas *boundstone* a *rudstone* con acumulaciones de rudistas cónicos, que pueden constituir pequeñas colonias. Se reconocen también abundantes miliólidos, textuláridos y otros foraminíferos bentónicos. Abundantes cantos negros y otros intraclastos, que alcanzan tamaños de hasta 5cm. En ocasiones, rellenan grietas o cavidades a techo de algunos bancos. Se aprecian envueltas micríticas entorno a algunos bioclastos. Se reconocen:



Cuneolina sp.

20.- 2,7m : Calizas beiges recristalizadas, fundamentalmente pelbiomicritas *packstone-wackestone*. Aparecen bien estratificadas en bancos de 0,5m. Se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Presentan señales de ligera edafización: micronodulización, micritización, etc, que son más frecuentes a techo de los bancos.

21.- 1,1m : Tramo semicubierto. Afloran calizas rosadas a grises seminodulares, muy intraclásticas (con abundantes cantos negros) y muy transformadas por la pedogénesis.

22.- 3,5m : Calizas beiges estratificadas en bancos decimétricos, fundamentalmente biomicritas y biopelmicritas con abundantes cantos negros, que en ocasiones se concentran a techo de los bancos o rellenando grietas o cavidades (en estos casos constituyen auténticas brechas intraclásticas). Destacan las acumulaciones de rudistas (radiolítidos), poco fracturados (*rudstone*) y, a veces, en posición de vida (*bafflestone*).

23.- 4,2m : Calizas beiges estratificadas en bancos decimétricos en los que destaca la presencia de estilolitos transversales a la estratificación. Los intraclastos son muy importantes en todos los bancos, llegando a formar brechas intraclásticas *rudstone* en algunos puntos. Son importantes los rudistas, que aparecen poco fracturados. Se observan abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, así como ostrácodos y gasterópodos. Se reconocen:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Biradiolites sp.

24.- 6,6m : Tramo de calizas bien estratificadas en bancos de 0,3 a 0,9m, internamente masivos, que fundamentalmente están formados por calcarenitas (se reconocen biopelesparitas *grainstone*, bioesparruditas

rudstone, biopelmicritas *packstone* e intramicritas *rudstone*). Algunos niveles aparecen finamente laminados. Se encuentran abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, restos de rudistas y otros pelecípodos, gasterópodos y pellets fecales. Se reconocen envueltas micríticas constructivas en torno a los granos, así como importante micronodulización edáfica, grietas de retracción, cantos planos (a techo un nivel importante), microkarstificación, rellenos geopetales, brechificación, cantos negros y fragmentos de *Microcodium* reelaborados. En el conjunto del tramo se han reconocido:

Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)
Cuneolina sp.

25.- 5,7m : Calizas blancas masivas. Son biomicritas *wackestone*, muy recristalizadas, en las que se reconoce la presencia de abundantes miliólidos, discórbidos, textuláridos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y calcisferas. Es importante la transformación edáfica y algunas zonas aparecen fuertemente colonizadas por *Microcodium*. Son abundantes los cantos negros, de tamaños incluso centimétricos y, en general, angulosos. Se han determinado:

Cuneolina sp.
Nummofallotia sp.

26.- 2,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas grises, de tonos oscuros, muy recristalizadas y edafizadas (especialmente hacia techo), con abundantes gasterópodos, cantos negros y moteado de óxidos. En la base se reconoce *Microcodium*.

27.- 1,3m : Calizas estratificadas en bancos de 0,4m. Son fundamentalmente biopelmicritas intraclásticas e intramicritas. Estas últimas son dominantes en la base o techo de los estratos, constituidos por niveles de brechas con abundantes cantos negros. Entre los bioclastos se reconocen abundantes gasterópodos, restos de otra macrofauna y ostrácodos. Estas calizas presentan señales de transformación edáfica importante: *Microcodium*, huellas de retracción, microkarstificación, micronodulización, sedimentos internos...

28.- 1,5m : Tramo semicubierto. Afloran calizas negras masivas, fuertemente edafizadas y parcialmente brechificadas, que forman bancos poco potentes y de escasa continuidad, que pasan lateralmente y de manera gradual pero rápida a calizas rojas intraclásticas, seminodulosas, con micronódulos edáficos, algunos gasterópodos y huellas de raíces. La máxima brechificación se encuentra en el tránsito entre unas y otras.

29.- 0,8m : Caliza gris claro biopelmicrítica, con abundantes cantos negros. Se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, restos de carofitas y fragmentos de conchas. La parte superior está ferruginizadas, y se encuentran posibles huellas de raíces y otras señales de edafización.

30.- 0,2m : Calizas negras o rojas, nodulosas, fuertemente edafizadas.

31.- 1m : Calizas estratificadas en bancos de 0,3m. Formadas por biopelmicritas *wackestone-packstone* con abundantes miliólidos, otros foraminíferos y algas verdes. Se reconoce:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.

32.- 1,1m : Calizas claras bien estratificadas en bancos decimétricos, que son biopelmicritas e intrabiomicritas con miliólidos y algas verdes. En algunos tramos se reconoce laminación paralela. Se determinan:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Quinqueloculina sp.

33.- 0,3m : Tramo cubierto.

34.- 0,3m : Calizas muy recristalizadas, pelbiomicritas, con gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

35.- 0,7m : Tramo cubierto.

36.- 0,3m : Calizas rosadas ferruginosas, grises oscuras a techo, de aspecto seminoduloso e intensamente edafizadas. Pasan lateralmente a calizas blancas con abundantes intraclastos.

37.- 1,7m : Tramo semicubierto. Afloran calizas rosadas, seminodulosas con señales de intensa marmorización edáfica.

38.- 4m : Calizas blancas a cremas, bien estratificadas en bancos de 0,3-0,4m. En ellos se describen biopelmicritas *packstone-wackestone* y de modo subordinado, niveles de biointraesparitas intraclásticas *grainstone*. Se reconoce un tramo calcarenítico de acumulación de *Lacazina elongata*. Son frecuentes también los fragmentos de conchas, así como otros foraminíferos

bentónicos y algas verdes. Se han determinado:

Lacazina elongata MUN.-CHAL.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Scandonea samnitica DE CASTRO
Quinqueloculina sp.

39.- 1,1m : Calizas beiges, biopelmicritas *packstone* con abundantes miliólidos y, hacia techo, cantos negros e intraclastos (intrapelmicritas).

40.- 0,3m : Tramo cubierto.

41.- 0,6m : Calizas muy recristalizadas rosadas a rojas, muy ferruginosas. Se reconocen grandes gasterópodos, algunos miliólidos. En el techo del nivel se observa una laminación subhorizontal, dada por la alternancia de niveles cremas y rosados. Se reconoce:

Nummofallotia sp.

42.- 1,2m : Calizas seminodulares, afloran mal, de tonos cremas a rojos, con estratificación en bancos decimétricos. Aparecen abundantes gasterópodos, de gran tamaño, y también miliólidos. Se reconocen cantos negros. La bioturbación es importante hacia techo (raíces ?).

43.- 0,8m : Nivel seminoduloso de calizas rojas a naranjas, fuertemente edafizadas. Son biopelmicritas *packstone*. Se reconocen gasterópodos y miliólidos.

Techo: Cubierto.

7. COLUMNA DEL PEÑÓN GRANDE

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **819 CAUDETE**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **835,0**
Y= **455,0**
Techo: X= **834,7**
Y= **455,4**

Base.- 9,6m : Tramo heterolítico constituido esencialmente por dolomías arenosas bioclásticas de tonos ocres a beiges. También son abundantes las intercalaciones de arenas, areniscas con cemento dolomítico y arcillas dolomíticas de colores beiges o verdosos. La proporción de bancos dolomíticos aumenta hacia techo en una tendencia levemente estratocreciente. Estos niveles pueden presentar una estratificación cruzada difusa. Se reconocen abundantes fantasmas de bioclastos.

1.- 2m : Dolomía muy arenosa ocre masiva. A su techo se encuentra una costra ferruginosa bien desarrollada.

2.- 2m : Arenas de grano fino y limos poco cementados, en niveles masivos, de tonos beiges a verdosos.

3.- 25m : Semicubierto: afloran arenas homométricas de grano muy fino con pasadas lutíticas, con tonos dominantes beiges o grises y localmente verdes o rojizos. Se distingue estratificación cruzada de surco gran escala, que es dominante. Sin embargo, algunos niveles (especialmente los que tienen intercalaciones lutíticas) muestran laminación paralela y de *ripples*. Son frecuentes las costras ferruginosas a techo de algunos niveles.

4.- 1,8m : Arenas muy cuarzosas, homométricas y de grano fino: Están finamente estratificadas y presentan abundantes intercalaciones mili a centimétricas de lutitas de colores rojizos a ocres. Se reconocen *ripples* y estratificación de tipo *wavy* y lenticular.

5.- 4,8m : Dolomías beiges con estratificación mal definida en bancos decimétricos, con fantasmas de rudistas y otros fragmentos de conchas. Son arenosas en la base.

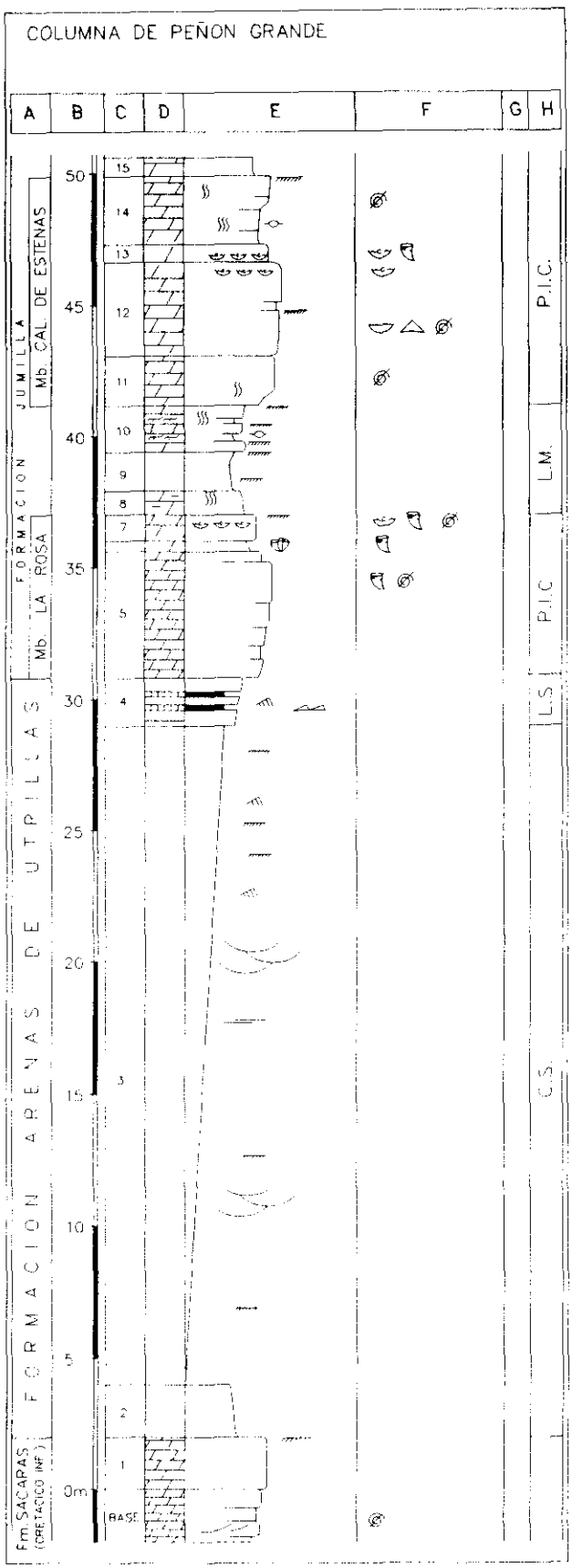
6.- 0,4m : Dolomías beiges - amarillentas, con pequeños rudistas cónicos, muchos de ellos en posición de vida, formando pequeñas colonias.

7.- 1m : Dolomías beiges masivas, bioclásticas y probablemente calcareníticas, con importantes bioacumulaciones de condrodontos, muchos de ellos en posición de vida. También se reconocen fantasmas de rudistas. Sobre el techo se desarrolló una costra ferruginosa.

8.- 0,9m : Dolomías ocres a verdes, un poco arcillosas y sacaroideas, intensamente bioturbadas.

9.- 1,5m : Arenas de grano muy fino, masivas, con abundantes encostramientos ferruginosos. A techo también aparece una costra ferruginosa.

10.- 1,8m : Tramo constituido por dolomías muy



arenosas de tonos ocres, en bancos decimétricos y que están intensamente bioturbadas (destaca la presencia de tubos verticales). A techo de cada uno de estos bancos es frecuente encontrar una costra ferruginosa. De manera subordinada aparecen intercalaciones de arenas de grano muy fino y arcillas dolomíticas, de tonos rosados a ocres, masivas o seminodulares.

11.- 1,9m : Dolomías masivas beiges a ocres, en las que reconocen fantasmas de bioclastos (orbitolínidos?) y señales de bioturbación.

12.- 3,5m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos, en ocasiones limitados por superficies ferruginosas. Se preserva la textura original calcarenítica, con fantasmas de abundantes bioclastos, reconociéndose orbitolínidos y bivalvos. Hacia techo encontramos grandes acumulaciones de condrodontos.

13.- 0,7m : Nivel dolomítico con acumulación de condrodontos en la base y, en el techo, abundantes rudistas cónicos, mal preservados y de pequeño tamaño.

14.- 2,6m : Dolomías mal estratificadas en niveles decimétricos, seminodulosos (base) o masivos. Están fuertemente bioturbadas (especialmente en la base) y se reconocen fantasmas de bioclastos dispersos. A techo hay una superficie ferruginosa.

15.- 0,7m : Dolomías macrocristalinas y deleznables, muy arenosas (de grano fino a medio, >35% en la base, disminuyendo hacia techo), en bancos de 0,3m, mal definidos y masivos.

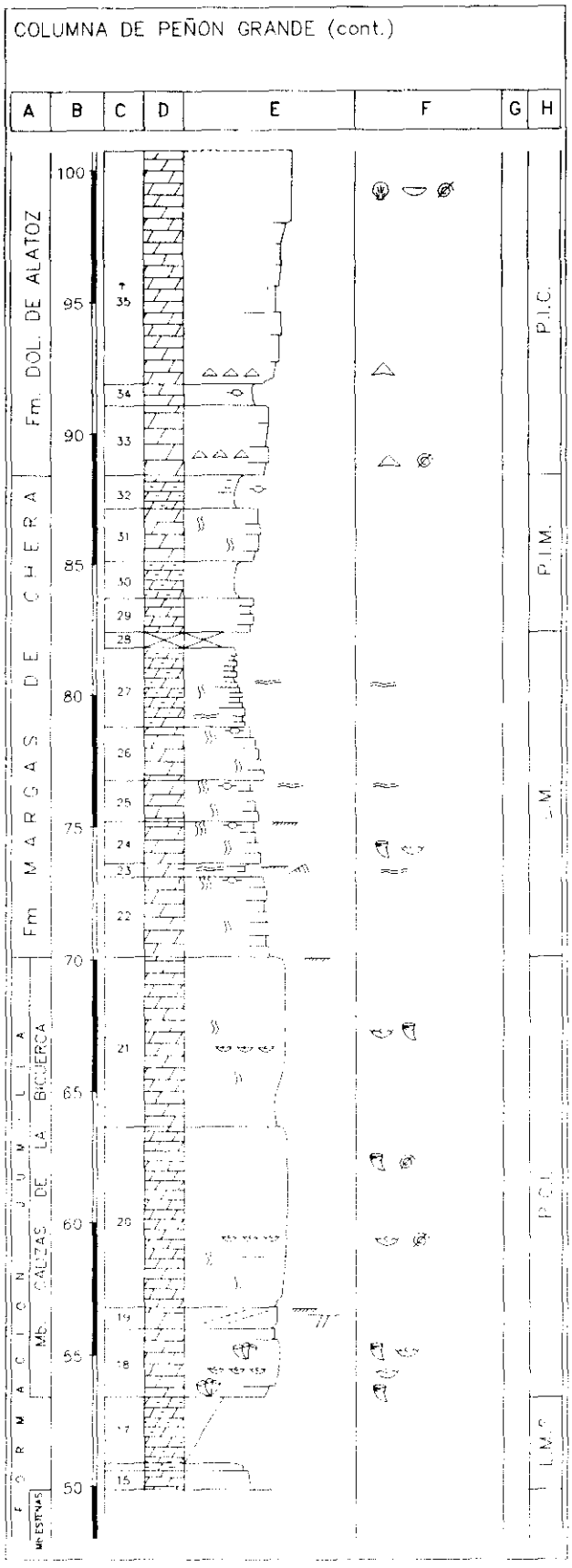
16.- 0,3m : Dolomías arcilloso limosas de tonos ocres o amarillentos, masivas.

17.- 2,5m : Muy cubierto. Afloran dolomías arcillosas semejantes a las del tramo infrayacente.

18.- 2,6m : Dolomía gris bastante masiva, que supone el comienzo de un resalte topográfico importante. De base a techo reconocemos:

0,4m : Dolomía masiva, con acumulación de rudistas cónicos (*clusters*).

1,8m : Dolomía masiva en la base, sobre la que aparece un nivel de condrodontos y, sobre este, una bioacumulación de rudistas cónicos. Hacia techo se



hacen otra vez más masivas, y encontramos algunos condrodontos.

0,4m : Dolomía masiva.

19.- 0,8m : Banco dolomítico con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Sobre este nivel aparece una superficie ferruginosa.

20.- 6,9m : Dolomías beiges a rosadas, masivas que presentan bioturbación importante, sobre todo en los metros basales. Son frecuentes los condrodontos, que constituyen acumulaciones importantes, así como hacia techo los rudistas. En conjunto, las dolomías son de grano fino, si bien pueden reconocerse pasadas de grano más grueso, calcareníticas y bioclásticas.

21.- 6,4m : Dolomías mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos que presentan gran cantidad de condrodontos y rudistas. Así mismo están presentes señales de bioturbación. A techo hay una superficie ferruginosa. El tramo, en su conjunto, constituye el final de un resalte topográfico.

22.- 3m : Dolomías en bancos decimétricos masivos, excepto a techo, donde son seminodulares. Presentan señales de bioturbación, muy intensas a techo.

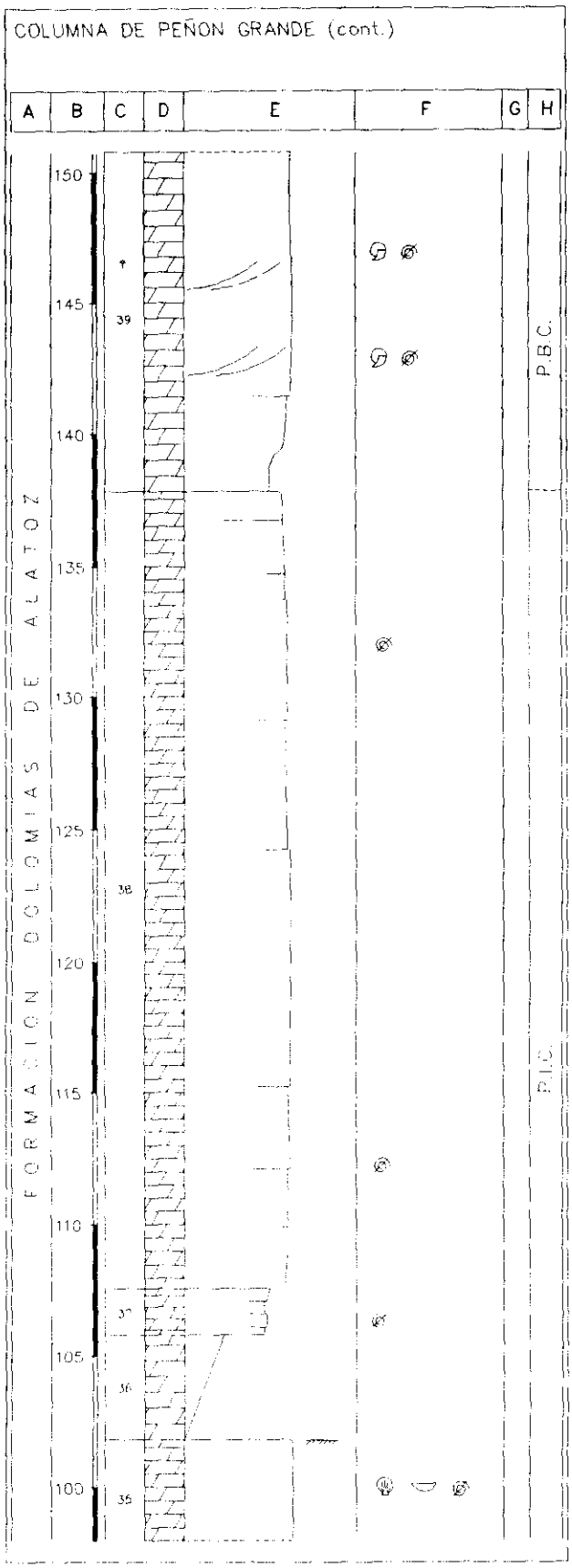
23.- 0,5m : Dolomías algo arcillosas tableadas que presentan laminación subhorizontal estromatolítica, con abundantes intercalaciones milimétricas de carácter calcarenítico y con ripples. A techo hay una costra ferruginosa.

24.- 1,6m : Dolomías estratificadas en niveles decimétricos, progresivamente más bioturbadas hacia techo, donde llegan a ser nodulosas. Son macrocristalinas y tienen un aspecto sacaroideo. Se encuentran, especialmente en los niveles basales, condrodontos y rudistas pequeños y cónicos.

25.- 1,6m : Tramo de características similares al anterior, pero a techo puede aparecer una laminación de posible origen algar.

26.- 2m : Tramo de características similares a los dos anteriores.

27.- 3m : Tramo de dolomías arcillosas finamente tableadas, de tonos ocres a amarillentos, que presentan laminación estromatolítica. En ocasiones se aprecian niveles intercalados con cierta bioturbación.



28.- 0,6m : Tramo cubierto.

29.- 1,3m : Dolomías beiges mal estratificadas en bancos de 0,3m, masivos, que afloran mal.

30.- 1,4m : Dolomías arcillosas de color blanco, con moteado de óxidos de hierro.

31.- 2m : Dolomías meso a macrocristalinas en bancos decimétricos mal definidos y con señales de bioturbación.

32.- 1,3m : Dolomías limoso-arcillosas, de tonos ocres, macrocristalinas y muy porosas. Presentan estratificación seminodular.

33.- 2,7m : Dolomías en bancos de 0,9-1,1m, masivos y compactos, que presentan acumulaciones de orbitolínidos, si bien se reconocen también fantasmas de otros bioclastos.

34.- 0,8m : Dolomías arcillosas ocres bioturbadas, con estratificación seminodular y bastante ferruginizadas.

35.- 9,9m : Dolomías beiges masivas que presentan en la base acumulación de orbitolínidos (posible textura original *packstone*). Hacia techo se reconocen fantasmas de otros bioclastos, destacando la presencia de pectínidos y otros bivalvos. Sobre el techo aparece una costra ferruginosa. Este tramo da un resalte importante.

36.- 4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías beiges masivas y bastante ferruginizadas, pero muy encostradas.

37.- 1,8m : Dolomías beiges en niveles decimétricos que presentan porosidad móldica de origen bioclástico dispersa.

38.- 30,2m : Tramo dolomítico muy masivo (en algunos puntos se reconoce estratificación en bancos métricos) que supone un importante resalte topográfico. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

39.- 16m : Dolomías bastante masivas beiges en las que se reconoce megaestratificación cruzada. Son abundantes los grandes caprínidos, así como fantasmas de orbitolínidos. Se ha determinado:

Ichthyosarcolites sp.

40.- 5,2m : Dolomías calcareníticas en bancos de 0,5m, con estratificación cruzada planar tendida.

41.- 0,3m : Dolomías con laminación subhorizontal estromatolítica.

42.- 1m : Dolomías limoso-arcillosas beiges a ocres masivas.

43.- 4,3m : Dolomías en bancos decimétricos que presentan estratificación cruzada planar de gran escala. Intercaladas entre los bancos se encuentran pasadas con *ripples* y laminación de algas. A techo aparece un nivel estromatolítico más potente.

44.- 0,8m : Dolomías limoso-arcillosas de colores claros que afloran mal.

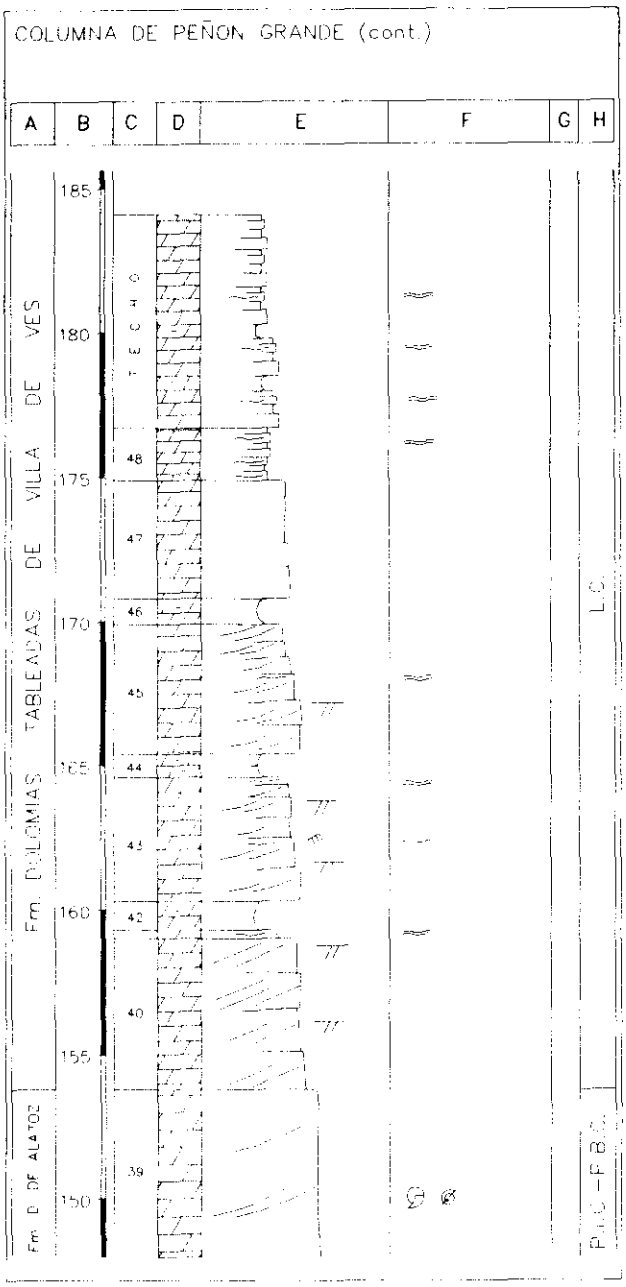
45.- 4,5m : Dolomías calcareníticas en bancos decimétricos masivos o con estratificación cruzada difusa e intercalaciones con laminación algar.

46.- 0,9m : Dolomías arcillosas blancas muy poco compactas con moteado de óxidos de hierro.

47.- 4,1m : Dolomías beiges masivas.

48.- 1,8m : Dolomías tableadas en niveles decimétricos masivos o con laminación de algas.

Techo: >20m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos a métricos con intercalaciones de dolomías arcillosas de colores claros. Las laminaciones estromatolíticas están presentes en muchos de los bancos.



8. COLUMNA DEL PEÑÓN GRANDE NORTE

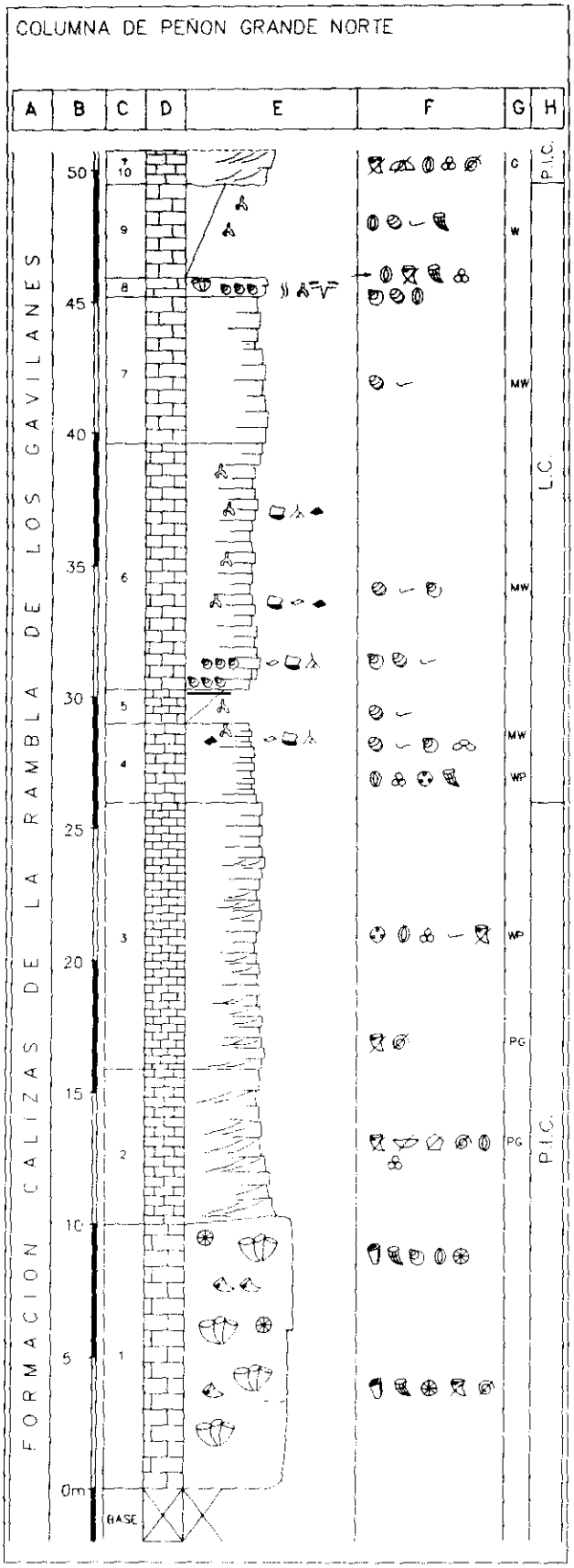
Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **819 CAUDETE**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **430,2**
Y= **456,3**
Techo: X= **429,9**
Y= **456,3**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 10m : Paquete muy competente de calizas blancas masivas, de carácter biostrómico, que presentan abundantes rudistas (hippurítidos fundamentalmente, aunque también radiolítidos y caprínidos) muchos de ellos en posición de vida, y corales solitarios y coloniales masivos. Hacia techo se encuentran además abundantes gasterópodos globosos de gran tamaño, así como abundantes miliólidos. Estas calizas presentan intensa recristalización. El techo es levemente irregular, presentando una morfología convexa. Entre los rudistas se han determinado:

Hippurites sp. gr. *canaliculatus* ROLL. DU ROQ.
Vaccinites sp. aff. *loftusi* (WOODWARD)



Mitrocaprina sp.

2.- 5,9m : Banco de morfología lenticular (adaptándose al cuerpo arrecifal del tramo anterior). Esta formado por calizas arenosas (10-30%, de grano medio a grueso), con textura *packstone - grainstone* biomicrítica a bioesparítica y estratificación cruzada difusa de gran escala. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de fragmentos de rudistas, otros pelecípodos, equinodermos y otra macrofauna, así como miliólidos de gran tamaño y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Cuneolina sp.
Murciella cuvillieri FOURCADE
Idalina sp.
Quinqueloculina sp.
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Aeolisaccus kotori RADOICIC

3.- 10,1m : Tramo constituido por calizas muy arenosas y bastante recristalizadas, que suponen una alternancia de niveles decimétricos (0,2-0,4), de composición calcarenítica (*packstone - grainstone*) y otros de textura *wackestone - mudstone*. Los primeros, dominantes en la base, presentan estratificación cruzada difusa de gran escala y son esencialmente bioclásticas, con abundantes fragmentos de rudistas. Los segundos son básicamente biomicritas con algas verdes, miliólidos, otros foraminíferos de gran tamaño, algunos ostrácodos y fragmentos de rudistas. Se han determinado:

Cuneolina sp.
Rhapydionina liburnica (STACHE)

4.- 3m : Tramo formado por niveles de 0,1-0,3m de calizas biomicríticas, esencialmente *wackestone*, pero también *packstone*. Presentan abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y algunos rudistas (pequeños radiolítidos). Especialmente hacia techo son frecuentes la intercalaciones de micritas fosilíferas *mudstone* (a biopelmicritas *wackestone*), en ocasiones levemente limoso - arenosas), con abundantes carofitas y ostrácodos, algunos gasterópodos y escasos discórbidos. En estos niveles son frecuentes las señales de exposición subaérea (disolución, rellenos geopetales de tipo *crystal silt*, bioturbación de raíces, algunos cantos negros, etc.), también más abundantes en el techo del tramo. En su conjunto se han determinado:

Murciella cuvillieri FOURC.

fosilíferas *mudstone* y biomicritas *wackestone* con carofitas y ostrácodos. Sobre estos niveles se encuentran sobreimpuestas diversas señales de exposición subaérea y pedogénesis: porosidad fenestral, microkarstificación, rellenos geopetales, desarrollo radicular incipiente...

13.- 1,4m : Tramo compuesto por tres bancos de 0,4-0,6m, competentes y constituidos por biomicritas *wackestone - packstone* y biomicruditas *rudstone*, que presentan abundantes miliólidos, orbitoídidos, otros foraminíferos bentónicos, rudistas (enteros y fragmentos), algas verdes, restos de carofitas y otros bioclastos. Se ha determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Quinqueloculina sp.

14.- 2,8m : Tramo de calizas ocasionalmente arenosas (grano fino) estratificadas en niveles de 0,1-0,3m mal definidos. Son esencialmente micritas fosilíferas *mudstone* y biomicritas *wackestone* con carofitas y ostrácodos, si bien algunos niveles representan intercalaciones calcareníticas (*grainstone*), muy arenosas (>30%) y de grano fino, que aparecen muy recristalizadas y presentan miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes. Entre los fósiles se han determinado:

15.- 2,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas arenosas (15-25%) de grano fino y textura *packstone* (biomicritas) o *grainstone* (bioesparitas). Pueden presentar laminación paralela o cruzada de gran escala pero muy tendida. Se encuentran grandes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, fragmentos de rudistas y briozoos. Entre los fósiles se ha identificado:

Cuneolina sp.

16.- 3,8m : Tramo constituido por calizas beiges estratificadas en niveles decimétricos. Son calcarenitas muy arenosas (20-30%, grano fino) y bioclásticas (*grainstone - packstone*). Se reconocen abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y restos de macrofauna. Se han determinado:

Cuneolina sp.
Rhapydionina liburnica (STACHE)

17.- 3m : Tramo calizo formado por varios paquetes gruesos (0,8-1,2m) mal definidos. Son biomicritas *wackestone* con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

18.- 6,2m : Tramo muy tectonizado de calizas tableadas constituidas por biomicritas *wackestone* con algas verdes, rudistas (radiolítidos), miliólidos, y otros foraminíferos bentónicos; alternando con niveles de micritas fosilíferas con ostrácodos. Se ha identificado:

Moncharmontia apenninica DE CASTRO

19.- 1,4m : Calizas estratificadas en niveles decimétricos, que afloran mal y aparecen bastante tectonizadas. Son similares a las del tramo infrayacente.

Techo.- Contacto mecánico (falla).

9. COLUMNA DE LOS MOJONES (SIERRA DEL PRÍNCIPE)

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **830,6**
Y= **453,3**
Techo: X= **832,1**
Y= **453,6**

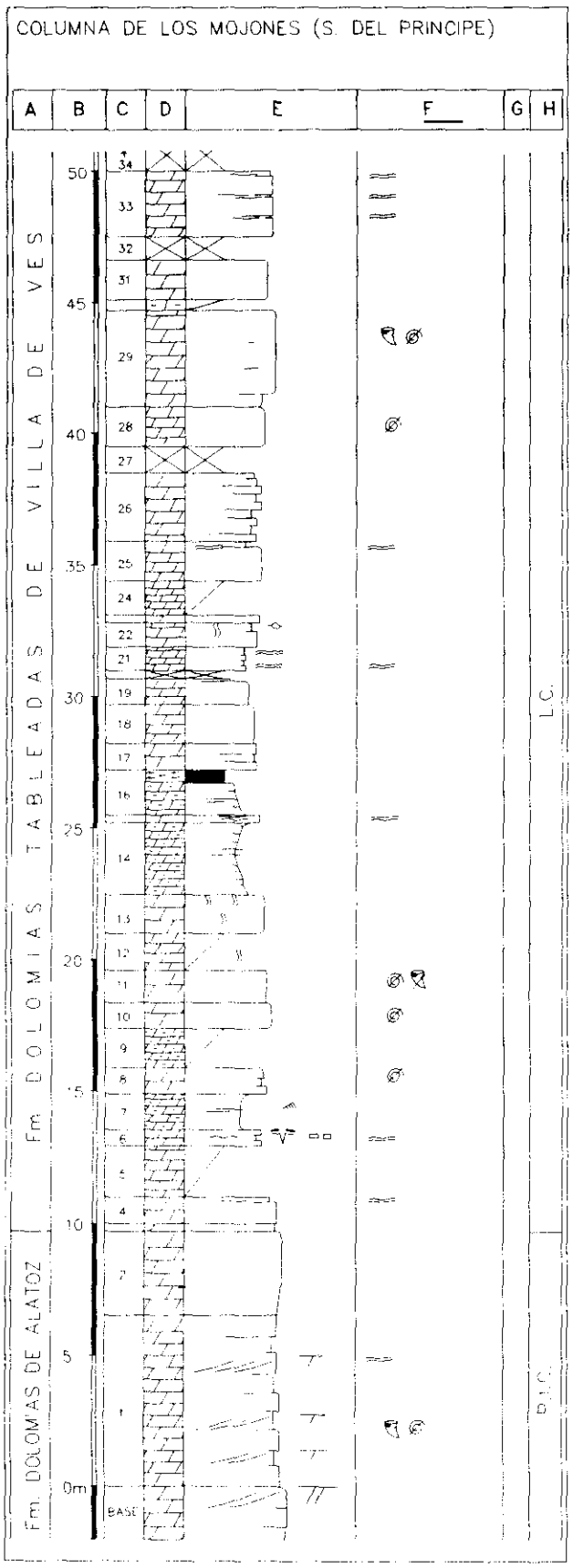
Base.->10m : Dolomías beiges a marrones que dan un resalte importante, estratificadas en niveles decimétricos a métricos que, en los últimos metros presentan estratificación cruzada planar de gran escala.

1.- 6,5m : Dolomías blancas a beiges mal estratificadas en niveles decimétricos a métricos, internamente masivos o con estratificación cruzada difusa, de gran escala. A techo de los bancos es frecuente encontrar laminaciones algares subhorizontales (niveles centimétricos). Se han reconocido fantasmas de rudistas cónicos y porosidad móldica de origen bioclástico.

2.- 3,2m : Dolomías grises masivas, con algunos fantasmas de bioclastos.

3.- 0,3m : Dolomía blanca masiva.

4.- 1m : Dolomías grises masivas, compactas. Se reconoce un nivel más claro a techo de cinco centímetros.



5.- 1,9m : Semicubierto. Afloran dolomías de tonos claros, mal estratificadas.

6.- 0,6m : Dolomías grises tableadas en niveles de 0,1-0,3m que presentan laminaciones subhorizontales de algas con intercalaciones de carácter calcarenítico. Se reconocen grietas de retracción y cantos planos.

7.- 1,4m : Dolomías arcilloso - limosas de colores cremas con laminación subhorizontal y moteado de óxidos. Se reconocen nivelillos con *ripples*.

8.- 1m : Dolomías grises estratificadas en niveles decimétricos con abundante porosidad móldica de origen bioclástico.

9.- 1,5m : Semicubierto. Dolomías arcillosas de colores cremas, con moteado de óxidos. Masivas.

10.- 1m : Dolomía beige masiva, bioclástica (porosidad móldica).

11.- 1,2m : Dolomías claras masivas, compactas, en las que se reconocen fantasmas de rudistas y otros restos de fauna.

12.- 1,4m : Semicubierto. Afloran dolomías con señales de bioturbación, de aspecto lajeado.

13.- 1,5m : Dolomías beiges, estratificadas en niveles de 0,6-0,8m, masivos, con bioturbación importante.

14.- 2,7m : Dolomías arcilloso - limosas, ocres a cremas, en las que se aprecia una fina laminación subhorizontal.

15.- 0,3m : Dolomías compactas con laminación subhorizontal de origen algar.

16.- 1,7m : Dolomías arcillosas de color crema, con moteado de óxidos, que presentan algún nivel dolomítico más compacto y, hacia techo, un nivel de arcillas dolomíticas de colores claros.

17.- 1m : Dolomías mal estratificadas en niveles decimétricos, internamente masivos.

18.- 1,5m : Dolomías de color beige claro, masivas.

19.- 1m : Dolomía seminodular gris a beige, que presenta señales de bioturbación importante. A techo se

reconocen un nivel muy neto de 0,05m de dolomía blanca, masiva.

20.- 0,3m : Tramo cubierto.

21.- 0,9m : Dolomías tableadas en niveles de 0,1m, con laminación estromatolítica, bastante horizontal.

22.- 0,9m : Dolomías bastante masivas a seminodulares, de color blanco. Presentan evidencias de bioturbación.

23.- 0,3m : Banco de dolomía masiva gris.

24.- 1,3m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas beiges, más carbonáticas en la base, que presentan tonos cremas claros, y presentan un característico moteado de óxidos de hierro.

25.- 1,5m : Dolomía gris masiva y competente. A techo se reconoce un pasada con laminación estromatolítica subhorizontal.

26.- 2,6m : Dolomía gris mal estratificada en bancos decimétricos masivos.

27.- 1m : Tramo cubierto.

28.- 1,5m : Dolomías masivas beiges. Se reconoce importante porosidad móldica de origen bioclástico.

29.- 3,7m : Tramo de dolomías muy masivas y competentes, en las que se reconocen fantasmas de rudistas, y en algunos puntos, señales de bioturbación.

30.- 0,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas con manchas de óxidos.

31.- 1,5m : Banco masivo de dolomía mesocristalina.

32.- 0,9 : Tramo cubierto.

33.- 2,5m : Dolomía mal estratificada en bancos gruesos. Se reconoce laminación subhorizontal estromatolítica a techo de los mismos.

34.- 1,3m : Tramo cubierto.

35.- 0,6m : Dolomías tableadas beiges, estratificadas en bancos centimétricos, que presentan laminación subhorizontal de origen algar, cantos planos y grietas de retracción.

36.- 1,3m : Arcillas dolomíticas, más compactas y carbonáticas hacia la base, que presentan moteado de óxidos de hierro y fina laminación algar.

37.- 0,9m : Banco de dolomía masiva compacta, de morfología lenticular y techo plano.

38.- 2,2m : Dolomías arcillosas blancas, deleznables, que presentan en la base alguna intercalación fina de dolomías con laminación algar.

39.- 1,2m : Tramo formado por dos bancos masivos de dolomía gris.

40.- 1,1m : Dolomías arcillosas, lajosas, de tonos cremas claros.

41.- 2,5m : Banco de dolomía masiva.

42.- 1m : Tramo de dolomías finamente tableadas, que presentan laminación de algas subhorizontal o ligeramente dómica. Se reconocen cantos planos concentrados en niveles y grietas de retracción. Hacia techo están parcialmente brechificadas (colapso).

43.- 0,3m : Tramo cubierto.

44.- 0,9m : Dolomía masiva gris.

45.- 1,3m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas de tonos claros, seminodulares.

46.- 1,3m : Dolomía gris, masiva, macrocristalina y oquerosa.

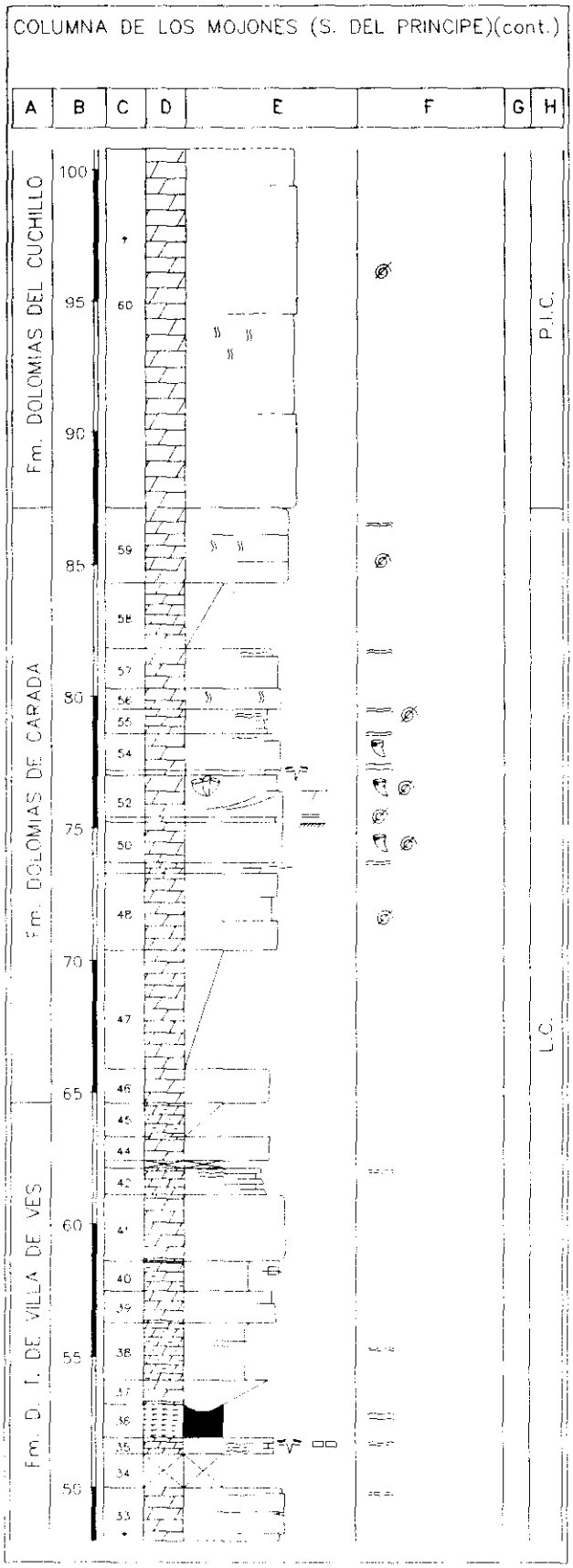
47.- 4,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías grises muy masivas.

48.- 2,9m : Dolomías bioclásticas estratificadas en bancos métricos masivos. La porosidad móldica de origen bioclástico es muy importante.

49.- 0,4m : Dolomías finamente tableadas con laminación estromatolítica.

50.- 1,5m : Dolomías de carácter calcarenítico masivo, con abundantes rudistas. Destaca así mismo la porosidad móldica de origen bioclástico. A techo del banco se encuentra una costra ferruginosa.

51.- 0,2m : Dolomía calcarenítica con laminación paralela en la base y acumulación lumaquélica de



bioclastos hacia techo. Se reconocen fragmentos de rudistas y otros pelecípodos.

52.- 1,6m : Dolomías calcareníticas (con estratificación cruzada difusa) y bioclásticas, excepto hacia techo, donde se encuentran pequeñas construcciones de rudistas cónicos.

53.- 0,1m : Dolomía con laminación estromatolítica. Se reconocen grietas de retracción.

54.- 1,5m : Dolomía gris masiva que presenta abundantes fantasmas de rudistas cónicos y de otros restos fósiles. Sobre el tramo aparece una pasada con laminación estromatolítica y, sobre ella, una superficie ferruginosa poco desarrollada.

55.- 0,9m : Tramo de dolomías tableadas en niveles decimétricos finos, masivos o con laminación algar. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

56.- 0,8m : Dolomías grises competentes que presentan señales de bioturbación moderada. Se reconocen rudistas cónicos y otros restos fósiles. Sobre el tramo se encuentra un nivel de 0,2m con laminación estromatolítica subhorizontal.

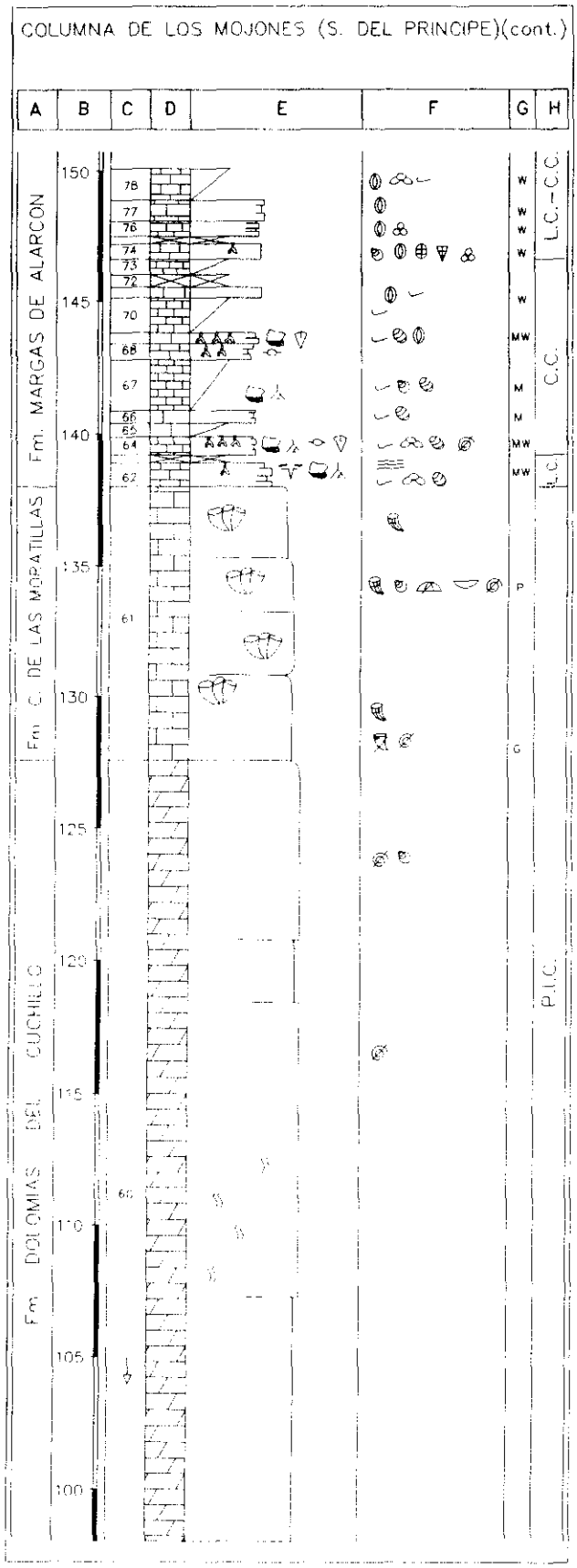
57.- 1,5m : Dolomías claras micro a mesocristalinas y masivas. Sobre estas se encuentra un nivel de 0,15m con laminación estromatolítica.

58.- 2,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías grises masivas.

59.- 2,8m : Tramo de dolomías grises estratificadas en bancos gruesos (decimétricos a métricos), mal definidos y masivos. Se reconocen fantasmas de bioclastos y zonas con importante bioturbación. A techo de algunos de ellos existe una laminación difusa de posible origen estromatolítico.

60.- 40,5m : Dolomías masivas gris oscuro a negras. Se reconocen algunos fantasmas de bioclastos (gasterópodos y otros) y zonas con intensa bioturbación.

61.- 10,4m : Calizas blancas muy recristalizadas y parcialmente dolomitizadas en la base. Se reconoce una estratificación en bancos métricos, difusos. Las calizas presentan abundantes rudistas cónicos (radiolítidos). También se encuentran otros pelecípodos, gasterópodos y placas y espinas de equínidos. Este tramo disminuye de espesor rápidamente hacia el este. El límite con el



tramo infrayacente es irregular. En él se identifican:

Distefanella sp.
Sauvagesia sharpei BAYLE

62.- 0,9m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos, en general masivas o más raramente con laminación subhorizontal estromatolítica. Las primeras son micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con discórbidos, ostrácodos y algunos restos de carofitas. Son facies que presentan grietas de retracción, posibles pequeñas huellas de raíces, microkarstificación y rellenos geopetales.

63.- 0,3m : Tramo cubierto.

64.- 0,7m : Calizas blancas seminodulares. Son micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con carofitas, ostrácodos y fragmentos de otros fósiles. Están fuertemente transformadas por pedogénesis. Se reconocen: micronodulización intensa, microkarstificación, rellenos geopetales, huellas de raíces, *Microcodium*, etc.

65.- 0,5m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas de características similares a las del tramo infrayacente.

66.- 0,5m : Calizas blancas micríticas con carofitas y ostrácodos, estratificadas en niveles finos.

67.- 1,9m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas, seminodulosas. Son fundamentalmente micritas *mudstone* con gasterópodos, carofitas y ostrácodos, que presentan, superpuestas, señales de exposición subaérea y pedogénesis (microkarstificación, sedimento interno geopetal y posibles huellas de raíces).

68.- 0,6m : Micritas *mudstone* seminodulares de características similares a las del tramo infrayacente.

69.- 0,4m : Calizas tableadas en niveles de 0,1m aproximadamente. Son micritas fosilíferas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con ostrácodos, discórbidos y pequeños miliólidos. Presentan señales de exposición subaérea (microkarstificación, rellenos geopetales y posible *Microcodium*).

70.- 1,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas claras con ostrácodos.

71.- 0,4m : Calizas biomicríticas *wackestone* con abundantes miliólidos y ostrácodos.

72.- 0,5m : Tramo cubierto.

73.- 0,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas fuertemente recristalizadas.

74.- 0,6m : Banco de biomicritas *wackestone* con gasterópodos, miliólidos, ataxofrágmidos, textuláridos y otros foraminíferos bentónicos. Están moderadamente transformadas por pedogénesis. Se identifica:

Cuneolina sp.

75.- 0,3m : Tramo cubierto.

76.- 0,6m : Biomicritas *wackestone* con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, tableadas en niveles de 0,1m.

77.- 0,8m : Biomicritas *wackestone* con miliólidos, en bancos decimétricos, que presentan moteado o laminación irregular de óxidos de hierro.

78.- 1,2m : Tramo semicubierto, en el que afloran calizas biomicríticas *wackestone* con miliólidos, discórbidos y ostrácodos.

79.- 1m : Calizas estratificadas en bancos de 0,3m aproximadamente. Son biomicritas *wackestone* muy recristalizadas, con miliólidos.

80.- 0,2m : Arcillas dolomíticas ocres. Presentan grietas de retracción y huellas de raíces.

81.- 0,8m : Calizas tableadas que son esencialmente biopelmicritas *packstone-wackestone* con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

82.- 0,2m : Arcillas dolomíticas.

83.- 0,9m : Calizas tableadas que presentan una fina laminación subhorizontal con origen en la alternancia de láminas calcareníticas (*grainstone-packstone*) con foraminíferos bentónicos, algas verdes, ostrácodos, discórbidos y otros bioclastos; y láminas estromatolíticas irregulares *bindstone*. Entre el contenido fosilífero se han determinado:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)

84.- 0,4m : Tramo constituidos por varios bancos de biopelmicritas con abundantes rudistas (radiolítidos). También se encuentran miliólidos, nezzazátidos, ataxofrágmidos y textuláridos. Presentan señales de exposición subaérea (huellas de raíces, textura alveolar, etc.). Se identifican:

Cuneolina pavonia D'ORB.
Textularia sp.

85.- 1,9m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas masivas alternando con arcillas dolomíticas.

86.- 0,9m : Tramo constituidos por dolomías arcillosas de tonos ocres, en bancos decimétricos finos, que presentan cierta laminación subhorizontal, posiblemente estromatolítica. Presentan grietas de desecación.

87.- 0,9m : Tramo cubierto.

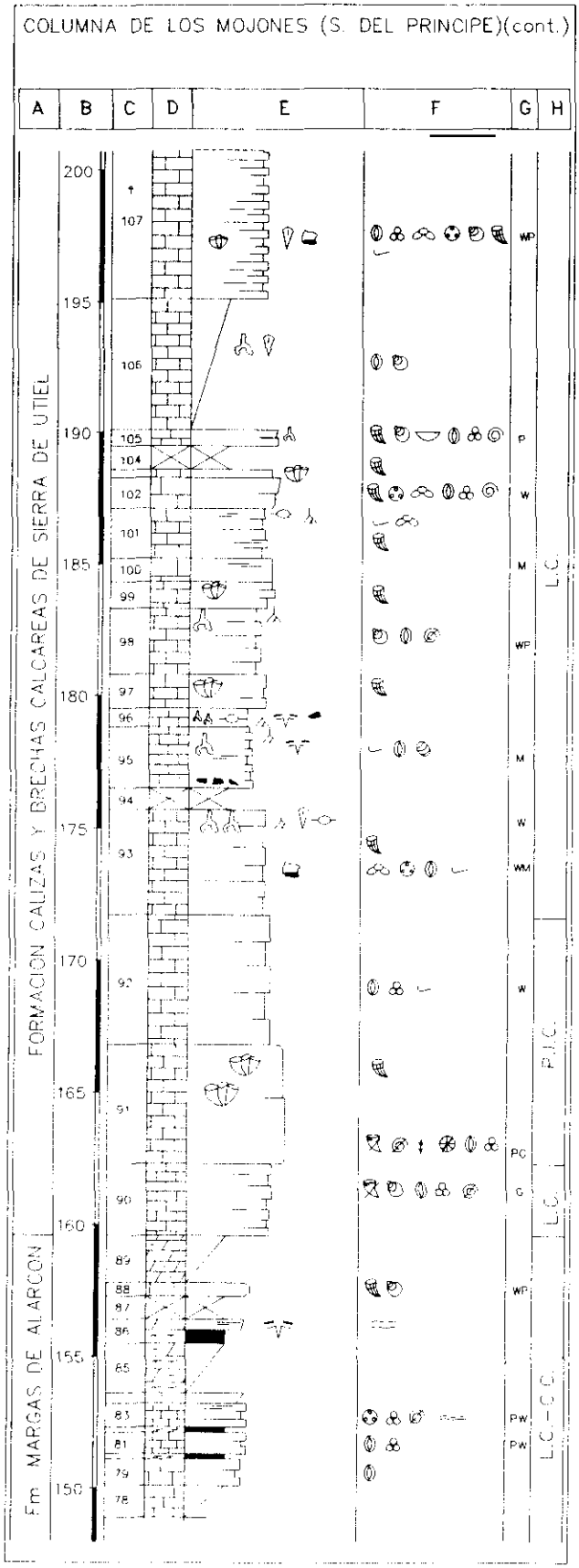
88.- 0,5m : Biopelmicritas *wackestone-packstone* con abundantes gasterópodos y algunos radiolítidos.

89.- 1,8m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas ocres, deleznables.

90.- 2,7m : Calizas bien estratificadas en bancos masivos de 0,4m aproximadamente y ligera tendencia estratocreciente. Son fundamentalmente biopelesparitas *grainstone* muy micritizadas en las que se reconocen fragmentos de rudistas, gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Pseudolituonella mariae GENDROT
Spiroplectammina sp.
Quinqueloculina sp.
Marssonella sp.
Vidalina hispanica SCHLUMB.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Pseudotextulariella sp. (?)
Dictyopsella kiliani SCHLUMB.

91.- 4,5m : Tramo masivo de calizas muy recristalizadas con abundantes radiolítidos (que constituyen pequeñas colonias con forma de "praderas" hacia techo). En la base son calcareníticas y, además de fragmentos de rudistas, se reconocen fragmentos de corales, algas calcáreas, miliólidos y otros foraminíferos. Se han identificado:



Nummofallotia sp.
Biradiolites sp.
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT

92.- 4,9m : Calizas estratificadas en bancos gruesos (en torno a 1m de potencia) que son fundamentalmente biomicritas *wackestone* muy recristalizadas, con miliólidos, nezzazátidos, textuláridos, alveolínidos, otros foraminíferos bentónicos, discórbidos y ostrácodos. Están muy micritizadas. Se determinan:

Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Gendrotella rugoretis GENDROT
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Broekinella neumannae GENDROT
Ophthalmidium sp.
Reticulinella reicheli (CUVILL. et al.)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)

93.- 4m : Tramo de calizas en bancos gruesos, blancas, muy recristalizadas. Son fundamentalmente biomicritas *wackestone* (en ocasiones micritas *mudstone*) con discórbidos, algas verdes, ostrácodos y miliólidos. Hacia techo son más bioclásticas y se reconocen radiolítidos abundantes. Estas calizas presentan, a techo de cada nivel, señales de exposición subaérea: microkarstificación, rellenos geopetales, etc. En el último nivel estas transformaciones son muy intensas, reconociéndose macro y micronodulización importante, *Microcodium* y pequeñas costras laminares.

94.- 0,8m : Tramo cubierto.

95.- 2,3m : Calizas mal estratificadas en bancos decimétricos. Son fundamentalmente micritas fosilíferas, con ostrácodos, algunos miliólidos pequeños y pocas carofitas. En ocasiones están laminadas. Están transformadas por exposición subaérea y pedogénesis, con huellas de raíces, micronodulización y grietas de retracción. En la base se aprecia una acumulación de cantos negros.

96.- 0,7m : Calizas nodulosas, micríticas, fuertemente edafizadas. Se reconocen cantos negros dispersos, y son importantes la huellas de raíces, las grietas de retracción y se reconocen pequeñas costras laminares.

97.- 1,3m Calizas muy recristalizadas y estratificadas en bancos decimétricos que presentan pequeñas cons-

trucciones de rudistas.

98.- 2,5m : Calizas mal estratificadas en bancos decimétricos, muy recristalizadas. Son fundamentalmente biomicritas intraclásticas *wackestone* a *packstone* con gasterópodos, miliólidos y otros bioclastos. Se reconocen cantos negros redondeados y pequeños. En el techo, presentan microkarstificación, micronodulización...

99.- 1m : Calizas muy recristalizadas, que presentan pequeños bancos de rudistas (radiolítidos). También se reconocen otros bioclastos.

100.- 0,9m : Banco de calizas rosadas muy competentes, que presentan hacia techo cierta laminación subhorizontal. La textura es micrítica (*mudstone*).

101.- 1,9m : Calizas biomicríticas, con rudistas, estratificadas en bancos de 0,3m aproximadamente. A techo los bancos son micríticos, ligeramente laminados, y con algunos ostrácodos y discórbidos. Presentan en ocasiones señales de microkarstificación con rellenos geopetales. El último de los niveles es seminodular, posiblemente por bioturbación de raíces.

102.- 1,2m : Calizas en dos bancos de 0,6m, muy recristalizadas. Son biomicritas *wackestone* con algunos rudistas, algas verdes, discórbidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y otros restos fósiles. En el conjunto del tramo son abundantes los cantos negros.

103.- 0,3m : Banco calizo con abundantes rudistas, que constituyen pequeñas bioconstrucciones.

104.- 0,9m : Tramo cubierto.

105.- 0,6m : Calizas estratificadas en bancos finos mal definidos. Son biopelmicritas *packstone* parcialmente transformadas por pedogénesis (micronódulos...). Se reconocen radiolítidos (en la base dan pequeñas colonias), gasterópodos, pelecípodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y otros restos fósiles.

106.- 5m : Tramo semicubierto. Afloran calizas grises claras, mal estratificadas en bancos decimétricos, muy recristalizadas. Son esencialmente biopelmicritas, en las que se reconocen miliólidos y algunos gasterópodos. Están bastante transformadas por pedogénesis, con micronodulización y posible *Microcodium*.

107.- 6m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos finos. Son fundamentalmente biopelmicritas *wackestone - packstone* con miliólidos, ataxofrágmidos, ostrácodos, discórbidos, otros foraminíferos, algas verdes, gasterópodos y rudistas. En muchos bancos aparecen pequeñas construcciones de radiolítidos. Todas estas facies están transformadas en modo variable por la pedogénesis. Destaca la presencia de *Microcodium*, microkarstificación y rellenos geopetales. Entre el contenido fosilífero se han determinado:

Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Stensiöina surrentina TORRE
Spiroplectammina sp.
Vidalina hispanica SCHLUMB.

108.- 1,3m : Calizas en bancos de 0,3m aproximadamente, de características bastante similares a las del tramo infrayacente: son biomicritas *packstone* con miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, gasterópodos y fragmentos de rudistas y otra fauna. Se han identificado:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Cuneolina sp.
Nummofallotia sp.

109.- 2,7m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos gruesos, que son esencialmente biointramicritas a pelbiomicritas *packstone* a biointraesparitas *grainstone*, muy recristalizadas (micritizadas) y con cantos negros. Entre el contenido fósil destacan los miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, gasterópodos y restos de macrofauna (rudistas). De modo subordinado aparecen biomicritas *wackestone* con miliólidos, ostrácodos y discórbidos. En el conjunto del tramo, se han identificado:

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Bacinella irregularis RADOICIC
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Cuneolina sp.
Rotalia reicheli HOTT.
Stensiöina surrentina TORRE
cf. *Hedbergella* sp.

110.- 8,2m : Calizas blancas con algunos cantos negros y bien estratificadas en bancos decimétricos (0,2-0,4m).

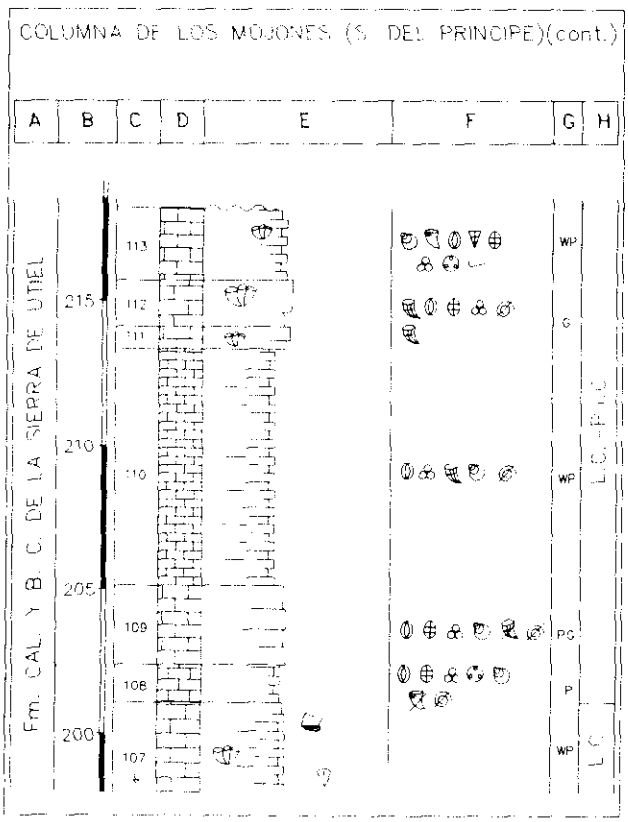
Son esencialmente biomicritas a veces intraclásticas, *wackestone-packstone*, y con miliólidos, rotálidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, radiolítidos y fragmentos de macrofauna. También hay alguna intercalación más micrítica con miliólidos, y discórbidos. Se han identificado:

Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Lacazina elongata MUN.-CHALM.

111.- 0,8m : Calizas en dos bancos (más potente el superior), que presentan colonias de radiolítidos.

112.- 1,6m : Calizas más masivas (en bancos gruesos mal definidos) que son biopelesparitas *grainstone* con miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos y restos abundantes de macrofauna. Hacia techo aparecen colonias de radiolítidos. Se han identificado:

Quinqueloculina sp.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Vidalina hispanica SCHLUMB.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)
Ophthalmidium sp.



Rotalia reicheli HOTT.

113.- 2,5m : Biopelmicritas *wackestone* a *packstone*, estratificadas en bancos decimétricos, con escasos cantos negros. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de gasterópodos, rudistas, miliólidos, discórbidos, textuláridos, ataxofrágmidos, algas verdes y ostrácodos. En algunos niveles se aprecian colonias de pequeños radiolítidos. En el conjunto del tramo se identifican:

Quinqueloculina sp.
Vidalina hispanica SCHLUMB.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nonion senonicus (PEREBASKINE)
Spiroplectammina sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC

Techo.- Superficie topográfica actual.

10. COLUMNA SIERRA DEL CUCHILLO SUR

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

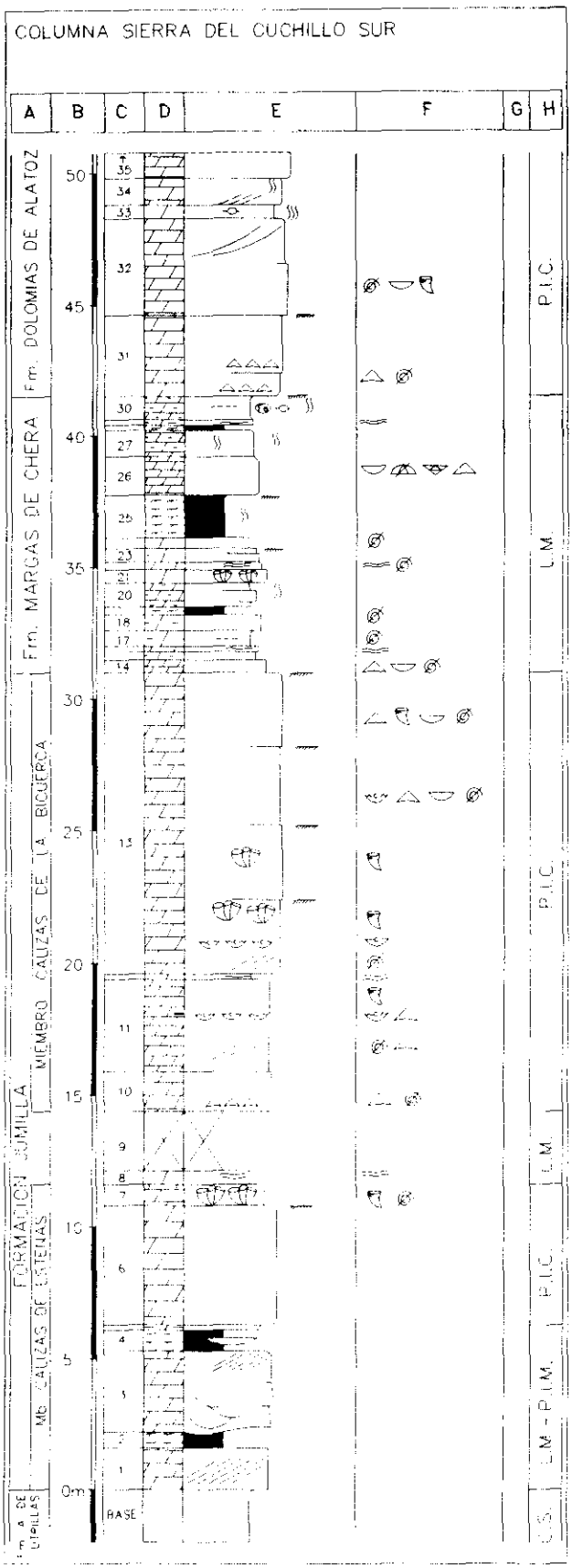
Coordenadas Lambert:
Base: X= **824,6**
Y= **453,3**
Techo: X= **823,8**
Y= **454,4**

Base.- Tramo semicubierto. Afloran arenas, limos y arcillas blancas, cremas, rojas o verdes. Algunas pasadas dolomíticas y arcilloso-dolomíticas, que aumentan hacia techo.

1.- 1,6m : Dolomía arenosa ocre, meso a macrocristalina, con estratificación cruzada difusa planar de gran escala.

2.- 0,6m : Nivel de arcillas dolomíticas de color beige, que afloran mal.

3.- 3,1m : Dolomías arenosas ocres, estratificadas en bancos decimétricos mal definidos, tabulares o lenticulares, masivos, con estratificación cruzada difusa de gran escala, disminuyendo el tamaño de los *sets* hacia el techo. Se encuentran pasadas arcilloso-dolomíticas intercaladas entre los bancos.



4.- 0,8m : Arcilla dolomítica ocre, que aflora mal. Presenta intercalaciones lenticulares de dolomías limoso-arenosas con escasa continuidad lateral y techo plano.

5.- 0,2m : Dolomía arcillosa, ocre, masiva, macrocristalina.

6.- 4,5m : Dolomías ocres masivas y compactas. En el techo se observa una pequeña costra ferruginosa.

7.- 0,8m : Dolomía ocre masiva meso a macrocristalina, con moldes de rudistas cónicos que constituyen pequeñas colonias con morfología de ramo, en posición de vida. Se reconocen además, fantasmas de otros bioclastos.

8.- 0,5m : Dolomía rosada en la que destaca una laminación subhorizontal atribuible a algas cianofíceas. Existen pasadas milimétricas intercaladas con grano más grueso y carácter calcarenítico.

9.- 2,3m : Tramo cubierto.

10- 1,5m : Dolomía beige masiva, en la que destacan los fantasmas de orbitolínidos, los cuales debieron formar grandes acumulaciones. Se reconocen fantasmas de otros bioclastos.

11.- 3,5m : Dolomías beiges a ocre, masivas, bioclásticas, en las que se reconocen condrodontos y otros bivalvos, que constituyen pequeños niveles. En el techo se describen restos de rudistas.

12.- 0,2m : Dolomías beiges con laminación subhorizontal difusa, de origen algar.

13.- 11,4m : Tramo competente, constituido por bancos métricos de dolomías. De base a techo se diferencian:

2,8m : Dolomías beiges con estratificación cruzada difusa de gran escala. Acumulación de rudistas y condrodontos en la parte alta del tramo. En el techo hay una pequeña costra ferruginosa.

2,8m : Dolomía beige masiva, con restos de rudistas, a veces en posición de vida (caprínidos).
Una superficie ferruginosa separa este tramo del siguiente.

3m : Dolomía beige masiva bioclástica, de carácter

calcarenítico. Destacan los condrodontos, pero se encuentran también moldes de orbitolínidos y bivalvos.

2,8m : Dolomía beige masiva, bioclástica. Se distinguen moldes de orbitolínidos, rudistas y otros bivalvos.

14.- 0,5m : Dolomías claras masivas, bioclásticas. Porosidad móldica importante, con orbitolínidos y bivalvos.

15.- 0,3m : Nivel dolomítico - arcilloso, gris a verdoso, masivo, con motas de óxidos.

16.- 0,2m : Dolomías limosas (10-15%) beiges claro, masivas, con laminación subhorizontal estromatolítica (?). Se encuentran intercalaciones de grano más grueso y carácter calcarenítico, arenosas y con porosidad móldica de origen bioclástico.

17.- 0,6m : Dolomías arcilloso - limosas (<5%), beiges, deleznables, con porosidad móldica bioclástica dispersa. Se observan motas de óxidos.

18.- 0,6m : Dolomías algo arcillosas masivas ocres con microporosidad móldica dispersa.

19.- 0,3m : Arcillas dolomíticas masivas, verdes y ocres.

20.- 0,8m : Dolomías ocres sacaroideas, arcillosas, de tonos claros beiges a ocres, muy porosas y mal estratificadas en bancos finos mal definidos y masivos. Hacia techo del tramo se encuentra un moteado de óxidos de hierro y algunas señales de bioturbación.

21.- 0,6m : Dolomía gris a ocre, masiva, microcristalina, poco arcillosa, que presenta bioacumulaciones de rudistas cónicos, que constituyen pequeñas colonias con forma de ramo.

22.- 0,3m : Dolomía masiva compacta, de tonos muy claros, con laminación subhorizontal de algas cianofíceas, y con intercalaciones de carácter calcarenítico, con porosidad móldica bioclástica importante.

23.- 0,5m : Dolomías arcillosas, verdes a beiges, bioturbadas, con numerosas motas de óxidos. En la base son limoso-arenosas. En el techo se aprecia una pequeña costra ferruginosa.

24.- 0,4m : Dolomía gris clara a rosada, compacta, masiva, con motas de óxido y posibles fantasmas de bioclastos dispersos.

25.- 1,6m : Arcillas dolomíticas a dolomías arcillosas masivas, bioturbadas, con motas de óxido y posibles huellas de raíces. Hacia la parte superior del tramo aumenta la proporción de terrígenos y de óxidos de hierro. En el techo se sitúa una costra ferruginosa.

26.- 1,5m : Dolomías beiges masivas, bioclásticas. Se reconocen fantasmas de pelecípodos, equínidos, braquiópodos y orbitolínidos.

27.- 1m : Dolomías arcillosas masivas, verdes claro, bioturbadas, con manchas de óxidos de hierro.

28.- 0,2m : Arcillas dolomíticas, con señales de bioturbación.

29.- 0,1m : Dolomías arcillosas blancas con laminación subhorizontal de algas cianofíceas.

30.- 1m : Dolomías arcillosas verdes y rosas, seminodulosas, con concreciones más dolomíticas y nódulos de óxidos de hierro. Se encuentran notablemente bioturbadas. En el techo aparece una costra ferruginosa.

31.- 3,1m : Dolomías ocres a beiges, competentes, estratificadas en dos bancos, siendo el inferior menos potente (0,9m). Tienen carácter calcarenítico, con abundante porosidad móldica de orbitolínidos (acumulaciones) aunque también se reconocen fantasmas de otros bioclastos.

32.- 3,7m : Tramo de dolomías competentes bastante similar al anterior: Se reconocen dos niveles, 2m y 1,7m respectivamente, en los que se observan fantasmas de bivalvos poco reelaborados y de posibles rudistas. Los bioclastos perfilan hacia techo una laminación cruzada difusa.

33.- 0,5m : Dolomía de color ocre a rosado, seminodulosa, fuertemente bioturbada.

34.- 1m : Dolomía ocre en la que, hacia la base se describe estratificación cruzada difusa de gran escala. Por encima aparece más masivo y con señales de bioturbación.

35.- 2,2m : Tramo constituido por dos bancos masivos de dolomías beiges, en las que se distinguen restos de grandes rudistas y otros bioclastos.



36.- 0,4m : Dolomía ocre masiva, deleznable, intensamente bioturbada (*burrows*).

37.- 0,5m : Tramo cubierto.

38.- 1,4m : Dolomía ocre masiva, con microporosidad móldica dispersa y motas de óxidos de hierro.

39.- 0,3m : Dolomías beiges masivas, se distinguen fantasmas de bioclastos.

40.- 2,5m : Dolomía ocre masiva. Se encuentra microporosidad móldica de origen bioclástico.

41.- 0,9m : Dolomía masiva, de carácter calcarenítico, con tubos de bioturbación verticales. Se reconocen bivalvos y gasterópodos.

42.- 2,5m : Tramo de dolomías masivas, mal estratificadas en bancos decimétricos (0,5 - 0,6m), de colores beiges. Se encuentra porosidad móldica bioclástica dispersa.

43.- 0,4m : Dolomía beige masiva meso a macrocristalina, en la que se aprecia una laminación cruzada difusa. A techo encontramos una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

44.- 0,8m : Tramo semicubierto. Aflora dolomía beige masiva.

45.- 2m : Dolomía masiva gris a ocre. En el techo se describe un nivel ferruginoso que alcanza los 5 cm de espesor, de aspecto seminodular a brechoideo.

46.- 3,6m : Tramo dolomítico competente en el que se reconocen dos bancos de dolomías masivas de grano grueso, con fantasmas de bioclastos. En el superior se aprecia una estratificación cruzada difusa.

47.- 2,2m : Dolomía mal estratificada en bancos decimétricos (0,1-0,4m), masivos, de carácter calcarenítico, que alternan con otros nodulosos, con importante bioturbación. Se reconocen fantasmas y restos de bivalvos, gasterópodos y otros bioclastos.

48.- 0,6m : Dolomía beige masiva, parcialmente brechificada, que aflora mal.

49.- 2,1m : Dolomía beige de aspecto lajoso, masiva. Se reconoce porosidad móldica de bioclastos, dispersa.

50.- 2,4m : Dolomías marrones, con estratificación difusa en bancos de 0,2 - 0,5m, en general masivos, aunque en algunos de ellos la microporosidad parece delimitar una cierta laminación.

51.- 3,4m : Dolomía marrón estratificada en bancos decimétricos, con abundante porosidad móldica. Se aprecia estratificación cruzada difusa.

52.- 0,8m : Nivel de dolomía masiva, parcialmente brechificada.

53.- 1,6m : Dolomía beige masiva, en la que se reconocen fantasmas de bioclastos (porosidad móldica) destacando la presencia de rudistas.

54.- 5m : Dolomías masivas o parcialmente brechificadas, con porosidad móldica por disolución de bioclastos, dispersa. A techo se observa un nivel más claro con laminación subhorizontal de algas cianofíceas.

55.- 5,2m : Dolomías mal estratificadas en bancos decimétricos, masivos o con estratificación cruzada difusa. Se describen fantasmas de rudistas. A veces aparecen brechificadas. A techo se observa un nivel con laminación de algas.

56.- 1,2m : Dolomías beiges de carácter calcarenítico, con estratificación cruzada difusa. A techo nuevamente se describen laminaciones de origen algar, al mismo tiempo que el color de la roca se hace más pálido.

57.- 0,7m : Dolomías de origen calcarenítico, masivas, en las que se reconocen restos de bioclastos. Se observan niveles de laminación de algas intercalados. En el techo se encuentra un nivel seminodular, ferruginoso.

58.- 0,4m : Dolomía blanca a crema claro, masiva, microcristalina.

59.- 1,1m : Semicubierto. Dolomía masiva ocre.

60.- 2m : Dolomía gris a beige macrocristalina, de carácter calcarenítico, con abundante porosidad móldica de origen bioclástico. En el techo se sitúa un nivel más claro con laminación de origen algar subhorizontal y, sobre él, una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

61.- 1,2m : Dolomías beiges con laminación subhorizontal de origen algar, en tramos de 15-25 cm. A techo, aparece un nivel de dolomías arcillosas de 0,8m, que afloran mal.

62.- 1,9m : Dolomías beiges y masivas. Se distingue porosidad móldica de origen bioclástico. A techo se encuentra un nivel más claro con laminaciones de origen algar.

63.- 1,4m : Dolomía beige masiva, con porosidad móldica de bioclastos. A techo hay un nivel decimétrico con laminaciones algares.

64.- 0,5m : Dolomía micro a mesocristalina, masiva, beige.

65.- 0,7m : Dolomía beige de aspecto masivo. A techo, un nivel con laminación de algas.

66.- 1m : Dolomía de carácter calcarenítico, con estratificación cruzada planar de gran escala. Se distinguen fantasmas de bioclastos. En el techo se ubica un nivel de aspecto caótico, posiblemente debido a bioturbación, y sobre él, otro con laminación de origen algar.

67.- 0,8m : Dolomía de carácter calcarenítico con estratificación cruzada planar de gran escala. A techo se describen 0,1 m de dolomía con laminación algar subhorizontal.

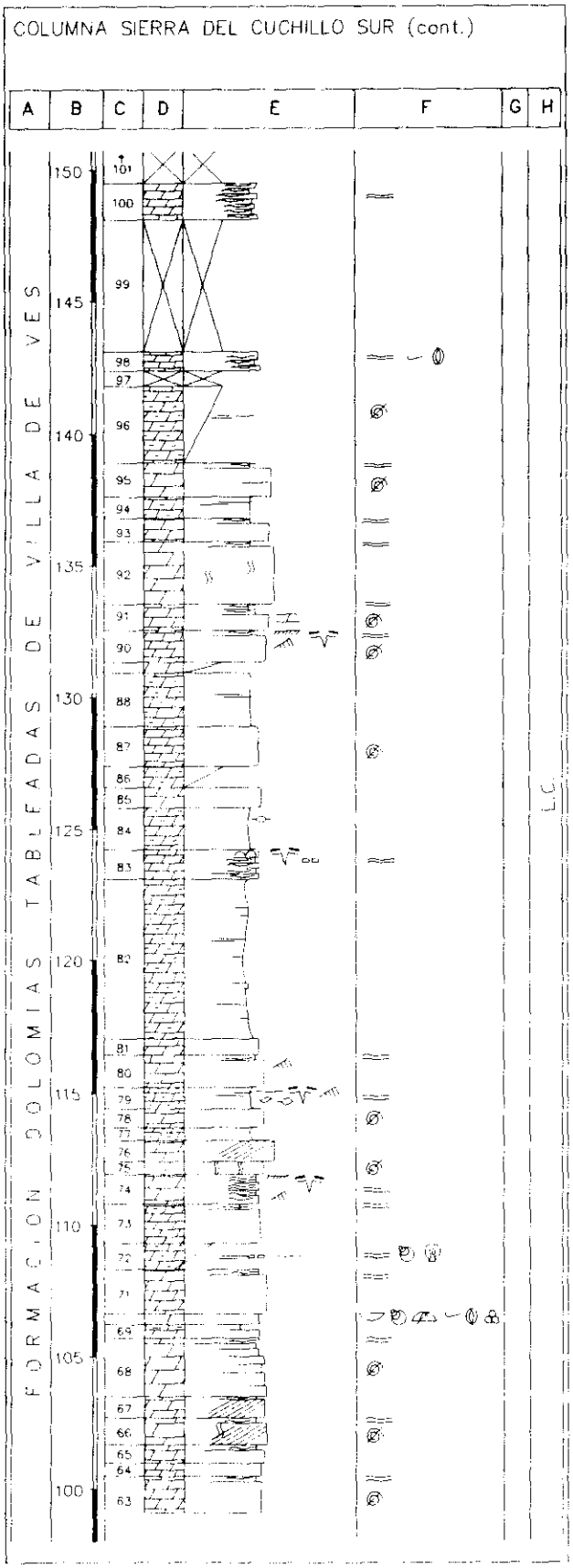
68.- 2,2m : Dolomía beige bien estratificada en paquetes de 0,2 a 0,5m de potencia, los cuales son masivos y en ellos se distingue porosidad móldica de origen bioclástico. Se aprecia tendencia estratodecreciente hacia arriba en el conjunto del tramo. A techo se reconoce un nivel de 0,2m, constituido por dolomía microcristalina con laminación subhorizontal de origen algar.

69.- 0,5m : Dolomía masiva beige. A techo se distingue un nivel más claro y algo arcilloso.

70.- 0,4m : Dolomía beige microcristalina calcarenítica, en la cual se distinguen abundantes restos de organismos: lamelibranquios, gasterópodos, placas de equínidos, ostrácodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se encuentran envueltas proto-oolíticas y procesos de micritización.

71.- 1,7m : Dolomía masiva beige. A techo un nivel de 0,2m que presenta laminación de origen algar.

72.- 1m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas de tonos beiges a amarillentos, con una fina laminación de óxidos de hierro, algunos intraclastos (cantos planos),



niveles de algas y escasos restos fósiles (gasterópodos y pectínidos).

73.- 1,5m : Dolomía masiva. En los 0,2m superiores se reconocen laminaciones algares y la dolomías es algo arcillosa.

74.- 1,1m : Dolomías mal estratificadas de color blanco, beige u ocre, con laminación paralela producto de la alternancia de niveles calcareníticos (a veces con laminación de *ripples*) y otros en origen *bindstone* de algas cianofíceas. En los últimos 0,3m las laminaciones estromatolíticas se hacen dominantes, constituyen domos y están más corrugadas. Hay abundantes grietas de retracción y se reconoce una pequeña costra ferruginosa sobre el nivel.

75.- 0,5m : Dolomía masiva con señales de bioturbación y fantasmas de bioclastos.

76.- 0,8m : Dolomía beige con carácter calcarenítico y estratificación cruzada difusa.

77.- 0,5m : Dolomía arcillosa de textura pulverulenta y color blanco a beige.

78.- 0,7m : Dolomías masivas beiges. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

79.- 0,8m : Dolomías arcilloso-limosas beige claro a ocres, seminodulares, finamente laminadas, con niveles milimétricos de algas y de calcarenitas intercalados. Se describen manchas de óxidos de hierro, grietas de retracción, cantos planos, laminación de *ripples* y porosidad fenestral.

80.- 1,2m : Dolomía masiva. Hacia techo se reconoce un nivel con laminación de *ripples* y sobre él, otro con laminación subhorizontal de origen algar. En este último se observan grietas de retracción y brechas de cantos planos.

81.- 0,6m : Dolomía beige a gris, masiva.

82.- 6,1m : Dolomías ocres a gris verdosas, algo arcillosas, finamente laminadas, que hacia techo afloran mal.

83.- 1,1m : Dolomías de grano fino a medio, que presentan laminación paralela originada por la alternancia de niveles micro a milimétricos de carácter calcarenítico y niveles *bindstone* de algas cianofíceas. Los

últimos 0,3m corresponden a dolomías con estromatolitos dómicos corrugados, grietas de retracción y brechas de cantos planos. El conjunto de tramo pasa lateralmente a zonas de brechas dolomíticas.

84.- 1,6m : Dolomías arcilloso-limosas, de aspecto seminoduloso y color rojizo a ocre. Muy deleznables, afloran mal.

85.- 0,8m : Nivel de dolomía masiva compacta beige.

86.- 0,8m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas verdes.

87.- 1,5m : Dolomía beige, masiva, microcristalina, con importante porosidad móldica de origen bioclástico.

88.- 2m : Dolomía microcristalina, arcilloso-limosa, finamente laminada en algunas zonas. Se aprecian motas de óxidos de hierro. Aflora mal.

89.- 0,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías ocres masivas.

90.- 1,2m : Dolomía masiva, beige, microcristalina, de carácter calcarenítico. Se reconocen fantasmas de foraminíferos bentónicos y bioclastos. Algunos componentes presentan envueltas proto-oolíticas. La micritización es también importante. En la parte superior del tramo se encuentran nivelillos de *ripples* y sobre ellos otros con laminación de algas cianofíceas, subhorizontal en la base y corrugada hacia techo, con frecuentes grietas de retracción. Sobre el conjunto del tramo se encuentra una pequeña costra ferruginosa.

91.- 1m : Dolomía masiva beige. Presenta laminaciones cruzadas de *sets* decimétricos a centimétricos hacia la parte media del tramo. Su parte superior, sin embargo, está constituida por dolomías con laminaciones de algas subhorizontales. Sobre el techo hay pequeña costra.

92.- 2,4m : Dolomía masiva ocre, con vestigios de bioturbación. A techo un nivel de 15 cm de dolomías con laminaciones subhorizontales de algas.

93.- 0,9m : Dolomía masiva beige. A techo nivel decimétrico más claro con laminaciones de algas.

94.- 0,8m : Dolomías algo arcillosas, color blanco a amarillo, con laminación difusa y moteado de óxidos de hierro.

95.- 1,3m : Dolomías con estratificación cruzada difusa, muy bioclástica (importante porosidad móldica de origen bioclástico). Niveles milimétricos de algas intercalados. En el techo un nivel más potente con este mismo tipo de laminación.

96.- 2,9m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías algo arcillosas de colores blancos amarillentos a verde claro. Presentan una laminación irregular y difusa y restos fósiles escasos.

97.- 0,6m : Tramo cubierto.

98.- 0,7m : Tramo dolomítico bien estratificado en bancos decimétricos. Predominan las dolomías bien laminadas. El origen de éstas se encuentra en la alternancia de niveles *bindstone* de algas y niveles calcareníticos, que en ocasiones alcanzan potencias decimétricas y presentan laminación cruzada interna de pequeña escala. Cuando preserva la textura deposicional, ésta es *grainstone-packstone* de carácter bioclástico y proto-oolítico. Se reconocen ostrácodos y miliólidos. Son frecuentes los niveles de brechas de cantos planos.

99.- 5m : Tramo cubierto.

100.- 1,4m : Paquete de dolomías tableadas en bancos decimétricos que presentan internamente laminaciones algares subhorizontales de gran desarrollo y algunas intercalaciones calcareníticas milimétricas.

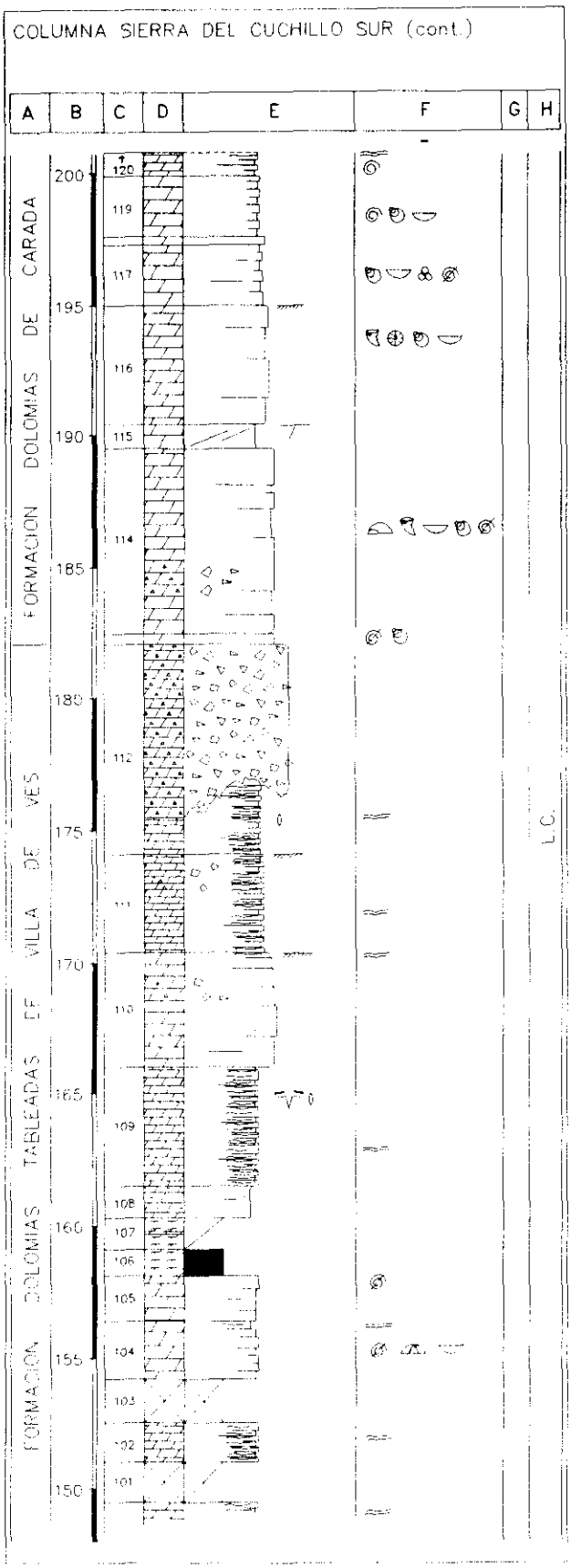
101.- 1,5m : Tramo cubierto.

102.- 1,5m : Dolomías bien estratificadas, en bancos de 10-15 cm de aspecto tableado. Internamente son masivos o presentan laminación algar.

103.- 1,7m : Tramo cubierto.

104.- 2,2m : Tramo de dolomías grises masivas o estratificadas en bancos decimétricos mal definidos. Son bioclásticas, con abundante porosidad móldica dispersa. Se reconocen bivalvos enteros y placas de equínidos. A techo se encuentra un nivel fino con laminación estromatolítica.

105.- 1,9m : Dolomías de color gris en corte, microcristalinas, masivas. Las condiciones de afloramiento son malas debido al fuerte diaclasado. Hacia techo están más enteras apreciándose fantasmas dispersos de bioclastos.



106.- 1m : Arcillas dolomíticas (a dolomías arcillosas) blancas a verdes claro. Masivas. Afloran mal.

107.- 1,2 m: Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas ocres masivas. Se observan pasadas más dolomíticas intercaladas.

108.- 1,2m : Dolomía limoso arcillosas, masivas, con frecuentes motas de óxidos de hierro. Bastante cubierto.

109.- 4,5m : Dolomías grises claro bien estratificadas (tableadas en bancos decimétricos (10-15 cm), que internamente presentan laminación de algas subhorizontal y en ocasiones pequeñas intercalaciones de carácter calcarenítico. Se encuentran grietas de retracción en el techo de los niveles, así como pseudomorfos de sales. Sobre el tramo se observa una costra ferruginosa de gran desarrollo.

110.- 4,4m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,8 a 1,4 m, internamente masivos. Presentan una tendencia estratodecreciente. Lateralmente pasan a brechas dolomíticas, desapareciendo todo vestigio de estratificación. A techo se encuentra un nivel más claro con laminación de algas y, sobre él, una costra ferruginosa de gran desarrollo.

111.- 3,7m : Dolomías finamente estratificadas (tableadas) en bancos de 0,1m. Lateralmente pasan a brechas dolomíticas masivas. Alternan los niveles con laminación de origen algar con otros masivos. A techo se encuentra una costra ferruginosa bastante desarrollada.

112.- 8m : Brechas dolomíticas heterométricas, masivas, muy compactas. Los cantos son muy angulosos, constituidos por dolomías masivas o con laminación de algas fundamentalmente. El cemento es dominantemente dolomítico, aunque también se reconoce calcita. Se han observado pseudomorfos de sales.

113.- 0,4m : Dolomía gris oscura, masiva, parcialmente brechificada, con abundante porosidad móldica de carácter bioclástico. Se reconocen gasterópodos.

114.- 7m : Dolomía gris, masiva, parcialmente brechificada, que presenta abundantes rudistas (fundamentalmente caprínidos y requiénidos) así como gasterópodos y otros bivalvos. Son frecuentes los pseudomorfos de sales e incluso existen cementos yesíferos muy subordinados.



115.- 0,9m : Dolomía gris de carácter calcarenítico, con estratificación cruzada planar de gran escala.

116.- 4,6m : Dolomía gris oscuro masiva, algo brechificada en algunas zonas. Resaltan acumulaciones de rudistas cónicos enteros y en ocasiones en posición de vida. También se describen corales solitarios, gasterópodos y otros bivalvos, todos ellos poco o nada fracturados. A techo hay una pequeña costra ferruginosa.

117.- 2,3m : Dolomía oscura, brechificada en algunas zonas, masiva o con estratificación difusa en bancos de 0,3-0,4 m. Se reconocen abundantes gasterópodos, bivalvos, algunos foraminíferos bentónicos y rudistas. Entre estos últimos se reconoce:

Apricardia sp.

118.- 0,3m : Dolomía gris masiva.

119.- 2,3m : Dolomía estratificada en bancos de 0,3m en la base y masiva a techo. Se reconocen restos de fauna, esencialmente gasterópodos y bivalvos. Hay evidencias de una bioturbación considerable.

120.- 1,5m : Dolomías bien estratificadas (tableadas) en bancos de 0,1-0,2m que internamente presentan laminación subhorizontal de origen algar o son masivas. En este último caso presentan fantasmas de bioclastos dispersos.

121.- 1,2m : Dolomía masiva microcristalina, de color gris oscuro.

122.- 1m : Dolomía gris masiva con abundantes rudistas (poco transportados) y gasterópodos. Abundante porosidad móldica de bioclastos y microfauna.

123.- 0,7m : Dolomías (dolomicritas) a calizas dolomíticas, grises y masivas. En ellas se reconocen rudistas (caprínidos, radiolítidos, requiénidos) y otros bivalvos, gasterópodos, placas de equínidos y fantasmas de microfauna (foraminíferos). La acumulación de restos bioclásticos poco fragmentados es importante. Se han identificado:

Ichthyosarcolites triangularis DESM.
Distefanella sp.
Apricardia sp.

124.- 1,3m : Dolomías parcialmente brechificadas, bien estratificadas en bancos de 0,1-0,2m que interna-

mente presentan laminación de algas cianofíceas.

125.- 0,6m : Dolomía gris masiva en la que se reconocen rudistas, placas de equínidos y otros restos de fauna.

126.- 0,6m : Dolomía gris masiva con gasterópodos, rudistas y otros restos de fauna.

127.- 4,4m : Dolomía gris mal estratificada, en bancos métricos a decimétricos. Los más potentes son masivos, presentan carácter calcarenítico y en ellos se describen fantasmas de rudistas, otros bivalvos, placas de equínidos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos; en los menos destaca en ocasiones una laminación de origen algar.

128.- 2m : Dolomía gris masiva. Se reconocen bioclastos.

129.- 2,8m : Dolomías bioclásticas de carácter calcarenítico. Fantasmas de foraminíferos bentónicos, rudistas y gasterópodos.

130.- 4,2m : Dolomía masiva o con estratificación métrica muy difusa, gris, en la que se aprecian fantasmas de bioclastos. A techo aparece una costra ferruginosa poco desarrollada.

131m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías oscuras muy masivas. No se aprecia estratificación. En algunas zonas existe laminación difusa de posible origen algar.

132.- 28m : Dolomías grises oscuras masivas. No se aprecia estratificación. Se distinguen, en la zona próxima a la base, laminaciones de origen algar, muy difusas y, en algunos puntos, fantasmas de bioclastos. Hacia techo, en las zonas menos recristalizadas se reconoce un carácter marcadamente calcarenítico de origen bioclástico y una marcada bioturbación. Texturalmente son dolomías macrocristalinas: los cristales son euhedrales a subeuhedrales, con contactos rectos. Sobre el tramo se encuentra una costra ferruginosa.

133.- 3m : Calizas dolomíticas masivas de color blanco.

134.- 12m : Tramo competente de calizas y calizas dolomíticas de colores claros (blanco a crema) en corte, muy masivas en las que tan sólo se reconoce una estratificación difusa en niveles decimétricos en los metros basales. De base a techo se reconoce:

1,2m : Calizas fuertemente recristalizadas (micritizadas) y moderadamente dolomitizadas. Son fundamentalmente biomicritas wackestones con abundantes briozoos, restos de equinodermos, calcisferas, foraminíferos planctónicos, ataxofrágmidos, rotálidos, discórbidos, otros foraminíferos bentónicos, escasos fragmentos de rudistas y de otros bivalvos, gasterópodos y algas verdes. La proporción de fragmentos de macrofauna aumenta hacia techo del subtramo. En este se han determinado:

Praeglobotruncana sp.
Hedbergella sp.
Quinqueloculina sp.
Cuneolina sp.

10,8m : Tramo masivo de calizas. Dentro del mismo, en la mitad inferior predominan las facies calcareníticas *grainstone-packstone*, a veces lumaquélicas (*rudstone*), en las que el componente fundamental son los fragmentos de rudistas. Otros son los restos de equínidos, algunos miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, fragmentos de otros moluscos, algas verdes y briozoos. Se describen perforaciones o *borings* y pequeñas bioconstrucciones de *Bacinella*. Los últimos 5m del tramo lo forma un gran cuerpo biostrómico de rudistas (radiolítidos), si bien se reconocen otros pelecípodos, gasterópodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, etc. Se reconocen en el conjunto del subtramo:

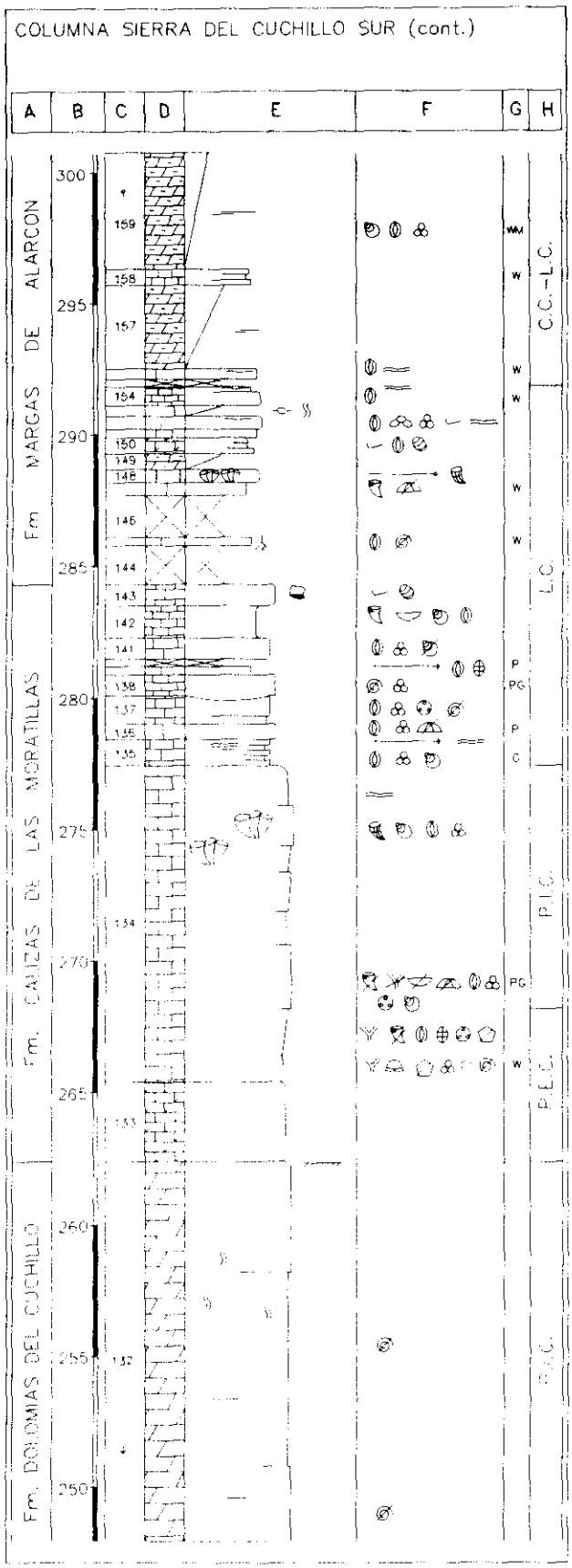
Durania arnaudi var. *intermedia* CHOFFAT
Distefanella praelumbricalis PHILIP
Cuneolina sp.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Bacinella irregularis RADOICIC

135.- 1m : Biointraesparita grainstone muy recristalizada. Se reconocen miliólidos, discórbidos, otros foraminíferos bentónicos y gasterópodos. Se han determinado:

Rotalia sp.
Cuneolina sp.

136.- 0,6m : Biomicritas *packstone* blancas. Aparecen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y espículas de equínidos.

137.- 1,1m : Caliza biomicrítica fuertemente recristalizada, estratificada en bancos decimétricos, internamente masivos.



138.- 0,8m : Caliza biopelmicrítica *grainstone-packstone* muy recristalizada. Presenta base ligeramente erosiva y morfología lenticular. Se reconocen abundantes bioclastos y foraminíferos fuertemente micritizados. Son fundamentalmente biopelmicritas *packstone - grainstone* con abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y otros bioclastos. Se han determinado:

Textularia sp.
Merlingina cretacea HAMAOUI & SAINT MARC
cf. *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO
Bacinella irregularis RADOICIC

139.- 0,3m : Nivel tabular de calizas biomicríticas *packstone*. Se reconocen miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos y calcisferas:

Cuneolina sp.
Pithonella sp.

140.- 0,3m : Tramo cubierto.

141.- 0,8m : Caliza blanca muy recristalizada, de carácter calcarenítico. Se reconocen gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos que, en conjunto, son dominantes. Se han identificado:

Merlingina cretacea HAMAOUI & SAINT MARC
Textularia sp.

142.- 1,2m : Caliza gris claro seminodular, muy recristalizada, con abundantes rudistas, otros pelecípodos, gasterópodos y miliólidos.

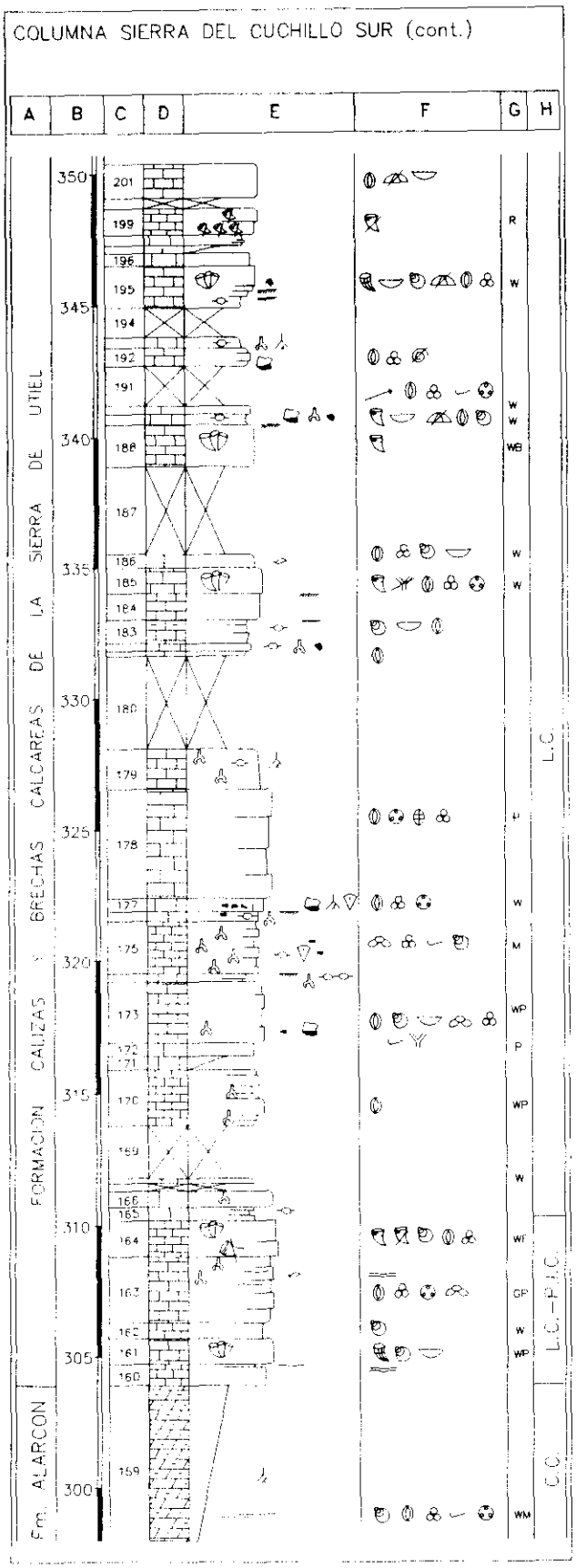
143.- 0,8m : Caliza biomicrítica *wackestone* con ostrácodos y caráceas. Se reconoce porosidad fenestral, actualmente rellena de esparita, y sedimento interno geopetal.

144.- 1,5m : Tramo cubierto.

145.- 0,3m : Calizas de aspecto seminodular y caótico. Fuertemente edafizadas y recristalizadas. Biopelmicritas *wackestone*. Muy abundantes micronódulos y posibles huellas de raíces. Se reconocen miliólidos y bioclastos muy micritizados.

146.- 1,6m : Tramo cubierto.

147.- 0,5m : Caliza dolomítica que presenta brechificación, en origen biomicrita *wackestone*. Se reconocen



rudistas y placas y espinas de equínidos.

148.- O,5m : Calizas blancas biomicríticas formadas por acumulaciones de rudistas cónicos (pequeños radiolítidos), poco o nada fracturados y en ocasiones en posición de vida, constituyendo colonias de poco desarrollo.

149.- 0,6m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías escasamente arcillosas, sacaroideas, macrocristalinas.

150.- 0,6m : Caliza dolomítica, gris oscuro a marrón, fuertemente recristalizada, mal estratificada en bancos de 0,15m, en los que se reconocen biomicritas con ostrácodos, miliólidos y caráceas, todos ellos muy micritizados. Son muy importantes los micronódulos.

151.- 0,3m : Calizas beiges masivas muy recristalizadas, de aspecto caótico.

152.- 0,5m : Calizas muy masivas que presentan una fuerte micritización. En origen tenían carácter calcarenítico. Aparecen miliólidos, discórbidos, rotálidos, ostrácodos y laminaciones de origen algar a techo.

153.- 0,4m : Tramo semicubierto. Aflora caliza seminodular, clara y algo bioturbada.

154.- 0,7m : Caliza recristalizada, de color crema, biomicrítica *wackestone*. Se reconocen miliólidos. A techo hay un nivel de laminación de algas.

155.- 0,3m : Tramo cubierto.

156.- 0,4m : Biopelmicrita *wackestone* con miliólidos. Laminación de algas difusa a techo.

157.- 3,2m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías ocres macrocristalinas, seminodulares, algo arcillosas, con intercalaciones compactas de calizas dolomíticas de carácter biomicrítico. En las dolomías se perfila una laminación muy difusa.

158.- 0,6m : Caliza color crema muy recristalizada, en origen biomicrita *wackestone* estratificada en bancos de 0,1 a 0,3m.

159.- 7,6m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas y calizas finamente laminadas por óxidos de hierro o masivas. Estas últimas son biopelmicritas *wackestone* a *mudstone* en las que se reconocen gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos,

ostrácodos y algas dasicladáceas. Se reconocen huellas de raíces de pequeño tamaño, porosidad fenestral rellena de esparita y micronódulos edáficos dispersos.

160.- 0,8m : Caliza masiva blanca, muy recristalizada. A techo laminación de posible origen algar.

161.- 1m : Biomicrita *wackestone* a *packstone* muy recristalizada, con rudistas (*Sauvagesiinae*), otros pelecípodos y abundantes gasterópodos turritelados enteros. Se ha identificado:

Durania sp.

162.- 0,6m : Biomicrita *wackestone* con muy abundantes gasterópodos.

163.- 2,5m : Caliza fuertemente recristalizada estratificada en bancos decimétricos. Son pelintramicritas bioclásticas muy micritizadas, en origen *grainstone--packstone*, Se reconocen abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, discórbidos y dasicladáceas. Destaca la presencia de micronódulos edáficos, porosidad fenestral y envueltas micríticas. En algunos bancos existe laminación de posible origen algar.

164.- 1,7m : Caliza blanca masiva con base ligeramente erosiva compuesta por biomicritas *wackestone-floatstone* con abundantes rudistas acumulados (*tumbados*) gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos y algas verdes. Se encuentran, intercalados y a la base, niveles lumaquélicos de restos de rudistas. Se han determinado:

Dendritina gigantea (GENDROT)
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)

165.- 0,5m : Calizas seminodulosas estratificadas en bancos de 0,1-0,2m. Afloran mal.

166.- 0,6m : Calizas masivas fuertemente recristalizadas y con abundantes micronódulos edáficos.

167.- 0,3m : Tramo cubierto.

168.- 0,2m : Biopelmicritas *wackestone*, con abundantes miliólidos. Muy micritizados todos los componentes. Se reconocen micronódulos edáficos abundantes.

169.- 2m : Tramo cubierto.

170.- 2,1m : Calizas blancas muy recristalizadas, estratificadas en bancos decimétricos. Se reconocen biopelmicritas *wackestone* y *packstone*, con abundantes miliólidos y micronódulos edáficos.

171.- 0,5m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas masivas, muy recristalizadas.

172.- 0,5m : Calizas grises oscuras, muy recristalizadas, pelbiomicritas *packstone*.

173.- 2,3m : Caliza gris oscura, seminodular, mal estratificada en bancos de 0,4 a 0,6m, biopelmicritas *wackestone-packstone* con abundantes señales de exposición subaérea y ambiente diagenético vadoso. Se aprecia porosidad fenestral, rellena de *silt* vadoso, cementos gravitacionales y cerrando los poros, mosaico de esparita. Son frecuentes los cantos negros. Se encuentran miliólidos, discórbidos, rotálidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, pelecípodos, ostrácodos, briozoos y calcisferas. Se identifican:

Cuneolina sp.
Rotalia sp.

174.- 0,3m : Calizas blancas mal estratificadas en niveles decimétricos algo brechoides o seminodulares, que presentan transformación paleoedáfica. A techo se aprecia una costra ferruginosa de poco desarrollo.

175.- 2m : Tramo calizo mal estratificado en bancos de 0,2 - 0,4m, micrita a pelbiomicrita *mudstone*, con micronódulos edáficos, colonias de *Microcodium*, intraclastos abundantes, porosidad fenestral, posibles huellas de raicillas, fuerte micritización. Se reconocen discórbidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y gasterópodos.

176.- 0,4m : Calizas de aspecto seminoduloso, rosadas por la presencia de óxidos de hierro, fuertemente edafizadas. Cantos negros dispersos. En el techo se describe una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

177.- 0,5m : Calizas beiges masivas, biomicritas *wackestone*, con algunos cantos negros redondeados dispersos o concentrados en niveles (fundamentalmente a la base). Presentan miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, dasicladáceas y otras algas verdes. Presentan señales de ambiente diagenético vadoso, con abundantes micronódulos edáficos, porosidad fenestral agrandada, rellenos geopetales, *Microcodium*, huellas de raíces (rellenas de intraclastos), etc. Se identifican:

Cuneolina sp.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.

178.- 4,2m : Calizas que afloran mal, estratificadas en bancos de un metro, formadas por biopelmicritas y biomicritas *packstone*, en las que se reconocen foraminíferos bentónicos (fundamentalmente miliólidos) y dasicladáceas. La micritización es intensa y se encuentran abundantes peloides. Se identifica:

Cuneolina sp.

179.- 1,5m : Caliza muy recristalizada, con abundantes señales de procesos de edafización: huellas de raíces, principios de marmorización, aspecto seminodular y abundantísimos micronódulos edáficos.

180.- 3,5m : Tramo cubierto.

181.- 0,2m : Caliza beige masiva, de carácter micrítico, con abundantes peloides y miliólidos.

182.- 0,3m : Caliza seminodulosa fuertemente edafizada, que presenta principios de marmorización y abundantes micronódulos edáficos y cantos negros.

183.- 0,9m : Caliza gris mal estratificada en bancos de 0,1-0,2m, constituidos por biopelmicritas en las que se reconocen gasterópodos, bivalvos y miliólidos. Hacia techo se hace algo noduloso y, arcilloso y sobre el conjunto del tramo, aparece una costra ferruginosa.

184.- 1m : Caliza beige claro, biopelmicrítica. A techo se aprecia una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

185.- 1m : Caliza beige claro masiva, biomicrita *wackestone*, muy recristalizada, con rudistas acumulados (*rumbados*) o, a veces, en posición de vida, fragmentos de briozoos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y dasicladáceas. Se han determinado:

Radiolitella sp.
Rotalia sp.

186.- 0,5m : Caliza gris masiva, biomicrita *wackestone*, con abundante porosidad fenestral rellena de calcita. Se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, pelecípodos enteros. Se identifica:

Cuneolina sp.

187.- 3,4m : Tramo cubierto.

188.- 1,6m : Caliza *wackestone-boundstone* con muy abundantes rudistas cónicos en posición de vida (pequeñas colonias o *clusters*) o más frecuentemente resedimentados. A techo hay una pequeña costra ferruginosa.

189.- 0,4m : Caliza de aspecto seminodular, biomicrita *wackestone* con rudistas, gasterópodos, lamelibranquios, placas de equínidos y miliólidos. Entre otras señales de exposición subaérea y pedogénesis destacan: porosidad fenestral, microkarstificación, sedimentos internos geopetales, micronodulización, envueltas micríticas y cantos negros dispersos.

190.- 0,3m : Caliza dolomítica masiva. Biopelmicrita *wackestone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y algas dasicladáceas. Se han determinado:

Lacazina elongata MUN.-CHAL.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Quinqueloculina sp.
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Spiroplectammina sp.
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Dendritina gigantea (DE CASTRO)
Broekinella neumannae GENDROT

191.- 1,5m : Tramo cubierto.

192.- 0,7m : Caliza mal estratificada en bancos de 0,15-0,2m. Tiene carácter calcarenítico, aunque está fuertemente micritizada. Se encuentran miliólidos, otros foraminíferos y restos bioclásticos de moluscos. Aparecen poros agrandados con *silt* vadoso tapizando su parte inferior.

193.- 0,4m : Caliza seminodular, de tonos beiges a rosados, muy recristalizada y con abundantes señales de mecanismos edáficos: posible marmorización incipiente, presencia de macro y micronódulos edáficos, concreciones ferruginosas y huellas de raíces.

194.- 1,1m : Tramo cubierto.

195.- 1,6m : Tramo calizo mal estratificado en niveles decimétricos (en ocasiones seminodulares) constituidos biopelmicritas intraclásticas en las que destaca la presencia de rudistas (pequeños radiolítidos, a veces

formando colonias), otros pelecípodos, gasterópodos, placas de equínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, cantos negros y peloides. En el techo de algunos de los bancos se encuentra una pequeña costra ferruginosa.

196.- 0,5m : Calizas beiges a blancas masivas, muy micritizadas.

197.- 0,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas micríticas.

198.- 0,4m : Calizas beiges estratificadas en bancos de 0,1m, son pelbiomicritas muy recristalizadas y levemente edafizadas (*Micronodulización*).

199.- 1m : Calizas blancas. Se distinguen dos bancos que presentan acumulaciones de rudistas (pequeños radiolítidos). Estos fósiles aparecen formando pequeñas colonias (posición de vida) o bien niveles lumaquélicos provocados por la destrucción de las mismas. Los niveles lumaquélicos se sitúan preferentemente en la base de los bancos.

200.- 0,4m : Tramo cubierto.

201.- 1,3m : Caliza pelbiomicrítica en la que se reconocen miliólidos, placas de equínidos y pelecípodos. A techo se encuentra una costra poco importante.

202.- 1,2m : Caliza blanca muy recristalizada en la que se reconocen miliólidos pelecípodos y otros bioclastos.

203.- 0,2m : Caliza biomicrítica con acumulación de rudistas cónicos poco o nada fracturados.

204.- 0,5m : Caliza muy recristalizada, en la que todos los componentes están fuertemente micritizados. Se reconocen, entre otros bioclastos, miliólidos, discórbidos, otros rotálidos, ostrácodos, gasterópodos, rudistas, fragmentos de briozoos y algas verdes. Se han determinado:

Cuneolina sp.
Acicularia sp.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Nummofallotia sp.

205.- 0,5m : Tramo cubierto.

206.- 1m : Caliza blanca a gris con acumulación de valvas de rudistas, poco o nada fracturadas. En ocasiones aparecen rudistas en posición de vida, formando pequeños ramos o praderas.

207.- 0,5m : Caliza masiva gris claro, muy recristalizada (micritizada) y localmente edafizada. Se reconocen dasicladáceas, ostrácodos y pequeños bioclastos no determinables.

208.- 0,8m : Tramo semicubierto. Afloran bancos decimétricos tabulares de caliza blanca masiva o seminodular, de carácter pelbiomicrítico.

209.- 0,5 : Tramo cubierto.

210.- 1,8m : Caliza blanca muy recristalizada constituida por pelmicritas a pelbiomicritas, en las que se reconocen abundantes rudistas, placas de equínidos, gasterópodos, miliólidos, textuláridos, otros foraminíferos bentónicos, *pellets* fecales y algas verdes. Se han determinado:

Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Cuneolina sp.

211.- 4m : Calizas blancas recristalizadas, estratificadas en bancos de 0,4m. Se distinguen fundamentalmente pelbiomicritas *wackestone-packstone*, con los bioclastos fuertemente micritizados.

212.- 2m : Caliza de colores claros, bien estratificada en paquetes de 0,1 a 0,4m, internamente masivos, en los que se reconocen pelbiomicritas a biomicritas *wackestone* fundamentalmente. Son abundantes los gasterópodos, pelecípodos, dasicladáceas, otras algas verdes, ostrácodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, discórbidos y *pellets* fecales. Se encuentra abundante porosidad fenestral y *vugs*, a veces rellenos de *silt* vadoso. Se reconoce:

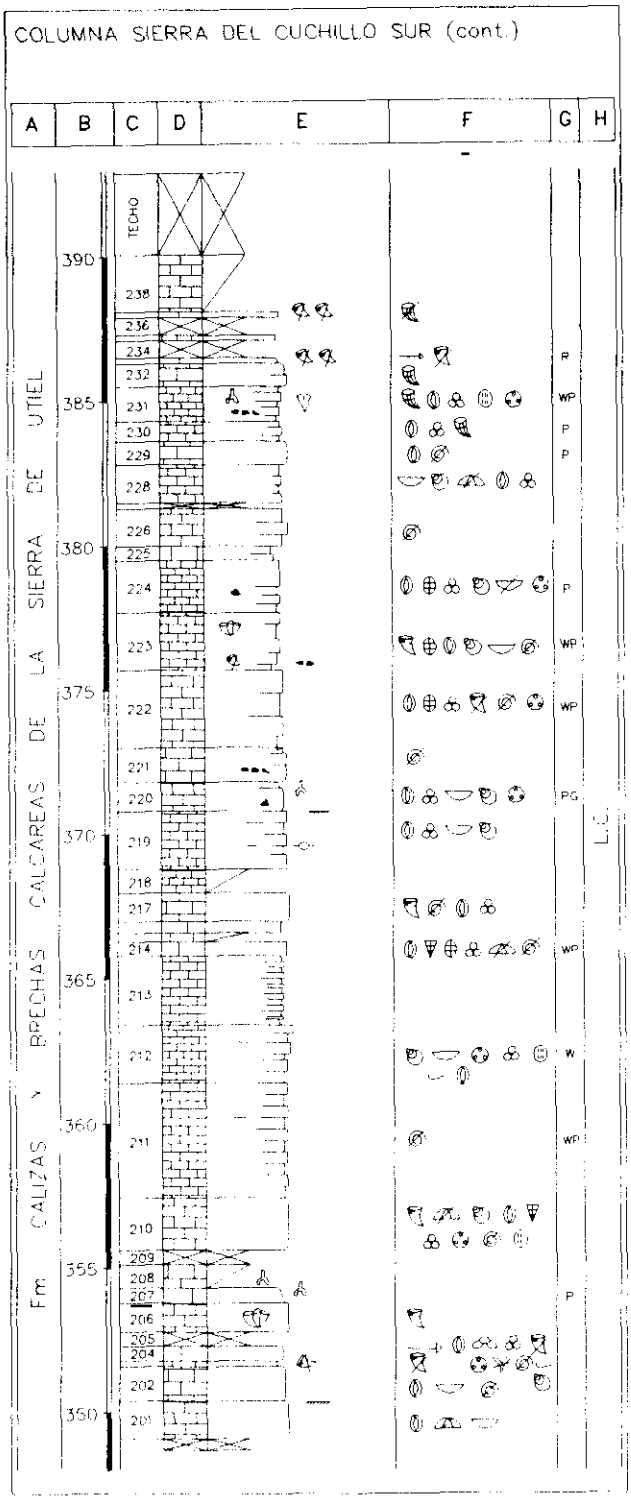
Nummofallotia cf. *cretacea* (SCHLUMB.)
Favreina murciensis CUV., BASS. & FOUR.
Acicularia sp.

213.- 2,4m : Calizas bien estratificadas en bancos de 0,15-0,2m. Están formadas fundamentalmente por pelmicritas y biopelmicritas.

214.- 0,5m : Caliza masivas en las que se reconocen biomicritas *wackestone-packstone*, con algunas intercalaciones de bioesparitas *grainstone* e incluso bioesparruditas *rudstone*. Aparecen miliólidos, ataxofrágmidos, textuláridos, otros foraminíferos bentónicos, placas y

espinas de equínidos, y otros restos fósiles. Se ha determinado:

Cuneolina sp.



215.- 0,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas finamente tableadas, casi lajosas.

216.- 0,4m : Caliza blanca masiva, fuertemente recristalizada.

217.- 1m : Calizas blancas masivas. Son biopelmicritas con abundantes restos de rudistas y otros bioclastos. Se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

218.- 0,8m : Tramo semicubierto. Afloran calizas de aspecto lajoso, mal estratificadas en niveles decimétricos (0,2-0,4m).

219.- 2m : Calizas mal estratificadas en bancos de 0,3-0,5m, en ocasiones seminodulares, formados por biopelmicritas *wackestone - packstone* con abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, pelecípodos, gasterópodos. Se reconocen cantos negros dispersos y, a techo, una costra ferruginosa de poco desarrollo.

220.- 1m : Caliza blanca a crema, masiva, constituida por biopelmicritas *packstone* y biopelesparitas *grainstone*, algo intraclásticas (cantos negros dispersos), muy micritizadas. Se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, pelecípodos, ostrácodos y dasicladáceas. A techo aparecen niveles bien estratificados, que presentan señales de exposición subaérea y pedogénesis (micronodulización, melanización diferencial...).

221.- 1,2m : Caliza muy recristalizada. Aparecen cantos negros dispersos o en niveles. Se reconocen bioclastos.

222.- 2,7m : Calizas de color crema, estratificadas en bancos de 0,7 a 0,8m, internamente masivos, formados fundamentalmente por biopelmicritas *wackestone* y *packstone*. Se reconocen abundantes miliólidos, rotálidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, restos de rudistas y otros bivalvos y abundantes algas verdes. Se han determinado:

Cuneolina sp.
Quinqueloculina sp.
Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)

223.- 2m : Calizas estratificadas en niveles decimétricos, en general mal definidos, constituidos fundamentalmente por biopelmicritas *wackestone-packstone*,

muy recristalizadas, en las que se reconocen miliólidos, ataxofrágmidos, discórbidos, otros rotálidos, abundantes rudistas (enteros y fragmentados), otros pelecípodos, gasterópodos, y otros restos de fauna. En la base aparecen niveles decimétricos de carácter lumaquélico, con abundantes fragmentos de rudistas y cantos negros (intrabiomicrudita). Se determinan:

Cuneolina pavonia D'ORB.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)

224.- 1,8m : Calizas estratificadas en bancos de 0,3m, excepto un nivel más potente a techo (0,8m), internamente masivos, constituidos por biopelmicritas *packstone*, en las que se han identificado miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, pelecípodos y algas verdes. Hay bastantes cantos negros. Se han determinado:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina sp.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)

225.- 0,5m : Tramo semicubierto. Afloran calizas masivas beiges a grises, mal estratificadas en bancos de 0,3m.

226.- 1,3m : Calizas estratificadas en niveles de 0,4-0,5m, masivos. Se reconocen fantasmas de fósiles y abundantes peloides.

227.- 0,2m : Tramo cubierto.

228.- 1,3m : Calizas dispuestas en niveles de 0,3m, formadas por biopelmicritas fundamentalmente, en las que se reconocen bivalvos, placas de equínidos, gasterópodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos. El techo del estrato aparece ondulado, con evidencias de bioturbación.

229.- 0,8m : Calizas masivas beiges, pelbiomicritas *packstone*, recristalizadas. Se reconocen miliólidos.

230.- 0,7m : Calizas blancas dispuestas en bancos de 0,2-0,4m, bien definidos, formados por biopelmicritas *packstone*, con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Hacia techo son muy abundantes los rudistas cónicos enteros. Se han identificado:

Lacazina elongata MUN. CHAL.
Nummofallotia apula L. SINNI
Biradiolites sp.

231.- 1,2m : Tramo constituido por dos niveles de calizas beiges internamente masivos, separados por un tercero menos potente e intensamente edafizado (micronodulización, *Microcodium*, microkarstificación, melanización, cantos negros...). Los primeros son fundamentalmente biopelmicritas *wackestone - packstone*, con radiolítidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y pellets fecales, que pueden aparecer fuertemente micritizados. En el conjunto del tramo se han determinado:

Favreina murciensis CUV., BASS. y FOUR.
Lacazina elongata MUN. CHAL.
Accordiella conica FARINACCI
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Nummofallotia cf. *cretacea* (SCHLUMB.)
Vidalina hispanica SCHLUMB.
Nezzazatinella sp.
Quinqueloculina sp.
Acicularia sp.

232.- 0,8m : Tramo formado por dos bancos de 0,4m de calizas blancas, fuertemente recristalizadas, blancas de carácter masivo, formadas por pelbiomicritas con abundantes restos de radiolítidos. Se reconoce:

Biradiolites sp.

233.- 0,2m : Caliza lumaquélica (*rudstone*), con acumulación de fragmentos de radiolítidos. Se reconoce:

Biradiolites sp.

234.- 0,6m : Tramo cubierto.

235.- 0,2m : Caliza beige microcristalina y masiva.

236.- 0,6m : Tramo cubierto.

237.- 0,2m : Caliza beige, masiva, con radiolítidos, resedimentados (destrucción de pequeñas colonias).

238.- 2m : Semicubierto. Afloran calizas pelbiomicríticas bien estratificadas en bancos decimétricos.

Techo: Cubierto.

ción subparalela.

10.- 2m : Tramo semicubierto. Afloran margas y arcillas dolomíticas blancas a cremas, con manchas de óxido, masivas.

11.- 0,3m : Caliza blanca masiva muy recristalizada.

12.- 1,4m : Margas y arcillas dolomíticas cremas a verdes claro, con moteado de óxidos de hierro. Presentan nódulos carbonatados y pasadas de caliza. En algunas de ellas se reconoce laminación subhorizontal.

13.- 5,1m : Tramo cubierto.

14.- 0,3m : Margas de color crema, masivas.

Techo: Calizas biomicríticas *wackestone -packstone* blancas, con cantos negros dispersos y porosidad fenestral agrandada por disolución, con rellenos geopetales y de esparita. Entre el contenido fosilífero se reconocen miliólidos, discórbidos, otros foraminíferos, ostrácodos, algunos fragmentos de briozoos y abundantes gasterópodos. Se encuentran estratificadas en bancos decimétricos.

12. COLUMNA SIERRA DEL CUCHILLO NORTE

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **825,3**
Y= **454,0**
Techo: X= **825,0**
Y= **454,3**

Base.- >2m : Arenas, lutitas y arcillas alternantes, de colores diversos. Las arenas son bastante homométricas, cuarzosas y de grano medio a fino. Aparecen estratificadas en niveles decimétricos, en ocasiones levemente lenticulares, y presentan estratificaciones cruzadas de gran escala (sets decimétricos). La proporción de carbonato aumenta de manera progresiva hacia techo, donde pueden encontrarse intercalaciones de areniscas con cemento carbonático.

1.- 0,4m : Areniscas dolomíticas ocres, presentan estratificación cruzada de surco de gran escala y base ligeramente erosiva. Se distinguen abundantes fantasmas de bioclastos, y se han descrito dientes de peces. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo, donde además se sitúa una costra ferruginosa.

2.- 1,2m : Dolomía arenosa bioclástica ocre, con base ligeramente erosiva y estratificación cruzada de surco de gran escala, meso a macrocristalina, con porosidad móldica por disolución de bioclastos. Destacan los tubos verticales de bioturbación y las huellas de escape. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

3.- 0,2m : Dolomías arcillosas masivas, de color crema.

4.- 1,1m : Dolomía ocre, arenosa, con estratificación cruzada de surco de gran escala y base ligeramente erosiva. Destacan igualmente los tubos verticales de bioturbación y las huellas de escape.

5.- 0,6m : Tramo de arcillas dolomíticas masivas y de color crema a verdoso, en el cual aparecen incluidos cuerpos lenticulares decimétricos de dolomías beiges masivas. Son frecuentes los nódulos y costras ferruginosas.

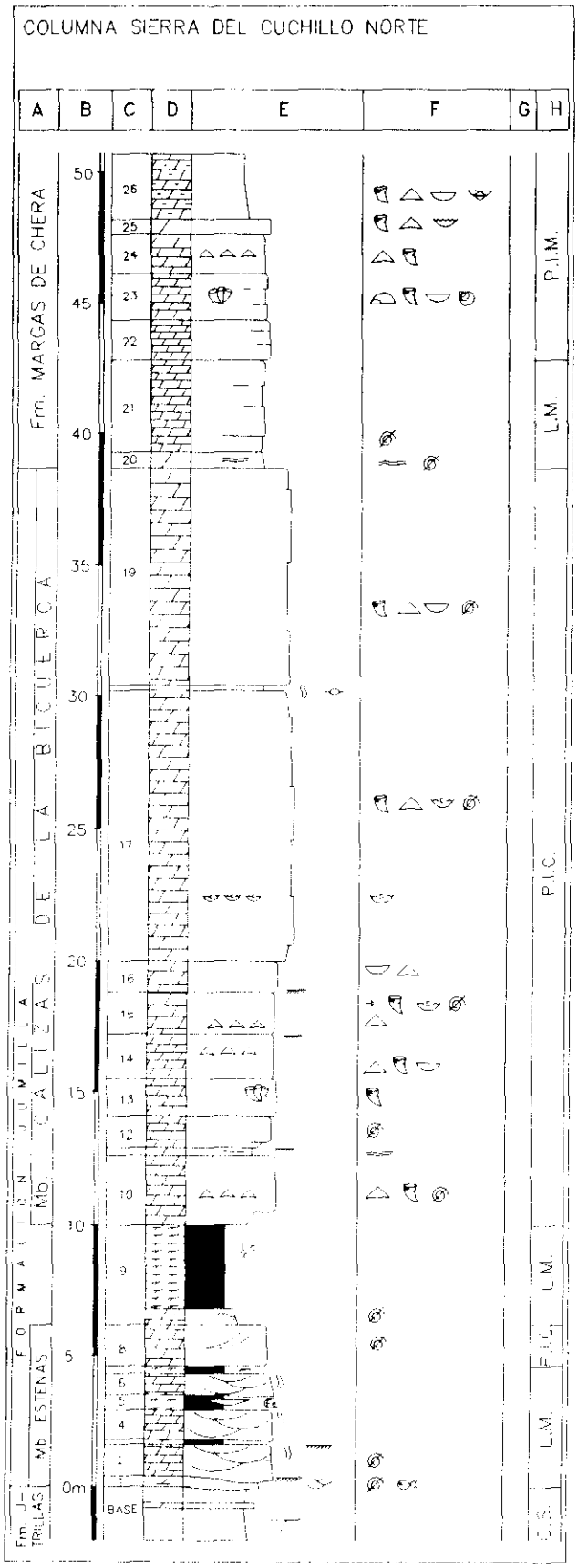
6.- 0,8m : Cuerpo dolomítico arenoso - limoso, con estratificación cruzada de surco de gran escala y base ligeramente erosiva. Presenta abundantes tubos verticales de bioturbación con señales de escape.

7.- 0,3m : Arcillas dolomíticas de color ocre, que presentan una fina laminación subhorizontal.

8.- 1,6m : Dolomía ocre meso a macrocristalina, algo terrígena en la base (limosa), que constituye un banco tabular con estratificación cruzada planar (?) de gran escala. Tienen carácter calcarenítico y bioclástico.

9.- 3,8m : Tramo "blando" en el que de base a techo se distinguen:
0,6m de dolomías arcillosos limosas, de color ocre, deleznables y sacaroideas. Se observa porosidad móldica de origen bioclástico.
3,2m de arcillas dolomíticas. Se aprecia un incremento en la proporción de terrígenos hacia techo. Posibles huellas de raíces.

10.- 2,6m : Dolomía ocre masiva, mesocristalina, en la que se encuentran abundantes fantasmas de orbitolínidos, que dan importantes acumulaciones. También se encuentran restos de rudistas poco fragmentados y otros bioclastos, enteros y fragmentados. Hacia techo aumen-



ta la bioturbación.

11.- 0,3m : Nivel dolomítico color crema con laminación subhorizontal de origen algar (?). A techo hay una pequeña costra ferruginosa.

12.- 1,2m : Dolomías ocres de aspecto sacaroideo, macrocristalinas, limoso - arenosas en la base (10-20% de terrígenos, de los cuales >70% son granos de Q, en general angulosos y fuertemente corroídos por el carbonato) y más puras hacia techo. Presenta abundante porosidad móldica por disolución de bioclastos.

13.- 1,4m : Dolomía ocre masiva, en la cual destacan los rudistas cónicos, que aparecen formando colonias con forma de ramo, en posición de vida. Pequeña costra ferruginosa a techo.

14.- 1,7m : Dolomía beige masiva, en la se encuentran grandes acumulaciones de orbitolínidos, de los cuales rara vez se conserva algo más que la morfología externa en forma de porosidad móldica. La textura original era calcarenítica, posiblemente *packstone*. En la base se describen fantasmas de rudistas y otros bivalvos. A techo hay una pequeña costra.

15.- 1,6m : Dolomía ocre masiva, con acumulación de orbitolínidos. Se encuentran pectínidos, fantasmas de rudistas, condrodontos y otros bivalvos.

16.- 1,2m : Dolomía ocre masiva. Se reconocen fantasmas de bivalvos y orbitolínidos.

17.- 10,2m : Paquete dolomítico que da un fuerte resalte topográfico, masivo, de color ocre a beige. Se reconocen abundantes condrodontos (que pueden dar bioacumulaciones), así como rudistas y fantasmas de orbitolínidos y de otros bioclastos (abundante porosidad móldica).

18.- 0,2m : Dolomía algo arcillosa, muy ferruginosa, seminodular y bioturbada.

19.- 8,3m : Dolomía ocre masiva o con estratificación difusa en bancos métricos. Abundante porosidad móldica de origen bioclástico. Se reconocen orbitolínidos, rudistas cónicos y otros bivalvos.

20.- 0,6m : Dolomías blancas y grises claro, micro a mesocristalinas, muy compactas, que presentan laminación subhorizontal de origen algar. Intercalados aparecen niveles dolomíticos de carácter calcarenítico, con

porosidad móldica por disolución de bioclastos, y grano más grueso.

21.- 3,5m : Dolomía ocre de aspecto sacaroideo, masiva, con terrígenos (tamaño limo) más abundantes en la base. Se aprecian fantasmas de bioclastos.

22.- 1,5m : Dolomía beige claro masiva, deleznable.

23.- 1,8m : Dolomía algo arcillosa beige, fuertemente bioturbada en alguna zonas. Se describen abundantes rudistas (radiolítidos y requiénidos) especialmente hacia el techo, donde los primeros constituyen colonias con forma de ramos. Además, se observan otros pelecípodos y gasterópodos.

24.- 1,5m : Dolomía poco limosa, sobre todo en su base, en la que se distinguen rudistas y fantasmas de orbitolínidos que, en ocasiones, forman acumulaciones. A techo aparece una costra.

25.- 0,6m : Dolomía masiva. Se distinguen fantasmas de rudistas, orbitolinas y ostreidos.

26.- 2,5m : Dolomías arcillosas verdes, con moteado de óxidos de hierro. Se distinguen algunos fantasmas de rudistas, orbitolinas, pelecípodos y escasos braquiópodos.

27.- 3,7m : Arcillas dolomíticas verdes, masivas o lajoso nodulares, con moteado se óxidos de hierro muy característico. Se distinguen pasadas más dolomíticas en la base y de lutitas rojas hacia la mitad del tramo. Se describen fantasmas de bioclastos (orbitolínidos y otros) en la base del tramo.

28.- 0,2m : Dolomía compacta, de color verde claro, muy masiva.

29.- 11m : Dolomías fundamentalmente mesocristalinas, masivas, ocres, rosadas y grises; que aparecen parcialmente brechificadas hacia techo (brechas dolomíticas caóticas, heterométricas y monogénicas). El contacto con las zonas brechificadas es gradual e irregular. En las zonas sin brechificar se han descrito fantasmas de orbitolínidos (muy abundantes en la base), rudistas, otros bivalvos y espículas de equínidos. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

30.- 3,5m : De base a techo se reconocen:

1,6m : Dolomías masivas, muy encostradas, en las que se encuentran acumulaciones de orbitolínidos. También se observan otros bioclastos. Sobre el tramo existe una pequeña costra ferruginosa.

1,5m : Dolomías grises y ocres, masivas, con orbitolínidos y otros restos de fósiles, que aparecen como fantasmas.

0,4m : Dolomía masiva, clara en superficie. A techo, pequeña costra ferruginosa.

31.- 1,6m : Dolomías masivas que lateralmente pasan a brechas dolomíticas heterométricas y monogénicas. A techo se reconoce un nivel no brechificado de 0,3m de dolomías masivas muy compactas, de color claro.

32.- 0,3m : Dolomías nodulares, intensamente bioturbadas y muy ferruginosas.

33.- 1,3m : Nivel formado por de dolomías masivas ocres, con fantasmas de bioclastos. A techo se reconocen 0,3m de dolomía masiva más clara. Finalmente el tramo es coronado por una costra ferruginosa de escasa entidad.

34.- 0,4m : Brechas dolomíticas heterométricas. Cantos monogénicos muy angulosos.

35.- 1,3m : Dolomía muy porosa, ocre, con fantasmas de bivalvos. En la parte media del tramo se distingue una laminación difusa subhorizontal, atribuible a algas. A techo pequeña costra ferruginosa. En algunas zonas aparecen brechas.

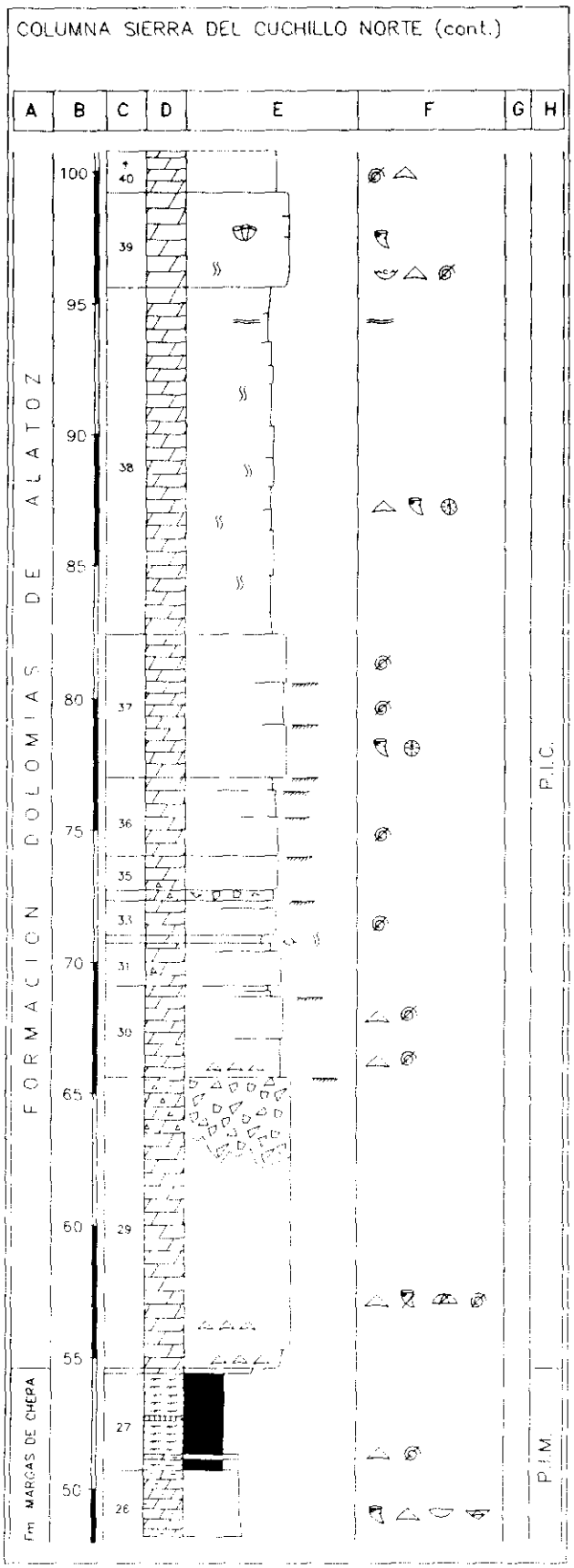
36.- 3m : Dolomía mal estratificada en bancos de 0,5-1,5m, internamente masivos, en los que se distinguen fantasmas de fósiles. Superficie ferruginizada a techo de algunos bancos y del tramo.

37.- 5,4m : Tramo de dolomías estratificadas en bancos métricos. De base a techo se encuentra:

1,8m : Dolomía masiva, ocre, en la que se reconocen corales solitarios y fantasmas de rudistas. A techo, superficie ferruginosa de poca entidad.

1,6m : Dolomías masivas, con abundantes restos de bioclastos, pero muy mal conservados, parcialmente brechificado. A techo, pequeña costra ferruginosa.

2m : Dolomías ocres masivas, que dan un pequeño resalte. Se reconocen fantasmas de bioclastos abun-



dantes.

38.- 13,2m : Bastante cubierto. Afloran dolomías mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos, con bioturbación media-alta, en los que se aprecian: fantasmas de orbitolínidos, rudistas cónicos de pequeño tamaño, corales solitarios. Hacia techo del tramo se reconocen algunos niveles de laminación de algas.

39.- 3,6m : Dolomías ocres masivas, dan un pequeño resalte. En algunos puntos se distingue una estratificación difusa en bancos de un metro. Se reconocen: condrodontos, placas y espinas de equínidos, rudistas cónicos y otros bivalvos. Los rudistas se encuentran, a techo del tramo, formando colonias en forma de ramo. La bioturbación puede llegar a ser importante.

40.- 2,9m : Dolomías masivas grises, con acumulaciones de bioclastos muy mal preservados (se reconocen fantasmas de orbitolinas). A techo se encuentra un nivel con laminación subhorizontal de algas cianofíceas.

41.- 7,5m : Tramo dolomítico competente y de aspecto masivo en el que, de base a techo, se separan los siguientes subtramos.

1,8m : Dolomía ocre, masiva, mesocristalina, en la que se encuentran fantasmas rudistas (caprínidos) y otros bioclastos. En la base la bioturbación es importante.

5,7m : Dolomías bastante encostradas. Son masivas y presentan bioturbación intensa. Se observan fantasmas de bioclastos.

42.- 0,3m : Nivel con laminación algar, subhorizontal.

43.- 0,9m : Tramo cubierto.

44.- 0,3m : Dolomía masiva de color blanco. En algunos puntos se aprecia laminación subhorizontal de origen algar.

45.- 3,2m : Dolomías masivas con abundantes fantasmas de fauna. Se reconocen rudistas y otros bivalvos. A techo se describe una costra ferruginosa de poca entidad.

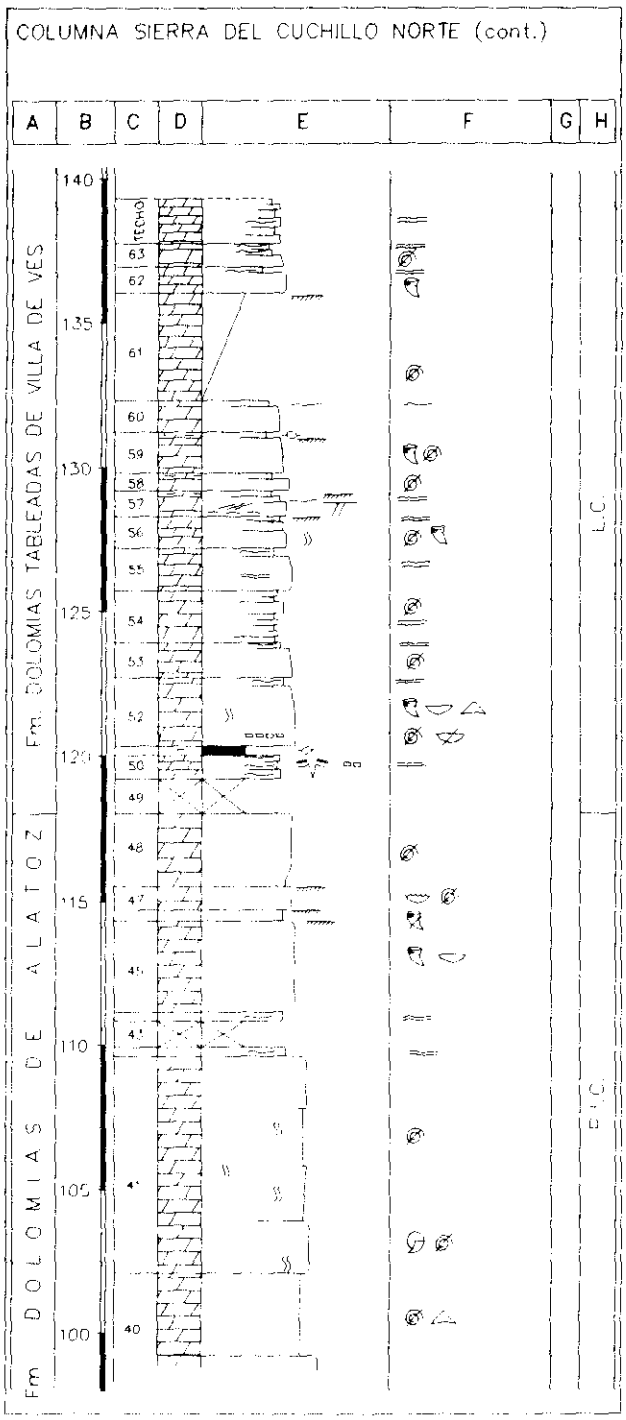
46.- 0,4m : Dolomía masiva con restos de rudistas. A techo, pequeña costra ferruginosa.

47.- 0,8m : Dolomía masiva, muy bioclástica en la

base. Se describen ostreidos y otros bioclastos. A techo aparece una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

48.- 2,5m : Dolomía masiva con fantasmas de bioclastos dispersos.

49.- 1,2m : Tramo cubierto.



50.- 0,8m : Tramo dolomítico tableado, en el que se distinguen niveles bien estratificados decimétricos, los cuales internamente presentan laminaciones subhorizontales de algas cianofíceas y grietas de retracción. A techo se encuentra costra ferruginosa de poca entidad.

51.- 0,3m : Arcilla dolomítica, de color ocre a blanco, seminodulosa, con huellas de raíces.

52.- 2,4m : Tramo de dolomía de aspecto globalmente masivo. En la base se distingue un nivel centimétrico de carácter lumaquélico e intraclástico. A éste le sigue un grueso paquete dolomítico con abundante bioturbación que, hacia techo se hace muy bioclástico, reconociéndose abundantes fantasmas de bivalvos y rudistas. Cerrando el tramo se encuentra nivel de 0,3m con laminaciones de origen algar.

53.- 1,2m : Dolomía masiva con fantasmas dispersos de bioclastos. A techo nivel de 0,15m con laminación de cianofíceas.

54.- 1,8m : Dolomía bien estratificada en bancos decimétricos que están constituidos en la base por dolomías bioclásticas. Los 0,5m superiores presentan laminación de origen algar, subhorizontal y con grietas de retracción que, hacia los niveles superiores dan paso a brechas de cantos planos y finalmente otra vez a laminaciones subhorizontales.

55.- 1,5m : Dolomías ocres masivas, con bioturbación en la zona central. Sobre ellas se aprecia un nivel más claro con laminación algar.

56.- 1,1m : Tramo dolomítico en el que se reconocen: 0,7m de dolomías masivas ocres, 0,2m de dolomías mesocristalinas con fantasmas de rudistas y otros bivalvos y, a techo, 0,2m de dolomías con laminación algar. Sobre el tramo se desarrolló una costra ferruginosa pequeña.

57.- 0,9m : Tramo de dolomía en el cual se diferencian tres niveles:
0,5m : Dolomía masiva de grano grueso en la que hacia su zona media se reconocen abundantes fantasmas de bioclastos.
0,1m : Nivel con laminaciones algares subhorizontales. Pequeña costra ferruginosa a techo.
0,2m: Nivel de dolomías arcillosas masivas.

58.- 0,6m : Tramo de dolomía calcarenítica con abundantes fantasmas de bioclastos y estratificación

cruzada planar de gran escala. En la base se reconoce un nivel con acumulación de conchas (*lag*) y, a techo, un nivel de dolomía ocre algo arcillosa.

59.- 1,4m : Tramo de dolomía gris a beige, masiva o con estratificación difusa decimétrica. Se reconocen fantasmas de rudistas y otros bioclastos. A techo se encuentra un nivel de dolomías ocres seminodulosas, macrocristalinas y algo arcillosas.

60.- 1,1m : Dolomía gris masiva. A techo, 0,2m de dolomía con laminación de algas.

61.- 3,7m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías masivas en las que puntualmente se reconoce un carácter calcarenítico (principalmente en la base del tramo). Se encuentran fantasmas de bioclastos. A techo hay una pequeña costra ferruginosa.

62.- 0,9m : Banco de dolomía masiva con restos de fauna enteros: rudistas cónicos y otros moluscos. A techo, 10cm de laminaciones algares.

63.- 0,8m : Dolomía beige que, en la parte inferior del tramo, es masiva y presenta fantasmas de bioclastos dispersos. Los 0,5m superiores, por el contrario, presentan laminaciones subhorizontales de origen algar.

Techo: >15m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos, con intercalaciones menos potentes de dolomías con laminación algar y algunas pasadas de dolomías limosas.

13. COLUMNA DE LA HOYA DE LA MANSORRILLA I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **825,5**
Y= **453,7**
Techo: X= **825,3**
Y= **453,8**

Base.- >5m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas a grises, estratificadas en niveles decimétricos finos. Son biomicritas con miliólidos.

1.- 0,2m : Nivel de biomicrita *packstone* con fragmentos de rudistas, miliólidos y otros bioclastos, destacando la presencia de:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Quinqueloculina sp.
Moncharmontia sp.

2.- 0,3m : Tramo cubierto.

3.- 0,4m : Calizas tableadas, que son pelbiomicritas *wackestone -packstone* con fragmentos de pelecípodos y briozoos y miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se encuentra:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.

4.- 7,8m : Tramo cubierto.

5.- 2m : Calizas algo margosas, blancas, deleznables que presentan laminación y moteado de óxidos de hierro. En la base hay un nivel con laminación estromatolítica irregular y corrugada.

6.- 0,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas de grano fino y de características similares a las del tramo infrayacente.

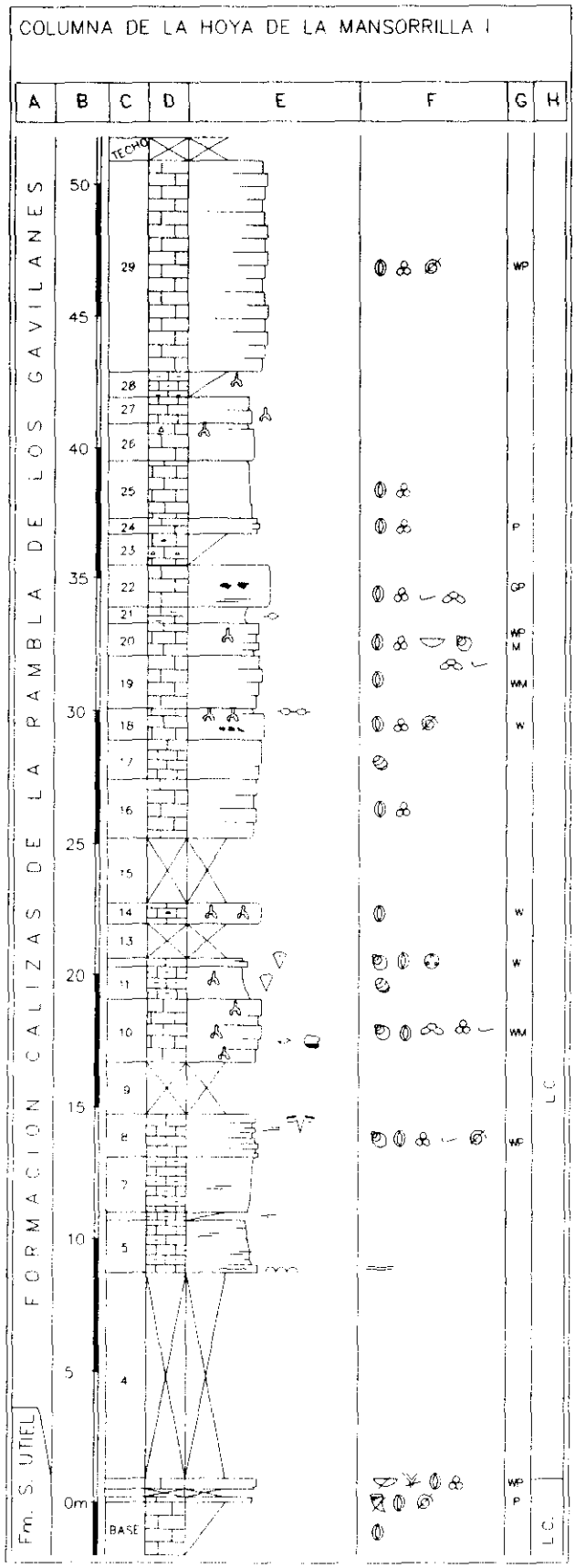
7.- 2,1m : Calizas grises microcristalinas, poco arcillosas, más compactas que las de los tramos inferiores, pero presentan también moteado de óxidos de hierro.

8.- 1,6m : Calizas tableadas en bancos de 5-10cm, constituidas básicamente por biopelmicritas *wackestone - packstone*, un poco limosas (<5%), con gasterópodos, abundantes miliólidos, rotálidos, otros foraminíferos, ostrácodos y otros bioclastos. Se aprecia un fino bandeado subhorizontal por alternancia de láminas micríticas y pelmicríticas. Se han observado pequeñas grietas de retracción. Se han determinado:

Quinqueloculina sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

9.- 2m : Tramo cubierto.

10.- 2,4m : Tramo calizo constituidos por bancos de 0,4-0,6m, que son fundamentalmente biopelmicritas *wackestone* a micritas fosilíferas *mudstone* con gasterópodos, ostrácodos, discórbidos, algunos miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Presentan a techo de los



bancos porosidad fenestral y señales superpuestas de edafización: micronodulización intensa, microkarstificación...

11.- 1,2m : Caliza algo arcillosa, de color blanco, con moteado de óxidos de hierro (en general bastante ferruginizada), en la que se reconocen carofitas. Presenta señales de edafización, destacando el desarrollo de *Microcodium*.

12.- 0,3m : Caliza finamente tableada, beige, que son biomicritas *wackestone* con restos de gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Presentan señales de exposición subaérea y pedogénesis, destacando la presencia de *Microcodium*. Entre los fósiles se ha determinado:

Cuneolina sp.

13.- 1,3m : Tramo cubierto.

14.- 0,8m : Biopelmicrita *wackestone* con abundantes miliólidos y fuertemente transformadas por pedogénesis, con micronodulización y brechificación importantes.

15.- 2,5m : Tramo cubierto.

16.- 2,2m : Calizas en bancos decimétricos gruesos, competentes y masivos, constituidos fundamentalmente por biomicritas muy recristalizadas con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

17.- 1,5m : Bancos gruesos de caliza micrítica, con escasas carofitas, que presentan moteado de óxidos de hierro.

18.- 1,2m : Pelbiomicrita *wackestone* fuertemente transformada por pedogénesis, en la que se reconocen abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de pelecípodos. Destacan la micronodulización, los cantos negros y la leve melanización. A techo son fuertemente nodulosas, y están más ferruginizadas.

19.- 2m : Tramo de calizas muy recristalizadas, de tonos claros, estratificadas en bancos masivos de 0,5m aproximadamente, constituidas por biomicritas *wackestone* a micritas *mudstone*, con miliólidos.

20.- 1,2m : Calizas tableadas (bancos de 0,2-0,3m), algo limosas. Son fundamentalmente biomicritas

wackestone - packstone, con discórbidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos, pelecípodos y gasterópodos. En menor medida aparecen pasadas de micritas *mudstone*. Presentan señales de exposición subaérea y edafización. Se han determinado:

Rotalia sp.
Quinqueloculina sp.

21.- 0,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas margosas blancas, seminodulares.

22.- 1,6m : Banco competente y masivo de caliza blanca (poco arenosa, menos del 5%), con laminación paralela en la base. Son biointramicritas *grainstone - packstone*, con cantos negros. Entre los fósiles destacan los ostrácodos, discórbidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

23.- 1,2m : Tramo muy cubierto. Hacia techo afloran calizas brechoideas, micríticas.

24.- 0,6m : Calizas en niveles de 0,2m mal definidos, competentes y masivos, que están constituidos por biomicritas intraclásticas *packstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes. Se han identificado:

Quinqueloculina sp.
Cuneolina cylindrica HENSON
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Ophthalmidium sp.

25.- 2,2m : Banco de caliza masiva, muy recristalizada, en la que se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

26.- 1,4m : Calizas masivas de características similares a las del tramo infrayacente. A techo aparece un nivel centimétrico de aspecto bréchico, muy edafizado, que aflora mal.

27.- 1,1m : Tramo formado por dos bancos de caliza separados por un nivel intensamente edafizado, blanco.

28.- 1m : Tramo muy cubierto. Afloran, especialmente a techo, calizas poco margosas y brechificadas, que presentan moteado de óxidos de hierro.

29.- 8m : Tramo de caliza gris bastante masiva. Se reconoce una estratificación en bancos de 0,5 a varios metros. Son fundamentalmente biomicritas *wackestone-packstone* con algas verdes, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y bioclastos.

Techo.- 45m : Tramo cubierto por conglomerados y arenas (Pliocuaternario). Por encima del tramo cubierto afloran calizas, que constituyen la base de la Columna de la Hoya de la Mansorrilla II.

14. COLUMNA DE LA HOYA DE LA MANSORRILLA II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **825,3**
Y= **453,6**
Techo: X= **825,1**
Y= **453,7**

Base.- 47m : Tramo cubierto. Por debajo afloran, en aparente continuidad sedimentaria, la serie estratigráfica de la Hoya de la Mansorrilla I.

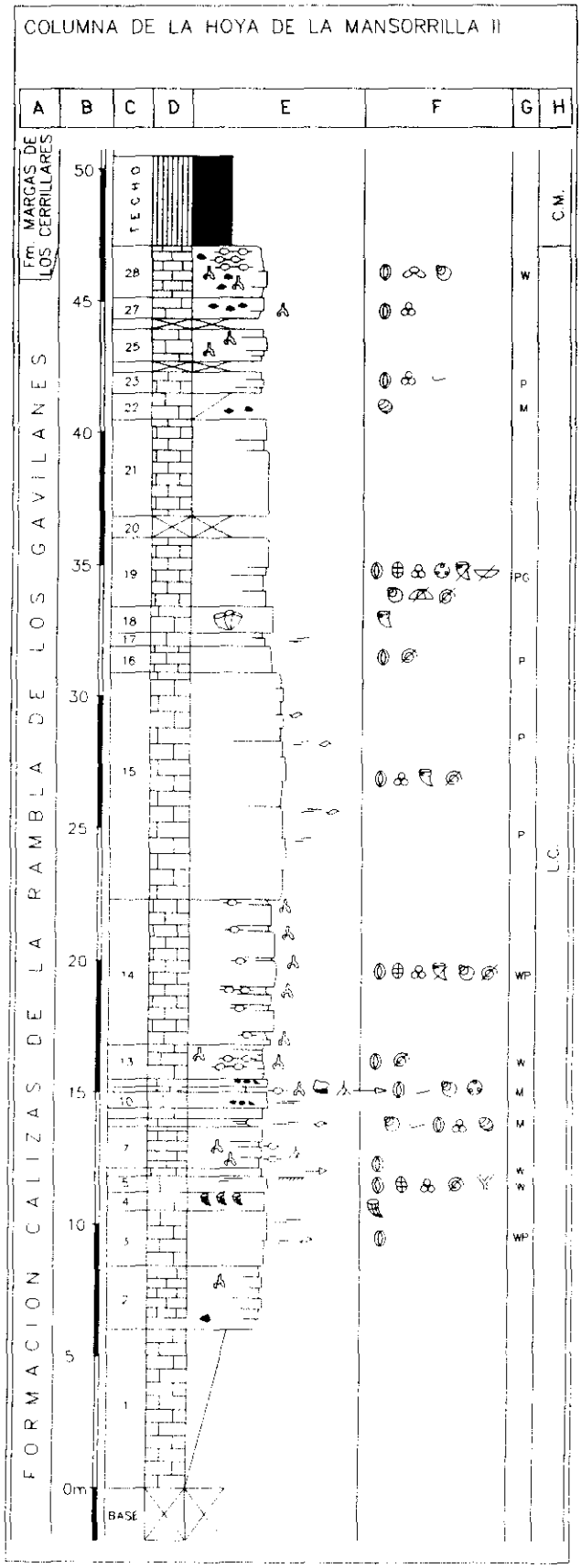
1.- 6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas en paquetes gruesos (0,8-1,5m) y masivos.

2.- 2,4m : Caliza estratificadas en niveles de 0,4m, masivos, que presentan cantos negros dispersos. Presentan señales de transformación edáfica, destacando la micronodulización.

3.- 2,1m : Tramo constituidos por dos bancos calizos formados por biopelmicritas *wackestone-packstone* con abundantes miliólidos. A techo de cada uno se aprecia cierta laminación subhorizontal, dada por la porosidad fenestral.

4.- 0,7m : Banco de calizas que presenta abundantes radiolítidos. Estos pueden formar pequeñas colonias o acumulaciones bioclásticas por destrucción de las primeras, aunque nunca aparecen muy fragmentados.

5.- 0,6m : Banco masivo de caliza recristalizada, constituida por biomicritas *wackestone*, con abundantes miliólidos, ataxofrágmidos y otros foraminíferos bentónicos y bioclastos. Hacia techo se reconoce una laminación subhorizontal muy difusa y, sobre el tramo, una superficie ferruginosa. Entre el contenido fósil se



identifica:

Cuneolina sp.

6.- 0,3m : Banco competente de caliza. Son biomicritas *wackestone* con miliólidos, de color beige.

7.- 1,6m : Tramo de calizas en bancos de 0,4-0,6m, masivos, y bastante recristalizados, que presentan a techo, importante transformación pedogenética, que es capaz de diferenciar niveles nodulosos, de caliza gris oscuro en corte y rosada en superficie. Se reconocen, además, huellas de raíces, micronodulización intensa, melanización diferencial, pedorelictos, etc.

8.- 0,3m : Caliza finamente tableada (casi lajosa), que presenta en ocasiones cierta laminación, y que está constituida por micritas *mudstone* y biopelmicritas *wackestone*, con porosidad fenestral agrandada por disolución. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de foraminíferos bentónicos (fundamentalmente miliólidos), gasterópodos, ostrácodos y algas verdes. Se han determinado:

Accordiella conica FARINACCI
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

9.- 0,4m : Caliza beige, muy recristalizada, masiva.

10.- 0,6m : Banco más competente de caliza muy recristalizada, que presenta cierta laminación paralela, así como niveles de concentración de cantos negros.

11.- 0,2m : Calizas poco arcillosas, seminodulosas, de tonos rosados, constituidas por micritas *mudstone* con algunos miliólidos, ostrácodos y gasterópodos. Presentan señales de exposición subaérea y edafización: microkarstificación, sedimento interno, huellas de raíces...

12.- 0,3m : Nivel más compacto de caliza micrítica con cantos negros angulosos y dispersos.

13.- 1,3m : Tramo noduloso, rosado, de caliza gris oscuro en corte, que presenta una fuerte transformación pedogenética. Aparece, además, bastante ferruginizada. En los puntos menos transformados, se reconoce una textura biopelmicrítica *wackestone* con miliólidos y otros restos fósiles. Próximo al techo se reconoce una pasada de 0,2m, de caliza muy recristalizada, más compacta y menos transformada.

14.- 5,5m : Tramo de calizas estratificadas en niveles de 0,4-0,8m, muy recristalizadas y que básicamente son biomicritas *wackestone-packstone* con miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, fragmentos de rudistas, gasterópodos y otros bioclastos, que presentan intercalados niveles más finos (en torno a los 0,1-0,2m) asociados al banco sobre el que reposan, que reflejan el desarrollo de suelos. Son nodulosos, frecuentemente están ferruginizados y ocasionalmente brechificados.

15.- 8,6m : Tramo de caliza en bancos de 0,5-1,2m, que da en su conjunto cierto resalte topográfico. Están muy recristalizadas y originalmente eran biomicritas *packstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, rudistas, y otros bioclastos. A techo de los bancos es frecuente encontrar niveles de laminación subhorizontal, con porosidad fenestral.

16.- 1m : Pelbiomicrita *packstone* muy recristalizada, en la que se reconocen abundantes bioclastos, y destaca la presencia de miliólidos.

17.- 0,5m : Banco de calizas finamente laminadas, por alternancia de niveles micro a milimétricos micríticos y pelmicríticos.

18.- 1m : Banco de caliza con acumulación de rudistas (radiolítidos), en ocasiones formando colonias.

19.- 2,6m : Tramo calizo, con bancos de masivos de 0,3-0,8m, que son fundamentalmente biointramicritas a bioesparitas *packstone-grainstone* con miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos, dasicladáceas y fragmentos de rudistas, otros pelecípodos, placas de equínidos y gasterópodos así como otros bioclastos.

20.- 0,8m : Tramo cubierto.

21.- 3,7m : Tramo de caliza en bancos decimétricos, mal definidos en la base. Estas calizas son esencialmente micríticas, y están fuertemente recristalizadas.

22.- 1m : Tramo muy cubierto. Afloran, calizas micríticas *mudstone*, con algunas carofitas y pequeños cantos negros, en niveles centimétricos.

23.- 0,8m : Paquete de calizas estratificadas en niveles de 0,3m aproximadamente, que son biopelmicritas intraclásticas *packstone* con abundantes miliólidos, otros foraminíferos y ostrácodos. Se han identificado:

Murciella cuvillieri FOURC.
Quinqueloculina sp.
Cuneolina cylindrica HENSON
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Tritaxia aff. *tricarinata* REUS
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Ophthalmidium sp.

24.- 0,4m : Tramo cubierto.

25.- 1,2m : Calizas estratificadas en bancos de 0,2-0,5m, masivos. Presentan importantes señales de edafización: micronodulización, melanización, etc.

26.- 0,4m : Tramo cubierto.

27.- 0,8m : Caliza en dos bancos masivos de 0,3 y 0,5m respectivamente, de color gris oscuro. Son pelbiomicritas muy recristalizadas con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, así como algunos cantos negros. Presentan señales de transformación edáfica.

28.- 2m : Caliza de aspecto nodular, casi bréchico, de color oscuro, fuertemente transformada por pedogénesis. La textura original debió ser la de una biointramicrita *wackestone*, con miliólidos, discórbidos y gasterópodos. Son abundantes los cantos negros.

Techo: >3m : Lutitas verdes y rojas, masivas.

15. COLUMNA CUERDA DEL PATOJO I

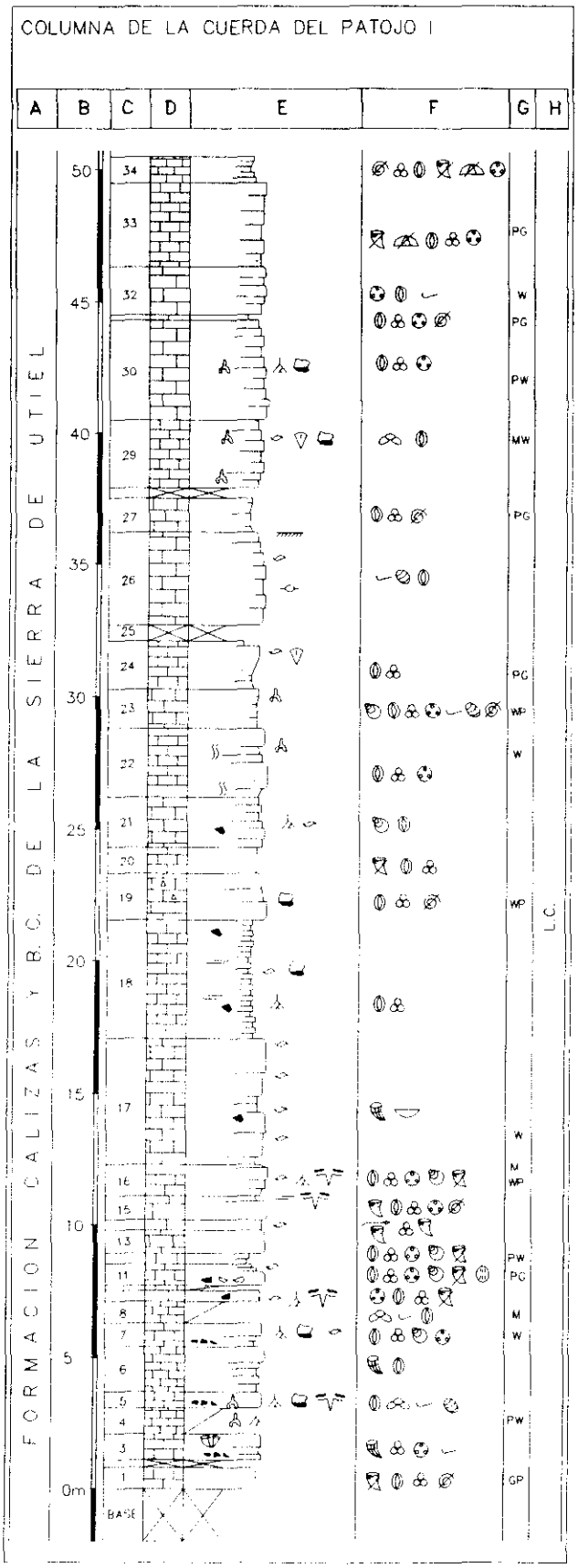
Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **836,6**
Y= **450,0**
Techo: X= **836,4**
Y= **449,7**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 0,8m : Calizas blancas masivas. Son pelbioesparitas *grainstone* (a *packstone*), en las que se reconocen abundantes fragmentos de rudistas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos y bioclastos.

2.- 0,3m : Tramo cubierto.



3.- 1m : Biomicritas intraclásticas en niveles decimétricos, con abundantes radiolítidos, que constituyen pequeñas colonias o acumulaciones bioclásticas por destrucción de las mismas. De igual modo se encuentran restos de algas verdes, ostrácodos y foraminíferos bentónicos, y destaca la presencia de pequeños cantos negros.

4.- 1m : Semicubierto. Afloran calizas biomicríticas de textura original *wackestone - packstone*, pero intensamente transformadas por pedogénesis: micronodulización, porosidad fenestral, huellas de raíces.

5.- 0,6m : Nivel masivo de calizas de tonos cremas, que son fundamentalmente pelbiomicritas con miliólidos, discórbidos, ostrácodos y oogonios de carofitas, y están muy edafizadas: huellas de raíces, pseudomicrokarst, grietas de retracción, cantos negros...

6.- 1,7m : Calizas blancas tableadas en niveles decimétricos, micríticas, en las que destaca la presencia de grandes radiolítidos. También se reconocen miliólidos.

7.- 0,9m : Calizas micríticas grises, de textura original *wackestone,* con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos y algas verdes. Presentan una transformación pedogenética parcial, reconociéndose huellas de raicillas, cantos negros, *silt* vadoso, micronodulización incipiente y porosidad fenestral agrandada.

8.- 0,8m : Semicubierto. Calizas micríticas *mudstone*, con escasos miliólidos, discórbidos y ostrácodos.

9.- 0,4m : Caliza masiva gris muy recristalizada. Originalmente era una biointramicrita con textura calcarenítica en la que se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y fragmentos de rudistas (radiolítidos). Está ligeramente edafizada y presenta cantos negros, porosidad fenestral, pequeñas huellas de raíces y grietas de desecación. Entre el contenido paleontológico se han determinado:

Bacinella irregularis RADOICIC
Cuneolina sp.

10.- 0,2m : Semicubierto. Calizas micríticas parcialmente edafizadas.

11.- 0,8m : Calizas mal estratificadas en bancos decimétricos, con un nivel de acumulación intraclástica

en la base, y porosidad fenestral cerca del techo. Fundamentalmente son biomicritas y bioesparitas pelletíferas e intraclásticas *packstone - grainstone*, en las que destaca la presencia de algas verdes, gasterópodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y fragmentos de rudistas. Se han determinado:

Quinqueloculina sp.
Idalina antiqua D'ORB.
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)
Dendritina gigantea (GENDROT)
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Acicularia sp.
Vidalina hispanica SCHLUMB.
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Spiroplectammina sp.
Pseudolituonella mariae GENDROT

12.- 0,4m : Biomicritas pelletíferas *packstone - wackestone*, parcialmente dolomitizadas, con grandes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, gasterópodos y rudistas. Se han reconocido:

Nummofallotia sp.
Cuneolina sp.
Lacazina sp.

13.- 0,9m : Nivel masivo de caliza blanca, muy recristalizada, biomicrítica, con restos de rudistas.

14.- 0,4m : Caliza blanca muy recristalizada, que a techo presenta porosidad fenestral y que tiene textura calcarenítica. Se reconocen foraminíferos bentónicos y restos de rudistas.

15.- 0,9m : Caliza blanca masiva, calcarenítica, que presenta a techo un nivel centimétrico finamente laminado y, sobre éste, otro de 0,15m de intramicrita bioclástica con grietas de desecación, textura dismicrítica y fuerte recristalización (micritización). En su conjunto se han reconocido fragmentos de rudistas y otros macrofósiles, así como miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes. Se identifica:

Cuneolina sp.

16.- 1,2m : Calizas blancas mal estratificadas en niveles decimétricos y recristalizadas, constituidas por pelbiomicritas *wackestone-packstone* y biopelesparitas *grainstone* y, a techo, por finas alternancias de *mudstone* pelletífero y pelesparitas calcareníticas, que provocan una laminación muy característica. Presentan así mismo evidencias de exposición subaérea (posibles huellas de raíces, grietas de desecación, porosidad fenestral...). Entre el contenido fosilífero cabe destacar la presencia de abundantes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, gasterópodos y fragmentos de conchas de rudistas. Se han determinado:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina sp.

17.- 4,8m : Calizas blancas muy recristalizadas en niveles de 0,3-0,1m, que presentan porosidad fenestral en sus techos y ocasionalmente cantos negros. La textura dominante es *wackestone* y se reconocen abundantes radiolítidos y otros pelecípodos.

18.- 4,4m : Calizas finamente tableadas en bancos de 0,2m, micríticas, con algún miliólido y otros foraminíferos, en ocasiones laminadas. Se encuentran fuertemente transformadas por exposición subaérea, apreciándose porosidad fenestral y microkarstificación muy desarrollada, así como moteado de óxidos de hierro, rellenos internos geopetales, escasos cantos negros y huellas de pequeñas raíces(?).

19.- 1,8m : Calizas blancas mal estratificadas en bancos de 0,6m, en las que dominan las biomicritas *wackestone - packstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, fragmentos de rudistas y otros bioclastos; que aparecen transformadas por los procesos de exposición subaérea (microkarstificación, brechificación...). Entre el contenido paleontológico se han identificado:

Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Ophthalmidium sp.
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Pseudolituonella mariae GENDROT
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Spiroplectammina sp.
Minouxia conica FARINACCI

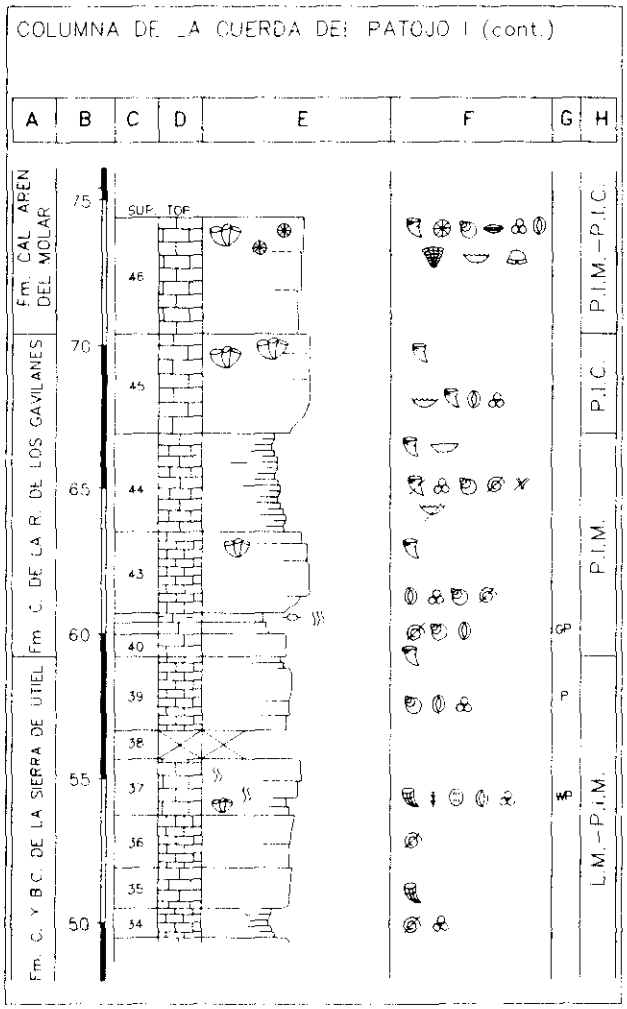
20.- 1m : Nivel calcarenítico bioclástico fuertemente recristalizado. Son abundantes los fragmentos de conchas de rudistas, así como miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, entre los que se han reconocido:

Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina sp.

21.- 1,9m : Calizas micríticas con muchos intraclastos, de tonos rosados a grises, con gasterópodos y miliólidos, que están estratificadas en bancos de 0,3m y presentan señales de edafización: huellas de pequeñas raíces, porosidad fenestral, cantos negros, melanización...

22.- 2,6m : Calizas de tonos rosados y más masivas que las del tramo infrayacente. Están constituidas esencialmente por biomicritas intraclásticas *wackestone* con bioturbación intensa, abundantes foraminíferos bentónicos (miliólidos, etc.) y restos de dasicladáceas (y otras algas verdes). La transformación pedogenética es importante hacia techo. Se identifica:

Nummofallotia sp.



23.- 1,5m : Calizas de tonos rosados, masivas. Son biomicritas intraclásticas y pelletíferas, *wackestone - packstone*, con gasterópodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, caráceas, ostrácodos y otros bioclastos muy micritizados. La zona superior del tramo presenta una transformación pedogenética moderada. Se han reconocido los siguientes taxones:

Favreina murciensis (CUVILL.,BASS. y FOURC.)
Nummofallotia sp.
Cuneolina sp.

24.- 1,8m : Calizas masivas, de tonos salmón, y textura calcarenítica (biopelmicritas y bioesparitas *packstone-grainstone*) con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Edafización moderada a techo (porosidad fenestral, *Microcodium*, donde se localiza un nivel centimétrico mejor estratificado. Se identifica:

Nummofallotia sp.

25.- 0,6m : Tramo cubierto.

26.- 3,5m : Tramo de calizas mal estratificadas en niveles de 0,3-0,4m, ocasionalmente seminodulares, con moteado de óxidos de hierro y porosidad fenestral. Son de naturaleza micrítica, con escasos miliólidos, ostrácodos y carofitas. Pequeña superficie ferruginosa a techo.

27.- 1,3m : Caliza blanca masiva, muy recristalizada, y de textura dominante calcarenítica. Son biointraesparitas con bioclastos muy micritizados, reconociéndose abundantes miliólidos, textuláridos, nezzazátidos y otros foraminíferos. Se identifican:

Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Nummofallotia sp.
Cuneolina sp.

28.- 0,4m : Tramo cubierto.

29.- 2,6m : Calizas en niveles de 0,5m masivos. Son micríticas, con textura *mudstone - wackestone*, con escasos miliólidos siempre pequeños y de concha hialina, discórbidos, y frecuentes señales de diagénesis temprana en medio vadoso (porosidad fenestral agrandada, microkarstificación, *Microcodium*...).

30.- 3,8m : Calizas en bancos de 0,6-1m, masivos, en los que son dominantes las biomicritas *packstone* y

wackestone, en general muy recristalizadas y parcialmente dolomitizadas, con abundantes foraminíferos bentónicos (entre los que dominan los miliólidos), algas verdes y ostrácodos. Se han encontrado huellas de raíces, microkarstificación y otras señales de procesos diagenéticos en medio vadoso. Entre los fósiles se han identificado:

Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Pseudolituonella mariae GENDROT
Minouxia conica FARINACCI
Ophthalmidium sp.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Spiroplectammina sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Accordiella conica FARINACCI
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

31.- 0,2m : Pasada calcarenítica, con intraclastos, bioclastos (miliólidos, nezzazátidos, otros foraminíferos, fragmentos de conchas y algas verdes) y peloides por ese orden de abundancia relativa. Se identifica:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

32.- 1,8m : Calizas mal estratificadas en bancos de 0,3m, de tonos cremas. Dominan las biopelmicritas *wackestone* con algas verdes, miliólidos y algún ostrácodo.

33.- 3,2m : Calizas mejor estratificadas en niveles de 0,5m. Tienen textura calcarenítica (*packstone-grainstone*), son bio a intraclásticas, y en ellas se reconocen fragmentos de conchas de rudistas (radiolítidos), placas y espinas de equínidos, foraminíferos bentónicos y algas verdes. Se han identificado:

Quinqueloculina sp.
Spiroplectammina sp.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Broekinella neumannae GENDROT
Cuneolina sp.
Minouxia conica FARINACCI
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Ophthalmidium sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Reticulinella reicheli (CUVILL. *et al.*)
Pseudolituonella mariae GENDROT
Scandonea samnitica DE CASTRO

34.- 1m : Calcarenitas arenosas (5-10%), tableadas en niveles de 0,1-0,2m, muy recristalizadas y parcialmente dolomitizadas. Son esencialmente bioclásticas (foraminíferos bentónicos abundantes, destacando los miliólidos, algas verdes, fragmentos de rudistas, restos de equínidos...) aunque también presentan abundantes intraclastos. Se reconocen:

Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Quinqueloculina sp.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Pseudolituonella mariae GENDROT
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

35.- 1,4m : Calizas poco limosas con gran desarrollo de radiolítidos. Están muy recristalizadas.

36.- 1,8m : Tramo de calizas arenosas en grado variable y bien estratificadas en niveles de 0,5 a 1,2m, que representan una sucesión de calcarenitas parcialmente dolomitizadas, muy arenosas (>30%) y bioclásticas. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo.

37.- 2m : Biomicritas o intrabiomicritas *wackestone - packstone*, pelletíferas, poco arenosas (5-10%, tamaño limo o arena fina), bioturbadas y con abundantes radiolítidos, que constituyen pequeñas colonias, así como algas incrustantes, pellets fecales, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

38.- 1m : Tramo cubierto.

39.- 2,5m : Calizas poco arenosas (2-10%) y muy recristalizadas, estratificadas en bancos decimétricos mal definidos. Texturalmente son *packstone* fuertemente micritizados, que oscilan entre biopelmicritas e intrapelmicritas. Contenido fosilífero: gasterópodos, ostrácodos, algas rojas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. En el conjunto del tramo se han identificado:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Archaeolithothamnium sp.
Pararotalia tuberculifera (REUSS)

40.- 0,8m : Calizas blancas masivas y muy recristalizadas con abundantes rudistas y foraminíferos bentónicos. Se identifica:

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)

41.- 0,4m : Calizas escasamente arenosas (proporción de terrígenos inferior al 5%), calcareníticas (*grainstone-packstone*) y bioclásticas. Se reconocen restos de gasterópodos y miliólidos.

42.- 0,3m : Nivel de caliza dolomítica seminodular, limoso arcilloso e intensamente bioturbado.

43.- 2,8m : Calizas muy recristalizadas, estratificadas en bancos de 0,7m, masivos y que dan un pequeño resalte topográfico. Son levemente arenosas (5-15%), disminuyendo la proporción de terrígenos hacia techo. En los niveles inferiores la textura es calcarenítica y bioclástica, reconociéndose miliólidos, otros foraminíferos y gasterópodos, mientras que los superiores están formados por biomicritas con acumulación de rudistas que constituyen pequeñas colonias o están reelaborados (siempre poco fragmentados). Se han determinado:

Murciella cuvillieri FOURCADE
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Cuneolina sp.
Textularia sp.

44.- 3,4m : Calizas parcialmente dolomitizadas y arenosas (20-35%, máxima en los tramos inferiores), estratificadas en bancos de 0,2-0,3m. Las microfacies son calcareníticas, y la granulometría de la porción terrígena puede llegar a ser microconglomerática. Abundantes intraclastos, a veces redondeados. Entre los bioclastos destacan los fragmentos de rudistas, ostreidos, briozoos, gasterópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Hacia techo se reconocen pequeños rudistas y otros bivalvos. Se ha identificado:

Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)

45.- 3,5m : Tramo de calizas blancas muy masivas y muy recristalizadas, en el que se reconocen, hacia la base, ostreidos y rudistas. Entre la microfauna destaca la presencia de miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. La parte superior del tramo está constituida por colonias de rudistas.

46.- 4m : Calizas blancas masivas, biomicríticas, ligeramente arenosas en los niveles basales. A techo aparecen bioconstrucciones de rudistas y corales. Además se han reconocido restos de otros pelecípodos, gasterópodos, abundantes orbitoídidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y escasos planctónicos y algas rojas. Se han determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Clypeorbis mamillata (SCHLUMB.)
Omphalocyclus macroporus (LAM.)
Sulcoperculina sp.
Siderolites calcitrapoides LAM.
Archaeolithothamnium sp.
Planorbulina cretae (MARSSON)

Techo.- Superficie topográfica actual.

16. COLUMNA CUERDA DEL PATOJO II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

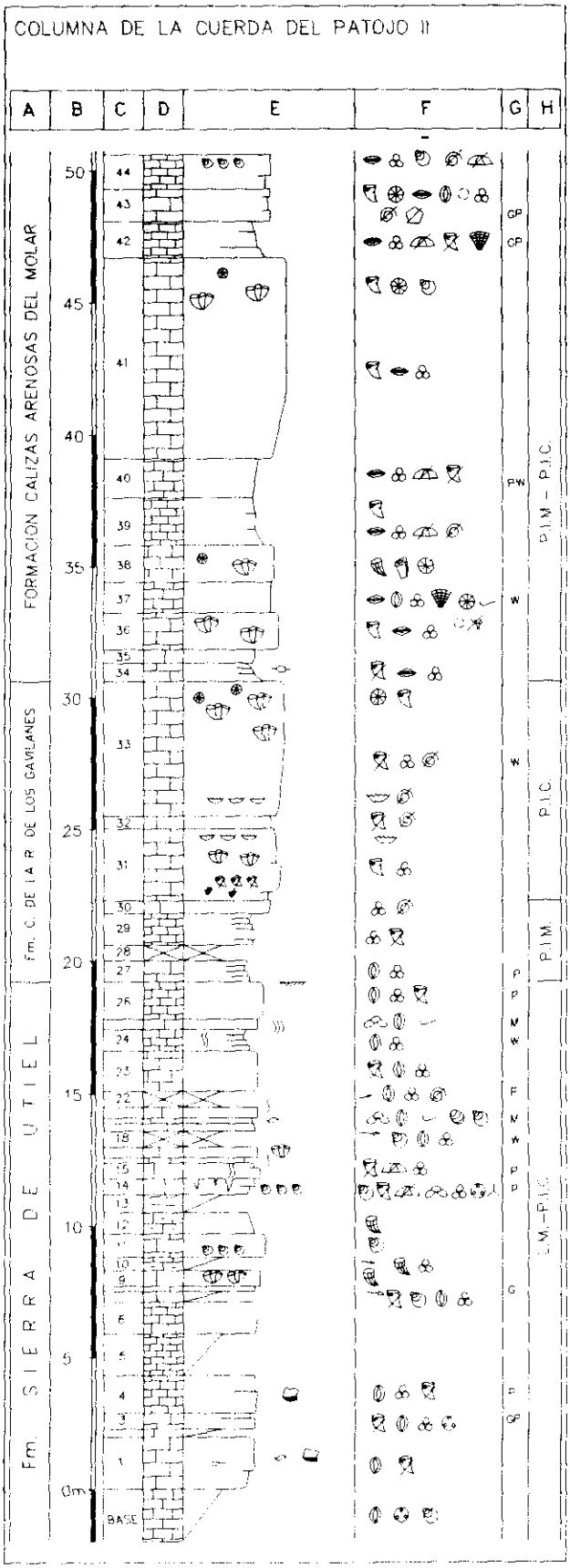
Coordenadas Lambert:
Base: X= **836,7**
Y= **449,8**
Techo: X= **836,4**
Y= **449,7**

Base.- > 10m : Semicubierto. Afloran calizas micríticas blancas y masivas, en las que se encuentran abundantes miliólidos, algas verdes y gasterópodos.

1.- 2m : Calizas masivas de tonos claros. Son biomicritas con miliólidos, escasos fragmentos de rudistas y abundantes discórbidos. En algunos puntos están laminadas y presentan un moteado de óxidos de hierro y señales de exposición subaérea (porosidad fenestral, microkarstificación).

2.- 0,3m : Tramo muy cubierto. Afloran calizas micríticas muy recristalizadas.

3.- 0,6m : Calizas estratificadas en bancos de 0,2m. Son levemente limoso - arenosas (>5% de terrígenos, excepto en el último nivel, que presenta intercalaciones lenticulares de areniscas). Son fundamentalmente



netran biopelmicritas del nivel suprayacente.

21.- 0,4m : Biopelmicritas *packstone* fuertemente micritizadas en las que se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se aprecia bioturbación moderada. Se ha determinado:

Cuneolina sp.

22.- 0,6m : Tramo cubierto.

23.- 1,5m : Calizas blancas muy masivas y recristalizadas. Tienen textura calcarenítica y son fundamentalmente biointramicritas peloidales. Se reconocen fragmentos de rudistas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se ha identificado:

Cuneolina sp.

24.- 0,8m : Calizas estratificadas en niveles de 0,2m. Son fundamentalmente biopelmicritas *wackestone* con miliólidos. El nivel superior presenta cierta proporción de terrígenos finos. Sobre el techo aparecen pistas de bioturbación.

25.- 0,4m : Micritas fosilíferas *mudstone* con discórbidos, ostrácodos y raros miliólidos de concha hialina. Presentan muy baja proporción de terrígenos finos (<1%). A techo la bioturbación es muy intensa. Se han identificado los siguientes taxones:

Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.

26.- 1,4m : Calizas escasamente limosas (<5%), de color blanco y muy masivas. Son biomicritas *packstone*, intensamente micritizadas, con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas. En el techo aparece una costra ferruginosa. Se reconocen:

Idalina antiqua D'ORB.
Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Quinqueloculina sp.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO

27.- 0,8m : Calizas bien estratificadas en niveles de 0,2-0,3m, constituidos por biopelmicritas *packstone* muy micritizadas, con miliólidos y otros foraminíferos, entre los que se han determinado:

Cuneolina pavonia augusta CUSHM..
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHALM.
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Minouxia sp.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi HENSON
Accordiella conica FARINACCI (?)

28.- 0,6m : Tramo cubierto.

29.- 1,2m : Calizas en bancos de 0,4m, calcareníticas, bioclásticas, fuertemente micritizadas y levemente arenosa (<5%). Se encuentran foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas. Se determina:

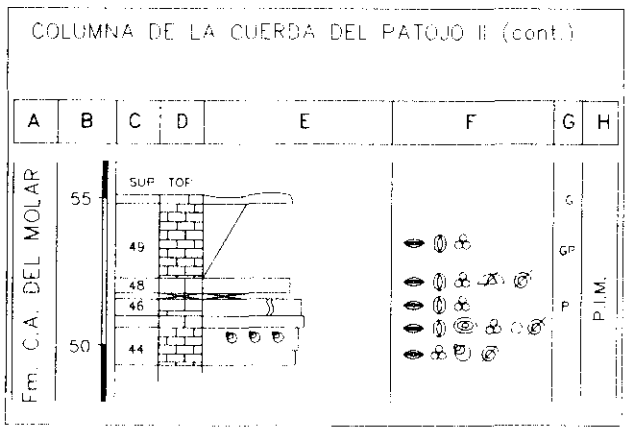
Cuneolina sp.

30.- 0,5m : Calizas arenosas (25%) de color salmón muy recristalizadas y masivas en las que únicamente se reconocen fantasmas de foraminíferos bentónicos y otros bioclastos, siempre muy micritizados.

31.- 2,7m : Paquete masivo de calizas blancas muy recristalizadas, en las que se encuentra algún canto negro, y que están caracterizadas por la presencia de muy abundantes rudistas. Estos aparecen muy fracturados en la base, donde dominan las calcarenitas, mientras que en la mitad superior aparecen poco fracturados y ocasionalmente en posición de vida. Casi en el techo aparecen acumulaciones de ostreidos. Además se han reconocido foraminíferos bentónicos, entre los cuales se han determinado:

Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHALM.
Cuneolina sp.

32.- 0,5m : Banco de caliza blanca arenosa (20%) muy recristalizada, en la que se sólo ha sido posible reconocer fantasmas de bioclastos, entre los que destacan los de fragmentos de conchas de rudistas.



33.- 5,1m : Calizas masivas blancas muy recristalizadas, en las que, de base a techo se reconocen:
.Calizas arenosas (10%, grano medio-fino), con pequeños ostreidos en posición de vida (de tipo *Picnodonte*) y fantasmas de otros bioclastos.
.Biomicritas escasamente limosas (5%), de textura *wackestone* y con fragmentos de rudistas, rotálidos y otros foraminíferos bentónicos
.Calizas bioestrómicas de rudistas (radiolítidos e hippurítidos) y corales coloniales masivos. La matriz es calcarenítica. Constituyen el grueso del tramo.
.El techo representa una superficie muy neta.
Entre los rudistas se ha identificado:

Sabinia sp.

34.- 0,7m : Calizas arenosas (15-35%) poco compactas, ocres a beiges, seminodulares y fuertemente recristalizadas. Son calcarenitas con fragmentos de rudistas, orbitoídidos y otros foraminíferos. Se ha identificado:

Orbitoides sp.

35.- 0,5m : Calizas fuertemente arenosas (35%, de grano grueso, llegan a ser microconglomeráticas), muy recristalizadas y masivas.

36.- 1,4m : Banco de caliza muy recristalizada. Son biomicruditas con colonias de grandes rudistas (*bafflestone*), en las que también se reconocen fantasmas de orbitoídidos y otros foraminíferos.

37.- 1,2m : Biomicritas e intrabiomicritas *wackestone* muy recristalizadas, con orbitoides, rotálidos, miliólidos, otros foraminíferos, calcisferas, algunos ostrácodos y fragmentos de briozoos, corales y algas rojas. Se reconocen:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Omphalocyclus macroporus (LAM.)
Siderolites calcitrapoides LAM.
Archaeolithothamnium sp.
Marssonella sp.
Spiroplectammina sp.
Sulcoperculina sp.
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Hellenocyclina beotica REICHEL
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

38.- 1,4m : Banco de caliza muy recristalizada, cuyo

techo es muy neto, con grandes rudistas (radiolítidos e hippurítidos) y corales coloniales.

39.- 1,8m : Calizas masivas, que en la base son ligeramente limosas (2%). Son biomicritas a intrabiomicritas *wackestone* con orbitoides, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, placas de equínidos y otros bioclastos, en los niveles inferiores, y con rudistas en los superiores. Se determinan:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Clypeorbis mamillata (SCHLUMB.)
Siderolites sp.

40.- 1,5m : Biopelmicritas *packstone-wackestone* muy recristalizadas y moderadamente arenoso-limosas (5%, de grano fino), en las que hay abundantes orbitoídidos y otros foraminíferos bentónicos, placas y espinas de equínidos, así como fragmentos de rudistas. Se han identificado:

Clypeorbis mamillata (SCHLUMB.)
Sulcoperculina sp.
Siderolites sp.
Tritaxia sp.

41.- 7,6m : Tramo de caliza masiva, blanca y fuertemente recristalizada. En el conjunto del tramo son abundantes los rudistas, asociados a orbitoídidos y otros foraminíferos bentónicos. En su mitad superior se reconocen bioconstrucciones de grandes rudistas y corales masivos (también hay abundantes gasterópodos). El techo es muy neto.

42.- 1,4m : Calizas ligeramente arenosas (5%) en niveles de 0,4m, recristalizadas, de tonos anaranjados y algo ferruginizadas en la base. Son calcarenitas (*grainstone-packstone*) con abundantes orbitoídidos asociados a otros foraminíferos bentónicos, algas rojas, restos de equínidos y fragmentos de rudistas. Se determinan:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Orbitoides apiculata SCHLUMB.
Siderolites calcitrapoides LAM.
Archaeolithothamnium sp.
Marssonella sp.
Spiroplectammina sp.
Planorbulina cretae (MARSSON)

43.- 1,2m : Calizas de tonos rosados en bancos de 0,3-0,4m, recristalizadas, que presentan corales ramificados y rudistas. La textura es calcarenítica (*packstone - grainstone*) y se reconocen orbitoídidos, miliólidos, otros foraminíferos, calcisferas, restos de equinodermos y otros bioclastos. Se determinan:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
Siderolites calcitrapoides LAM.
Planorbulina cretae (MARSSON)
Sulcoperculina sp.
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Marssonella sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

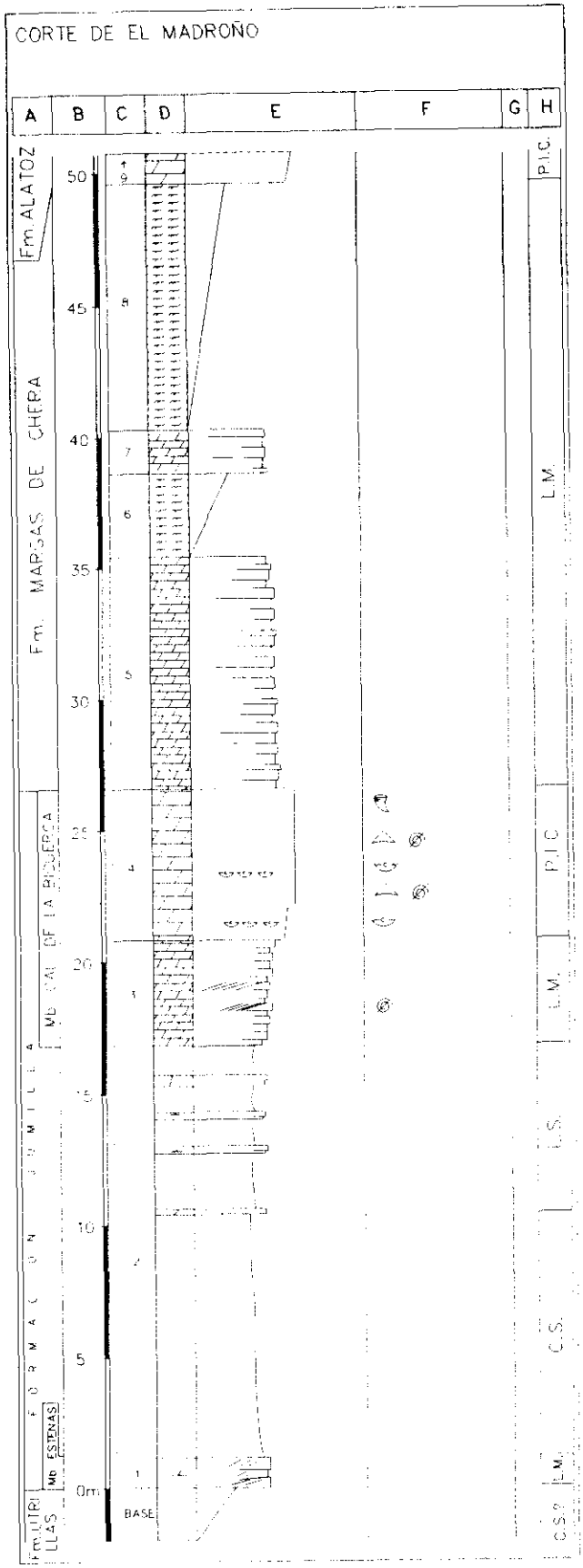
44.- 1,3m : Calizas en niveles de 0,2-0,4m, calcareníticas y bioclásticas, arenosas en grado variable (0-5%, pero hacia techo aparecen pequeños lentejones arenosos, de grano grueso, casi microconglomeráticos). Son muy abundantes los foraminíferos bentónicos (entre los que destacan los orbitoídidos), pero también se encuentran fragmentos de algas rojas, rudistas y equinodermos. Próximo al techo, que constituye una superficie muy neta, se encuentra un nivel de acumulación de grandes gasterópodos. En el conjunto del tramo se han determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Siderolites calcitrapoides LAM.
Planorbulina cretae (MARSSON)
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Sulcoperculina sp.
Tritaxia sp.
Archaeolithothamnium sp.
Cibicidoides sp.

45.- 0,4m : Caliza muy recristalizada, calcarenítica y bioclástica, con orbitoides, a veces fragmentados, miliólidos, alveolínidos, otros foraminíferos bentónicos y calcisferas. Se han determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Pseudedomia multistriata HENSON
Siderolites calcitrapoides LAM.

46.- 0,6m : Biomicritas *packstone* arenosas (10%->40%, los terrígenos se reparten de manera desigual, y preferentemente formando pequeños lentejones) muy recristalizadas y con orbitoídidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Sobre el techo aparece un nivel centimétrico de areniscas con cemento carbonático.



47.- 0,2m : Tramo cubierto.

48.- 0,5m : Calcarenitas (*grainstone* - *packstone*) bioclásticas y arenosas (5-20% de terrígenos según los puntos, grano grueso a muy grueso), muy recristalizadas, en las que se encuentran orbitoídidos, grandes miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, calcisferas, fragmentos de algas rojas y placas de equínidos. Entre los fósiles se han determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Siderolites calcitrapoides LAM.
Gavelinella sp.
Quinqueloculina sp.
Idalina sp.
Cibicidoides sp.
Tritaxia sp.
Sulcoperculina sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

49.- 2,5m : Semicubierto. Afloran calizas arenosas (10-40% de terrígenos). Son fundamentalmente calcarenitas (*grainstone*) muy intraclásticas, con orbitoides, grandes miliólidos, otros foraminíferos y fragmentos de equinodermos. Se han clasificado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Sulcoperculina sp.
Planorbulina cretae (MARSSON)
Tritaxia sp.

Techo.- Superficie topográfica actual.

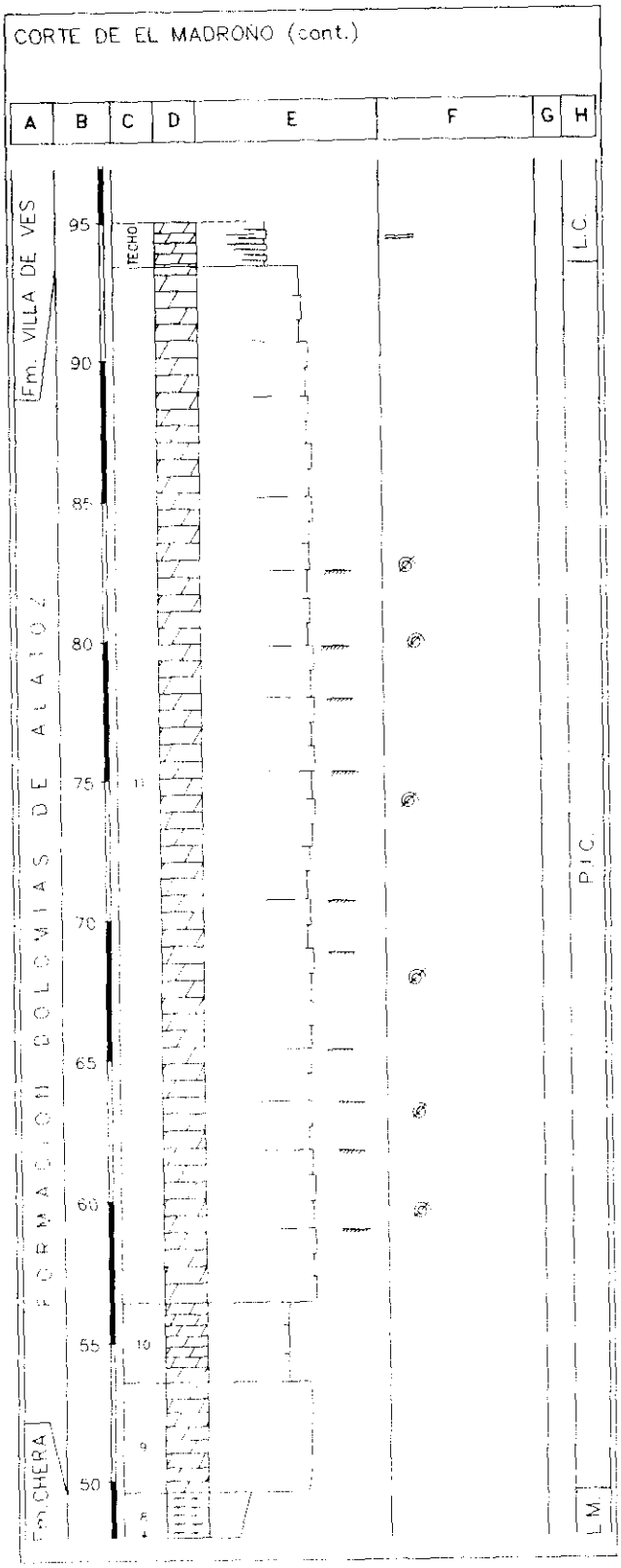
17. CORTE DE "EL MADROÑO"

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **807,5**
Y= **451,4**
Techo: X= **807,6**
Y= **450,6**

Base.- >20m : Tramo semicubierto. Afloran muy mal arenas de colores rosados.

1.- 1,2m : Areniscas dolomíticas ocres con estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos.



2.- 15,6m : Arenas blancas de grano fino a medio, homométricas, que presentan hacia techo intercalaciones, progresivamente más importantes, de areniscas dolomíticas y dolomías arenosas ocres.

3.- 4m : Dolomías arenosas estratificadas en niveles decimétricos, masivos o con estratificación cruzada. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

4.- 5,8m : Paquete dolomítico masivo, que presenta abundantes acumulaciones de condrodontos (posición de vida vertical en su base y horizontales en el resto del tramo donde constituyen niveles menos importantes). Además aparecen dolomías con orbitolínidos y otros restos fósiles y, casi en el techo, abundantes rudistas cónicos.

5.- 8,8m : Dolomías limoso-arenosas (en proporción variable) estratificadas en bancos poco potentes, alternando con niveles arcilloso dolomíticos, deleznables y de tonos ocres.

6.- 3,2m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas ocres.

7.- 1,7m : Tramo más compacto en el que dominan las dolomías algo limosas, estratificadas en bancos de 0,2-0,4m.

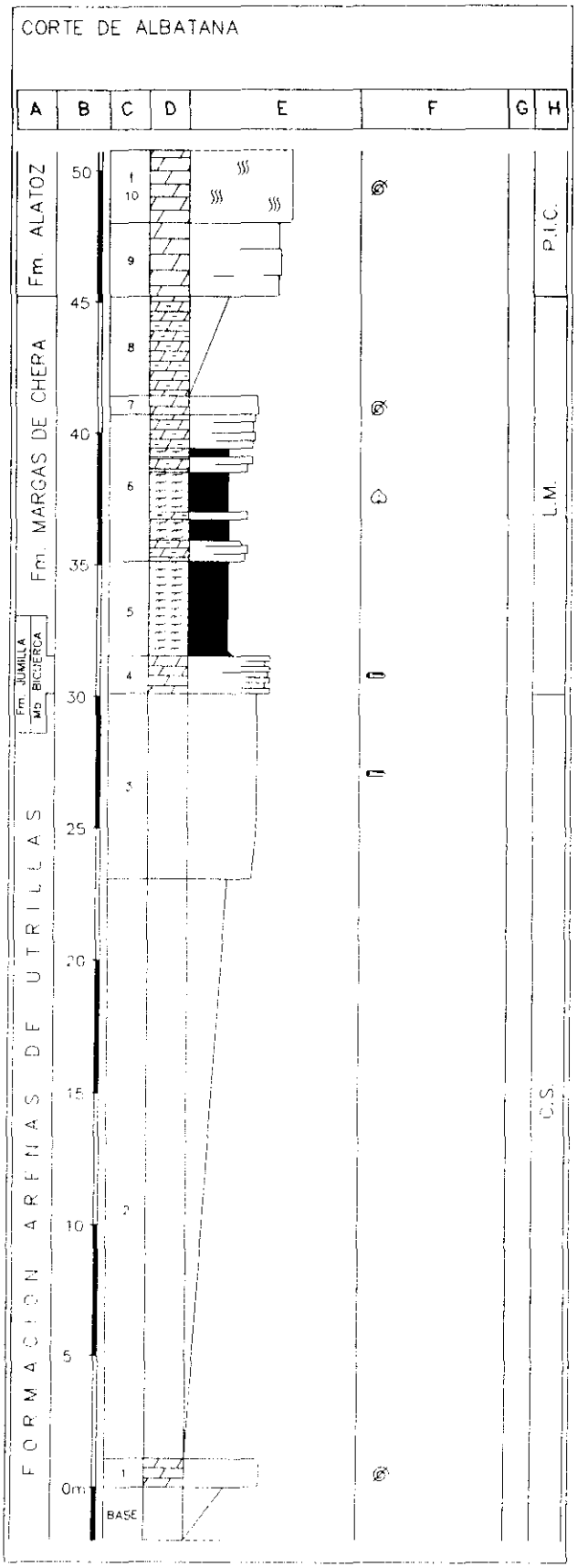
8.- 9,3m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas de tonos ocres, e intercalaciones finas de dolomías compactas, poco limosas, más abundantes hacia techo.

9.- 4m : Dolomía masiva gris.

10.- 2,8m : Dolomía algo limosa, masiva y bastante deleznable.

11.- 37m : Dolomías grises compactas, estratificadas en niveles de un metro de potencia aprox., muy masivos, mal definidos y que presentan frecuentemente a techo una superficie ferruginosa. En muchos puntos se aprecia una microporosidad móldica de origen bioclástico.

Techo.- >30m : Dolomías estratificadas en bancos esencialmente decimétricos, masivos o con laminación estromatolítica subhorizontal, que presentan intercalaciones de dolomías arcillosas, bastante deleznables.



18. CORTE DE ALBATANA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **843 HELLIN**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **785,7**
Y= **443,4**
Techo: X= **786,1**
Y= **443,0**

Base.- > 10m : Tramo muy cubierto. Afloran arenas de grano medio a grueso.

1.- 1,1m : Dolomías beiges, arenosas (más en la base), masivas. Presentan fantasmas de bioclastos.

2.- 22m : Tramo muy cubierto. Puntualmente afloran arenas beiges.

3.- 7m : Arenas blancas o de tonos cremas, de grano fino a medio, homométricas y masivas, que presentan restos vegetales fósiles (troncos).

4.- 1,4m : Dolomías microcristalinas y limosas, estratificadas en bancos de 0,1m. Tienen color blanco. Se encuentran restos vegetales en ellas (troncos).

5.- 3,6m : Arcillas dolomíticas de color verde muy llamativo. Presentan nódulos dolomíticos, restos de troncos fósiles y, hacia techo, pasadas nodulosas intercaladas de dolomía microcristalina, arcillosa y blanca.

6.- 5,6m : Tramo constituido por una alternancia irregular de arcillas dolomíticas y dolomías arcillosas, estas últimas en niveles de poca potencia que son más importantes hacia techo. Se reconocen restos vegetales.

7.- 0,7m : Banco dolomítico masivo gris. Se aprecian algunos fantasmas de bioclastos.

8.- 3,8m : Tramo semicubierto. Aflora una alternancia en bancos poco potentes (0,1-0,3m) de arcillas dolomíticas verdes y dolomías limosas grises a blancas.

9.- 2,8m : Dolomías compactas en bancos gruesos, masivos.

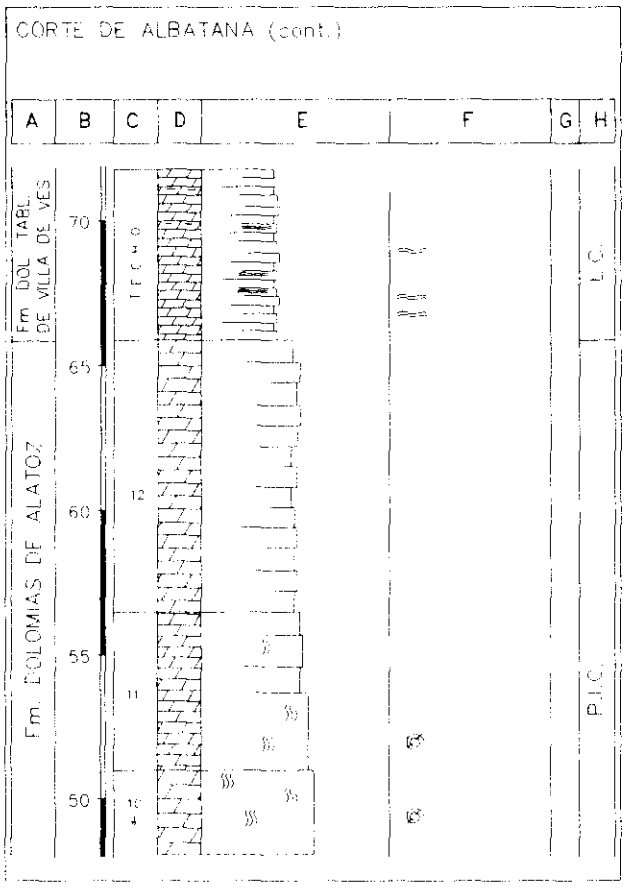
10.- 3m : Banco compacto de dolomía masiva intensamente bioturbada, con textura originalmente calcareníti-

ca (excepto quizá en la base, donde la textura original pudo ser *wackestone*). Se reconocen gran cantidad de fantasmas de bioclastos.

11.- 5,5m : Tramo de características similares a las del infrayacente, en el que destaca igualmente la intensa bioturbación, aunque ésta disminuye paulatinamente hacia techo. En la parte superior del tramo se aprecia, además, una estratificación mal definida en bancos decimétricos, con cierta tendencia estratodecreciente.

12.- 9,40m : Dolomías estratificadas en bancos decimétricos, masivos.

Techo.- > 10m : Dolomías finamente estratificadas en bancos decimétricos, con intercalaciones de dolomías arcillosas menos compactas. La laminación estromatolítica, presente en muchos de los bancos, es la estructura más característica del conjunto del tramo.



19. COLUMNA DE LOS GAVILANES I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **809,9**
Y= **449,9**
Techo: X= **809,8**
Y= **450,4**

Base.- > 15m : Calizas blancas a grises, muy recristalizadas, parcialmente dolomitizadas y estratificadas en bancos decimétricos que afloran mal. Fundamentalmente son biopelmicritas *wackestone-packstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y algunos radiolítidos.

1.- 2m : Tramo cubierto.

2.- 0,6m : Biopelmicritas *packstone* en dos niveles masivos. Presentan radiolítidos de concha gruesa, abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos y bioclastos. A techo aparece una costra paleoedáfica muy ferruginizada. Se han identificado:

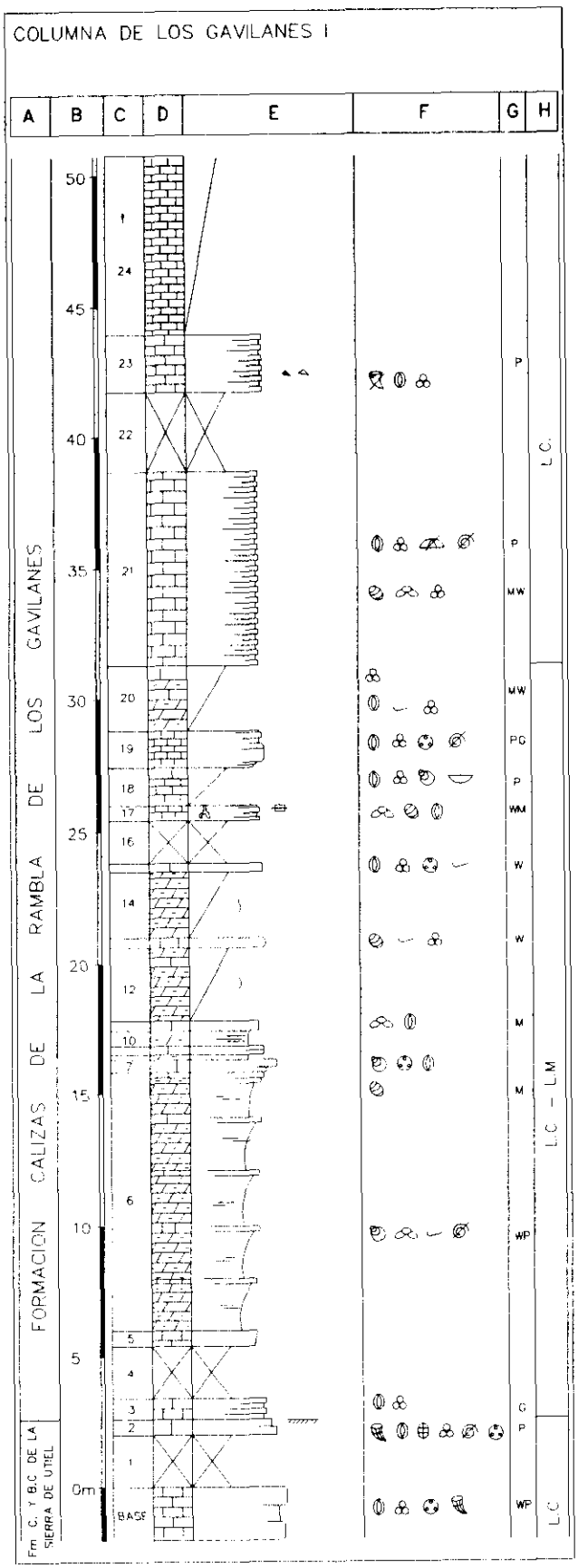
Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi HENSON
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Minouxia conica GENDROT
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Ophthalmidium sp.
Cuneolina sp.
Quinqueloculina sp.

3.- 0,8m : Biopelesparitas *grainstone* muy micritizadas en niveles de 0,2m que presentan abundantes foraminíferos bentónicos, destacando la presencia de miliólidos.

4.- 2m : Tramo cubierto.

5.- 0,6m : Dolomías beiges, escasamente limosas, de grano fino, deleznables y masivas.

6.- 9,8m : Tramo constituido por una alternancia de niveles de dolomías arcillosas finamente tableadas, deleznables y ocasionalmente laminadas, y de niveles más competentes de dolomía o caliza dolomítica escasamente limoso-arenosa (<5%) con textura original *wackestone-packstone* y composición biomicrítica,



con gasterópodos, discórbidos, ostrácodos y otros bioclastos. Hacia techo son sin embargo dominantes los bancos de calizas micríticas *mudstone* que contienen algunas carofitas y que presentan señales de microkarstificación incipiente.

7.- 0,5m : Calizas finamente tableadas. Son fundamentalmente biomicritas con muy abundantes gasterópodos (que pueden constituir acumulaciones lumaquélicas *rudstone*). También se reconocen algas verdes y miliólidos. Están fuertemente micritizadas.

8.- 0,2m : Dolomía arcillosa.

9.- 0,3m : Calizas dolomíticas finamente tableadas.

10.- 0,6m : Dolomías arcillosas de tonos ocres finamente tableadas en niveles de 3 a 5cm.

11.- 0,4m : Calizas tableadas. Son micritas fosilíferas *mudstone*, con discórbidos y escasos miliólidos. Están micritizadas y presentan señales de cierta transformación edáfica.

12.- 2,8m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías poco arcillosas ocres, mal estratificadas y que presentan un moteado de óxidos de hierro y señales de cierta bioturbación. Hacia techo se encuentran finas intercalaciones de calizas micríticas.

13.- 0,4m : Calizas biomicríticas *wackestone* a micríticas *mudstone*, masivas. Se reconocen carofitas, pequeños foraminíferos bentónicos y ostrácodos.

14.- 2,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías algo arcillosas de características similares a las del tramo 12.

15.- 0,3m : Nivel de biopelmicrita *wackestone*, muy recristalizada, con algas verdes, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y ostrácodos. Se determinan:

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Pseudolituonella mariae GENDROT
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Ophthalmidium sp.

16.- 1,6m : Tramo cubierto.

17.- 0,6m : Calizas lajosas que presentan cierta laminación. Son esencialmente biomicritas *wackestone* a micritas *mudstone* con discórbidos, algunas carofitas y miliólidos de concha hialina. Presentan señales de transformación edáfica moderada.

18.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran calizas biopelmicríticas intraclásticas con textura *packstone*. Presentan cierta proporción de terrígenos (< 10%). Se encuentran abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos y pelecípodos. Se ha identificado:

Cuneolina sp.

19.- 1,4m : 1,6m : Calizas tableadas en niveles de 0,05 a 0,2m (tendencia ligeramente estratodecreciente). Están constituidas por biomicritas a bioesparitas *packstone-grainstone*, con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y bioclastos no identificados. Entre los microfósiles se han identificado los siguientes:

Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Scandonea samnitica DE CASTRO
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Pseudolituonella mariae GENDROT
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB.)
Ophthalmidium sp.
Tritaxia sp.

20.- 2,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías poco arcillosas, ocres, con alguna pasada intercalada de calizas más compactas y blancas, que son micritas a biomicritas *mudstone-wackestone* con ostrácodos, rotaliformas y pequeños miliólidos de concha hialina. Así mismo se encuentran finas intercalaciones calcareníticas con foraminíferos bentónicos diversos. Se ha identificado la siguiente asociación paleontológica:

Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Ophthalmidium sp.
Stensiöina surrentina TORRE

21.- 7,4m : Tramo de calizas muy recristalizadas, estratificadas en niveles de 0,05 a 0,2m masivos y de color claro. Son fundamentalmente micritas *mudstone* o biomicritas *wackestone* con carofitas y escasos discórbidos y foraminíferos bentónicos; e intercalaciones de biomicritas *packstone* con abundantes miliólidos, otros foraminíferos, placas de equínidos y otros bioclastos.

22.- 3m : Tramo cubierto.

23.- 2,2m : Calizas finamente tableadas (niveles de 0,1m) que son fundamentalmente intrabiomicritas y biomicritas *packstone -rudstone* con restos de rudistas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se reconocen cantos negros.

24.- 8,4m : Tramo semicubierto. Afloran calizas tableadas de características similares a las del tramo infrayacente. Se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

25.- 2,4m : Tramo de calizas estratificadas en bancos decimétricos mal definidos (por aflorar con buzamiento a favor de la pendiente), que son esencialmente micritas *mudstone* con restos de carofitas, abundantes gasterópodos y algunos ostrácodos. También se observan cantos negros y, a techo de algunos bancos, señales de transformación edáfica (micronodulización, melanización...) y pueden ser en estos puntos, fétidas.

26.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran micritas fosilíferas *mudstone* y biopelmicritas *wackestone*, con abundantes miliólidos, discórbidos, otros foraminíferos, ostrácodos y algunas carofitas. Pueden presentar moderada transformación edáfica.

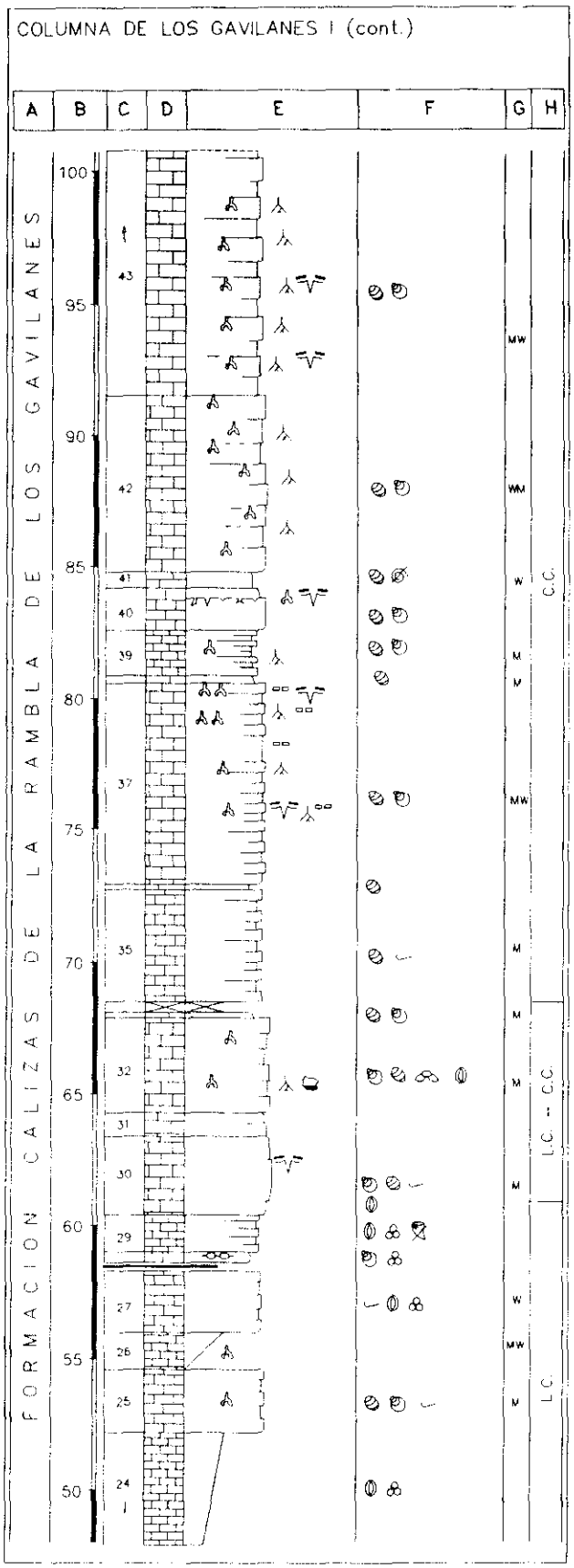
27.- 2,4m : Calizas mal estratificadas en niveles decimétricos masivos, en los que destaca la presencia de biomicritas *wackestone*, con ostrácodos, miliólidos y otros foraminíferos y bioclastos.

-------falla-------

28.- 0,4m : Nivel noduloso de calizas biopelmicríticas (*wackestone* fundamentalmente), levemente limosas (< 5%), bioturbadas, en las que destaca la presencia de gasterópodos y foraminíferos bentónicos.

29.- 1,4m : Calizas bien estratificadas en niveles de 0,3m aprox., que son esencialmente biomicritas con abundantes miliólidos, otros foraminíferos y restos de rudistas.

30.- 3m : Calizas bastante masivas, blancas. son funda-



mentalmente micritas *mudstone* con gasterópodos, restos de carofitas y ostrácodos. Presentan señales de exposición subaérea (grietas de retracción...). También aparecen intercalaciones más fosilíferas, con miliólidos.

31.- 0,9m : Calizas blancas muy recristalizadas, en dos bancos de 0,5 y 0,4m respectivamente.

32.- 3,6m : Calizas en bancos compactos de 0,6m, masivos y mal definidos, que están esencialmente compuestos por micritas fosilíferas *mudstone* con gasterópodos, oogonios de caráceas, discórbidos, ostrácodos y muy escasos miliólidos. Estas facies presentan sobreimpuestas, a techo de los bancos, señales de exposición subaérea: microkarstificación, sedimento interno geopetal, posibles huellas de raíces, micritización, micronodulización...

33.- 0,2m : Banco de caliza micrítica con carofitas y gasterópodos.

34.- 0,4m : Tramo cubierto.

35.- 4,2m : Calizas blancas o cremas estratificadas en niveles de 0,4m, formadas por micritas fosilíferas y levemente intraclásticas *mudstone*, con carofitas y ostrácodos. Hacia techo de los bancos aparecen brechificadas, excepto en el nivel superior, donde aparece una franja de base irregular, con micronodulización y melanización intensas.

36.- 0,2m : Nivel de caliza gris, bastante oscura, con carofitas.

37.- 7,7m : Calizas de color claro, en niveles decimétricos. Son esencialmente micritas a biointramicritas *mudstone-wackestone*, con restos de carofitas y gasterópodos. Los bancos presentan en su techo transformación edáfica, siendo ésta progresivamente más importante conforme nos aproximamos hacia el techo del tramo. Allí son abundantes las huellas de raíces y las grietas de retracción, que aparecen rellenas de caliza de color oscuro e intraclastos.

38.- 0,3m : Caliza de color negro, micrítica, ligeramente limosa (> 10 %) con tallos y oogonios de carofitas, y señales de edafización.

39.- 1,7m : Calizas grises oscuras, estratificadas en niveles de 0,2m y parcialmente brechificadas. Son biointramicritas *wackestone* a micritas *mudstone* con gasterópodos y carofitas. Presentan huellas de raíces y

otras señales de exposición subaérea y pedogénesis intensa.

40.- 1,6m : Calizas blancas, micríticas, con carofitas y gasterópodos en la base, y negras, intraclásticas y fuertemente edafizadas hacia techo. El contacto entre ambas es muy irregular, penetrando la caliza negra en la blanca a favor de huellas de raíces y pequeñas grietas.

41.- 0,6m : Caliza negra y fétida. Está constituida fundamentalmente por biomicritas *wackestone*, con carofitas y otros bioclastos, que están muy transformadas por la pedogénesis: se reconoce una micronodulización muy intensa, huellas de raíces...

42.- 6,7m : Calizas grises oscuras en bancos decimétricos gruesos, que están básicamente constituidos por paleosuelos. Originalmente fueron biopelmicritas (*wackestone*) a micritas (*mudstone*), un poco limosas, con carofitas y gasterópodos.

43.- 10m : Calizas grises en bancos de 0,5 a 1m, fundamentalmente constituidas por biomicritas *wackestone - mudstone* con oogonios de carofitas y gasterópodos. A techo de los bancos son más oscuras, frecuentemente fétidas y presentan micronodulización edáfica. Además se encuentran intercalaciones mas finas (0,2m) de micritas blancas, que también presentan huellas de raíces y grietas de retracción.

44.- 1,3m : Tramo cubierto.

45.- 0,6m : Nivel de caliza gris oscuro. Son micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con gasterópodos, carofitas y otros restos fósiles. Están parcialmente transformadas por pedogénesis.

46.- 4,2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas en bancos decimétricos, de características similares a las del tramo 43. Son esencialmente biomicritas con abundantes gasterópodos y oogonios de carofitas.

47.- 1,4m : Calizas en bancos de 0,3m aprox., que son esencialmente biomicritas *wackestone* con carofitas, gasterópodos, ostrácodos y escasos miliólidos de concha hialina.

48.- 0,9m : Tramo cubierto.

49.- 0,5m : Biomicrita *wackestone-packstone* con acumulación de carofitas y gasterópodos.

50.- 4m : Tramo semicubierto. Afloran calizas mal estratificadas, grises, con carofitas y gasterópodos, parcialmente transformadas por pedogénesis. Intercalados, aparecen niveles de calizas margosas.

51.- 4,9m : Calizas de color gris oscuro mal estratificadas y que son fundamentalmente micritas *mudstone* con gasterópodos y carofitas.

52.- 0,8m : Calizas poco margosas, seminodulosas, que están constituidas por biomicritas intraclásticas *packstone-rudstone*, con acumulación de fragmentos de gasterópodos y de restos de carofitas. Así mismo se reconocen algunos fragmentos de otros moluscos.

53.- 0,3m : Biomicritas *packstone - rudstone* con abundantes gasterópodos, carofitas y fantasmas de otros bioclastos.

54.- 2,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas con gasterópodos y carofitas.

55.- 2,7m : Calizas en bancos decimétricos gruesos que son fundamentalmente biomicritas a micritas *wackestone-mudstone* con carofitas y gasterópodos.

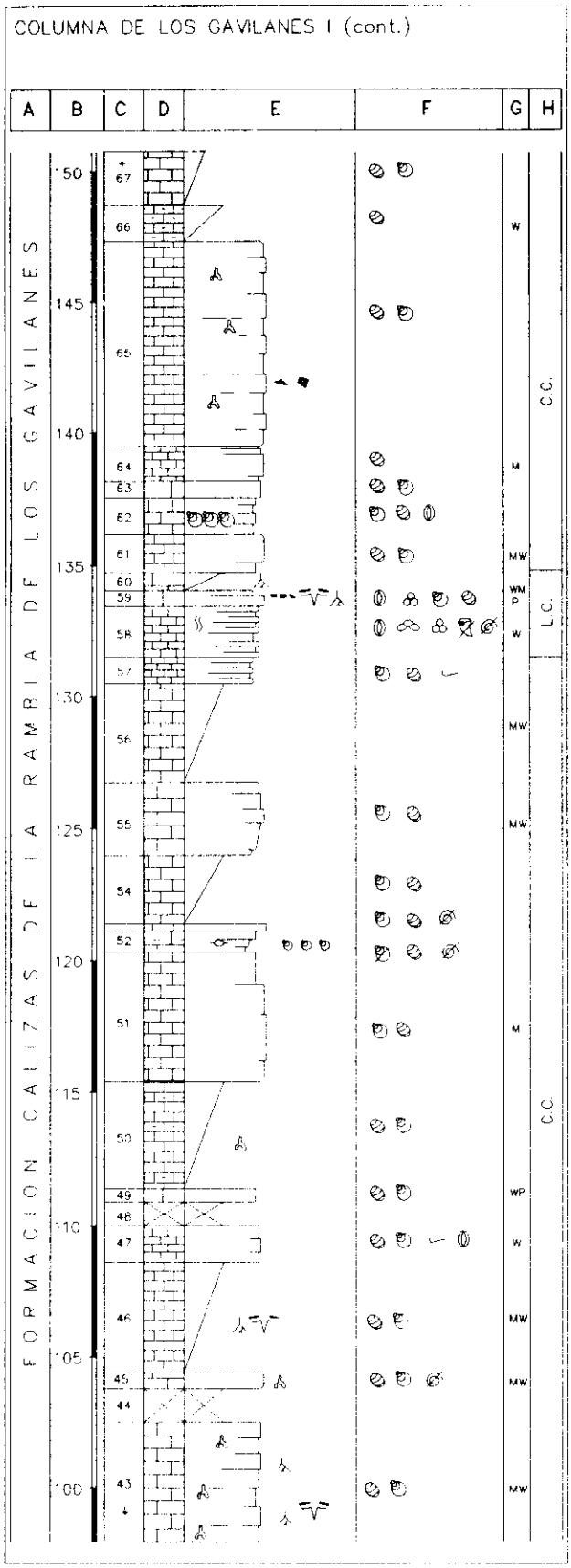
56.- 3,8m : Tramo semicubierto. Afloran calizas de características similares a las del tramo infrayacente.

57.- 1m : Calizas tableadas en niveles de 0,1m que son micritas con algunas carofitas, gasterópodos y ostrácodos.

58.- 1,9m : Calizas en bancos de 0,1-0,2m, levemente arenosas (5%). Son fundamentalmente biomicritas intraclásticas *wackestone* bastante micritizadas y bioturbadas, en las que se reconocen miliólidos, discórbidos, otros foraminíferos bentónicos, fragmentos de rudistas y otros bioclastos.

59.- 0,6m : Biointramicritas *packstone* con miliólidos y otros foraminíferos abundantes. Aparecen cantos negros. Hacia techo se encuentra un nivel fino de biomicritas a micritas *wackestone-mudstone* con gasterópodos, carofitas y escasos miliólidos; que presenta además grietas de retracción y posibles huellas de raíces.

60.- 0,7m : Tramo semicubierto. Afloran calizas margosas con pseudomorfos de pirita y huellas de raíces.



61.- 1,5m : Micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* bastante masivas y de color blanco, con carofitas y gasterópodos.

62.- 1,4m : Biomicritas en bancos de 0,3m aproximadamente, que presentan acumulación de gasterópodos, enteros o fragmentados. También se encuentran carofitas y, más raramente, miliólidos de pequeño tamaño.

63.- 0,6m : Banco de biomicrita con gasterópodos y carofitas.

64.- 1,3m : Calizas en bancos decimétricos, más finos hacia techo. Son micritas *mudstone* con carofitas.

65.- 7,8m : Tramo homogéneo de calizas micríticas en bancos decimétricos, blancas a grises, con gasterópodos y carofitas, que presentan a techo de los bancos señales de edafización (nodulización...). Se encuentran algunos cantos negros.

66.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran calizas margosas con carofitas.

67.- 4m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas de color claro, con carofitas y algún gasterópodo. En algunos puntos presentan una fina laminación subhorizontal. Se encuentra porosidad fenestral (poros agrandados), microkarstificación y micronodulización.

68.- 2,6m : Calizas grises más masivas, con gasterópodos y carofitas.

69.- 3,8m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas con carofitas y gasterópodos, que presentan señales de exposición subaérea (sedimento interno geopetal, microkarstificación, etc.).

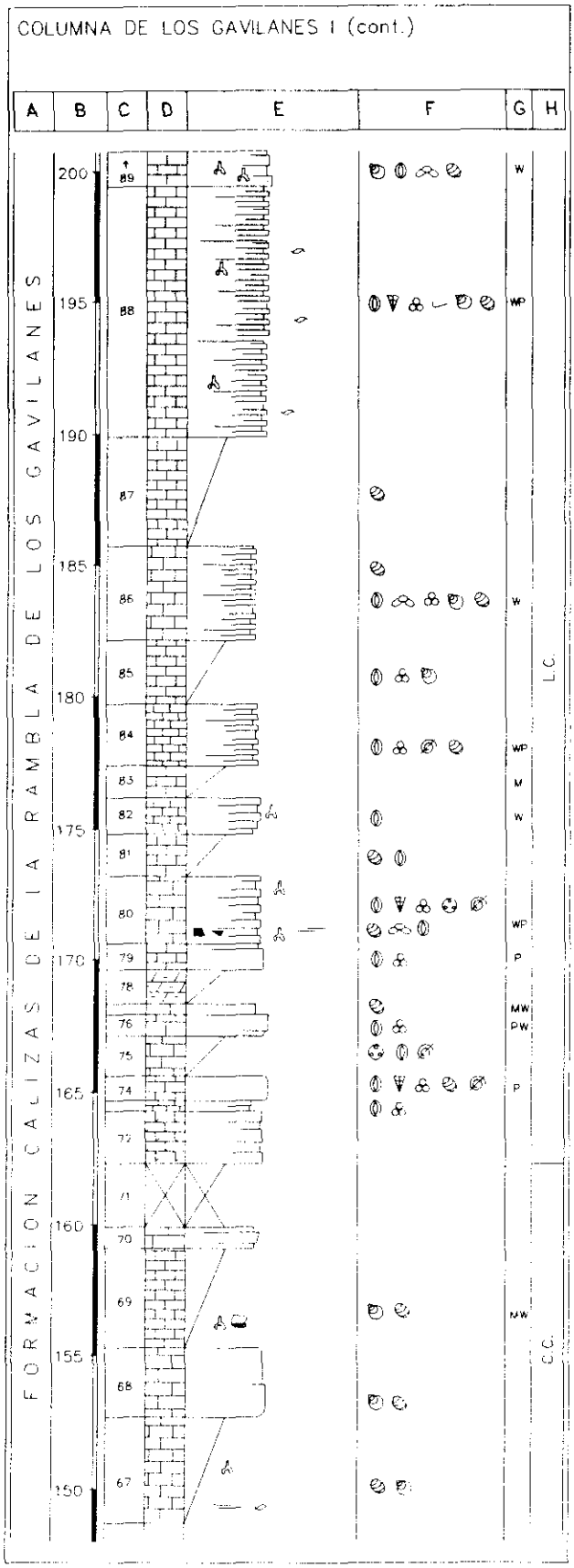
70.- 0,8m : Calizas en bancos de 0,3m aproximadamente que son biointramicritas.

71.- 2,4m : Tramo cubierto.

72.- 2m : Calizas dolomíticas claras, micríticas, en bancos decimétricos masivos.

73.- 0,4m : Calizas tableadas en niveles de 0,1m, que son biomicritas con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

74.- 0,9m : Biopelmicritas *packstone* masivas con miliólidos, textuláridos, discórbidos, otros foraminífe-



ros, carofitas y otros bioclastos.

75.- 1,5m : Tramo muy cubierto. Afloran puntualmente calizas biomicríticas intraclásticas con algas verdes, foraminíferos bentónicos y otros bioclastos.

76.- 0,8m : Pelbiomicritas *packstone-wackestone* con miliólidos y foraminíferos bentónicos.

77.- 0,4m : Micritas *mudstone* con carofitas, de color blanco.

78.- 1,3m : Tramo muy cubierto. Afloran dolomías arcillosas beiges.

79.- 1m : Biopelmicritas *packstone* con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se encuentran algunos cantos negros. A techo del tramo aparece un nivel micrítico con carofitas de 0,1m.

80.- 2,6m : Tramo de calizas en bancos decimétricos finos en el que alternan biopelmicritas *wackestone-packstone* limosas (5-10%), con foraminíferos bentónicos entre los que destacan miliólidos, textuláridos y rotálidos, algas verdes y otros bioclastos; con niveles micríticos, ocasionalmente laminados, con carofitas, discórbidos y algunos miliólidos.

81.- 1,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas nodulares, con carofitas y gasterópodos, muy recristalizadas y transformadas por pedogénesis. Se observa micronodulización, microkarstificación y cantos negros.

82.- 1,4m : Calizas en niveles de 0,2m esencialmente constituidas por biomicritas *wackestone* con carofitas y algunos miliólidos.

83.- 1,2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas *mudstone* con algunos miliólidos. Presentan señales de edafización.

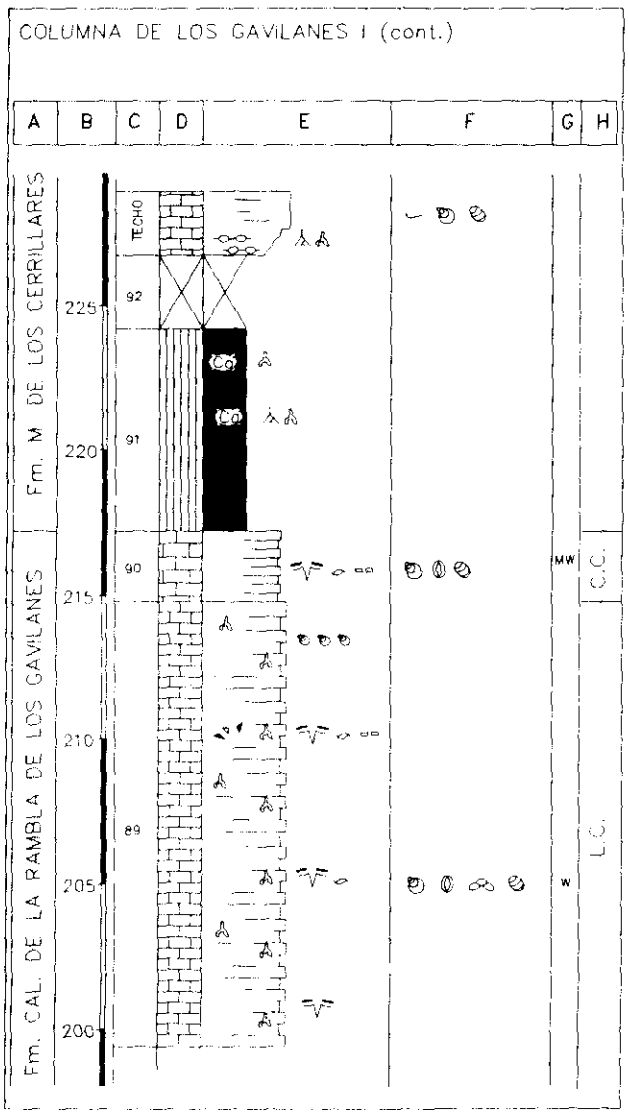
84.- 2,3m : Tramo tableado de calizas blancas. Son fundamentalmente biopelmicritas y biointramicritas *wackestone* a *packstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y bioclastos. También se reconocen algunos oogonios de carofitas.

85.- 2,4m : Tramo semicubierto. Afloran biomicritas de características similares a las del tramo infrayacente, pero tectonizadas. Se reconocen miliólidos, foraminíferos bentónicos y gasterópodos. Se ha identificado:

Murciella cuvillieri FOUR.

86.- 3,6m : Calizas algo arenosas (<5%), tableadas (0,1-0,3m), que son esencialmente biomicritas intraclásticas *wackestone* con miliólidos, discórbidos, lituólidos, otros foraminíferos, gasterópodos, ostrácodos y carofitas. También son importantes los niveles de micritas *mudstone* con caráceas. En el conjunto del tramo se han identificado:

Murciella cuvillieri FOUR.
Ophthalmidium sp.
Cuneolina cylindrica HENSON
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Pseudolituonella mariae GENDROT



87.- 4,2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas recristalizadas con carofitas. Están estratificadas en bancos decimétricos.

88.- 9,5m : Tramo bastante homogéneo de calizas estratificadas en niveles de 0,1-0,2m. En ellas dominan las pelbiomicritas *wackestone* a *packstone*, con miliólidos, textuláridos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos, gasterópodos y carofitas. Muchos bancos presentan porosidad fenestral y señales de edafización. Se identifica:

Murciella cuvillieri FOUR.

89.- 15,4m : Tramo de calizas bien estratificadas en bancos decimétricos. Tienen características similares a las del tramo infrayacente, pero están más transformadas por la pedogénesis y más recristalizadas. Entre el contenido fósil destacan los restos de gasterópodos, miliólidos, discórbidos y carofitas. Se reconocen grietas de retracción, microkarstificación, porosidad fenestral e intraclastos. Se ha identificado:

Murciella cuvillieri FOUR.

90.- 2,4m : Calizas muy recristalizadas estratificadas en niveles decimétricos finos. Son micritas o biomicritas *mudstone-wackestone* con gasterópodos, miliólidos y carofitas. Se encuentran algunos intraclastos, grietas de retracción y porosidad fenestral en algunos puntos.

91.- 7m : Lutitas verdes oscuras con nódulos carbonáticos y rizoconcreciones bastante alineadas, que aumentan hacia techo. Los difractogramas de rayos X revelan una composición esencialmente illítica para las arcillas, con proporciones menores de caolinita.

92.- 2,6m : Tramo cubierto.

Techo.- >2m : Calizas seminodulares muy recristalizadas que presentan ostrácodos, gasterópodos y carofitas. Aparecen bioturbadas por raíces.

20. COLUMNA DE LOS GAVILANES II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **809,6**

Y= **449,6**
Techo: X= **808,9**
Y= **449,8**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 1,8m : Calizas bien estratificadas en bancos decimétricos, fuertemente bioturbados por raíces a techo, donde pueden aparecer también grietas de retracción. Son fundamentalmente biomicritas *wackestone* (a micritas fosilíferas *mudstone*) con miliólidos, rhapydionínidos, gasterópodos, discórbidos, carofitas y ostrácodos. Se identifica:

Murciella cuvillieri FOUR.

2.- 3,9m : Calizas limosas (10%), estratificadas en niveles decimétricos masivos que a veces presentan señales de bioturbación. Pueden presentar cierta laminación, y son fundamentalmente biomicritas bioclásticas (con fragmentos de rudistas, placas de equínidos y escasos foraminíferos bentónicos.

3.- 0,2m : Calizas micríticas *mudstone* con restos de carofitas. A techo aparece una costra ferruginosa.

4.- 1,6m : Calizas tableadas en bancos decimétricos (0,2-0,3m), en ocasiones ligeramente limoso arenosas, que son esencialmente biomicritas *packstone* o *wackestone*, muy recristalizadas, con abundantes foraminíferos bentónicos, entre los que son dominantes los miliólidos. También se aprecian restos de carofitas y gasterópodos. En menor medida aparecen micritas *mudstone*. A techo del tramo se aprecia cierta bioturbación. Se ha identificado:

Murciella cuvillieri FOUR.

5.- 1,7m : Calizas blancas tableadas, de características similares a las del tramo infrayacente, pero en las que los niveles de micritas fosilíferas con carofitas y algunos gasterópodos se hacen dominantes.

6.- 0,8m : Nivel de caliza blanca, masiva y muy recristalizada, que presenta a techo un nivel de 0,05m laminado, ligeramente limoso, y con carofitas y ostrácodos, concentrados en nivelillos.

7.- 0,4m : Calizas muy recristalizadas masivas, con fuerte bioturbación a techo.

8.- 3,2m : Tramo de calizas muy recristalizadas, tableadas en niveles de 0,2-0,3m, fundamentalmente micríticas, de textura *mudstone*, y con abundantes carofitas. En algunos puntos se aprecia laminación subhorizontal.

9.- 0,2m : Nivel finamente laminado, ligeramente arcilloso.

10.- 1m :Calizas estratificadas en bancos de 0,4-0,2m, constituidos por micritas *mudstone* con carofitas.

11.- 1,6m : Tramo de calizas finamente tableadas (nivelitos de 5-10cm), recristalizadas. En algunos puntos se aprecia laminación subhorizontal.

12.- 2,6m : Calizas blancas, estratificadas en bancos más gruesos que los de los tramos anteriores. Son fundamentalmente biomicritas *wackestone*, con abundantes miliólidos, rhapydionínidos, otros foraminíferos, gasterópodos y algunos restos de carofitas. Aparecen moderadamente bioturbadas por raíces. Los huecos dejados por éstas están frecuentemente rellenadas por micritas *mudstone* con gasterópodos y caráceas. Se ha identificado:

Murciella cuvillieri FOUR.

13.- 0,5m : Tramo cubierto.

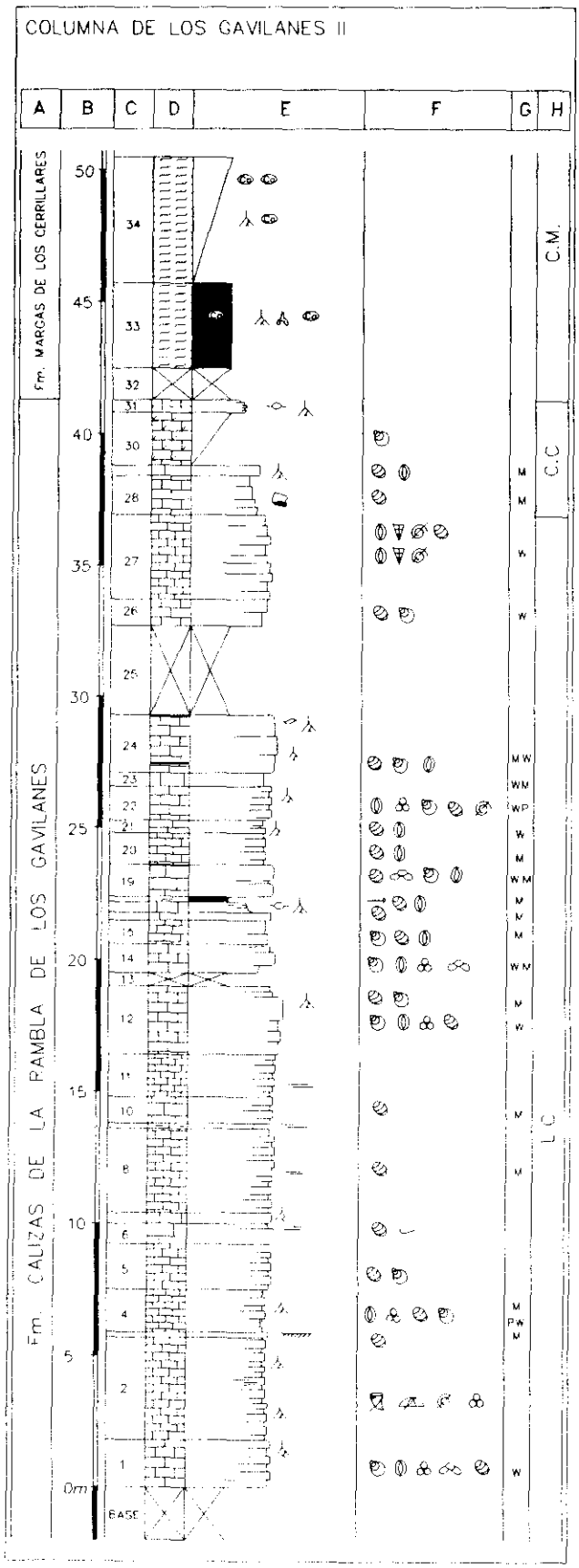
14.- 1,1m : Calizas en bancos decimétricos. Son biomicritas *wackestone* a micritas fosilíferas *mudstone*, con gasterópodos, escasos miliólidos, discórbidos y otros foraminíferos. Aparecen intensamente bioturbadas a techo, por raíces. En el conjunto del tramo se identifican:

Murciella cuvillieri FOUR.
Quinqueloculina sp.

15.- 0,9m : Tramo formado por micritas fosilíferas *mudstone*, con gasterópodos muy abundantes, algunos oogonios de carofitas y escasos miliólidos. Presentan intensa bioturbación de raíces. Los huecos dejados por éstas tienen un relleno diverso: intraclastos, micrita, algunos miliólidos y bioclastos; que esta frecuentemente melanizado.

16.- 0,3m : Nivel de micritas *mudstone* con acumulación de oogonios y otros restos de carofitas.

17.- 0,4m : Calizas limosas, nodulares, que son fundamentalmente micritas con algunos miliólidos y



oogonios de caráceas. Están intensamente bioturbadas por raíces.

18.- 0,2m : Margas beiges, masivas.

19.- 1,2m : Calizas en dos bancos gruesos, separados por un tercero mucho más fino. Están constituidos por micritas fosilíferas *mudstone* o biomicritas *wackestone*, con abundantes oogonios de carofitas. En menor proporción aparecen gasterópodos, discórbidos y algunos miliólidos. El pequeño tramo central representa una acumulación de carofitas.

20.- 1,2m : Calizas blancas, recristalizadas y finamente tableadas. Son micritas fosilíferas *mudstone* con carofitas y escasos miliólidos.

21.- 0,5m : Biomicritas *wackestone* escasamente limosas, en niveles de 0,1-0,2m, con bioturbación importante a techo del tramo. Se reconocen carofitas y miliólidos.

22.- 1,3m : Tramo de calizas tableadas. Son dominantes las biomicritas *wackestone-packstone*, con miliólidos, rhapydionínidos, otros foraminíferos, gasterópodos, oogonios de carofitas y bioclastos no determinables. Bioturbación intensa a techo.

23.- 0,5m : Biomicrita *wackestone* a micrita *mudstone* con acumulación de oogonios de carofitas y abundantes gasterópodos.

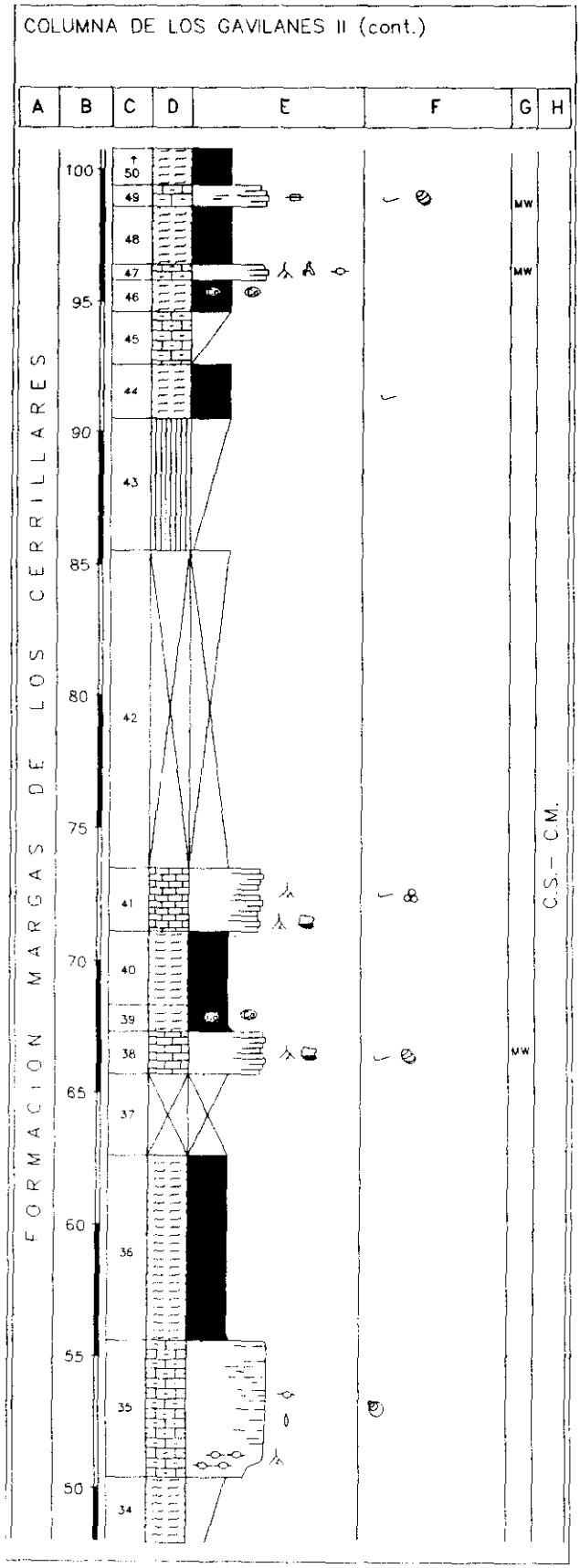
24.- 2,2m : Calizas blancas en bancos gruesos decimétricos que son fundamentalmente micritas fosilíferas *mudstone* o biomicritas *wackestone* con gran cantidad de gasterópodos, restos de carofitas y escasos miliólidos. Presentan fuerte bioturbación de raíces. El último tramo presenta además porosidad fenestral.

25.- 3,4m : Tramo cubierto.

26.- 1m : Tramo constituido por dos bancos calizos de 0,5m aproximadamente. Son biomicritas *wackestone* con caráceas y abundantes gasterópodos.

27.- 3,2m : Calizas en bancos decimétricos. Fundamentalmente son biomicritas *wackestone* con miliólidos, textuláridos y bioclastos no determinados. Hacia techo los oogonios de carofitas coexisten con ellos.

28.- 1,5m : Calizas micríticas *mudstone* con restos de carofitas. Se aprecian señales de microkarstificación.



29.- 0,4m : Micritas con oogonios de carofitas y escasos miliólidos. Intensa bioturbación de raíces.

30.- 2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas parcialmente dolomitizadas que presentan abundantes gasterópodos. Están bastante ferruginizadas.

31.- 0,5m : Calizas blancas arcillosas finamente estratificadas en niveles centimétricos seminodulares.

32.- 1,2m : Tramo cubierto.

33.- 3,2m : Margas verdes oscuro masivas, con nódulos carbonáticos blancos y rizoconcreciones.

34.- 4,8m : Tramo semicubierto. Afloran margas verdes de características similares a las del tramo infrayacente, pero la proporción de carbonato es mayor y aumenta hacia techo.

35.- 5,2m : Calizas poco arcillosas, parcialmente dolomitizadas, seminodulosas en la base, que presentan gasterópodos y huellas de raíces, así como posibles de cristales lenticulares de yeso.

36.- 7m : Margas verdes masivas. Los difractogramas de rayos X revelan una composición esencialmente illítica para las arcillas.

37.- 3,1m : Tramo cubierto.

38.- 1,6m : Calizas micríticas grises que presentan huellas de raíces así como señales de microdisolución, sedimentos internos geopetales, etc.

39.- 1m : Margas grises con abundantes nódulos carbonáticos.

40.- 2,8m : Lutitas margosas a margas verdes muy oscuras, masivas. La composición de las arcillas es casi exclusivamente illítica.

41.- 2,4m : Calizas micríticas con ostrácodos y carofitas, de color gris, estratificadas en niveles decimétricos finos y que presentan huellas de raíces, señales de microkarstificación y otros caracteres edáficos.

42.- 12m : Tramo cubierto.

43.- 5m : Tramo semicubierto. Afloran lutitas verdes de características similares a las del tramo suprayacen-

te.

44.- 2,1m : Tramo de margas (a lutitas) verdes masivas, que afloran mal. Hacia techo pasan a calizas margosas beiges. De los levigados de estas últimas se han obtenido los siguientes ostrácodos:

Neocyprideis murciensis DAM. & FOUR.
aff. *Hermanites* sp. 1 de LIEBAU (1971)
Paracandona sp.

45.- 2m : Tramo muy cubierto. Afloran calizas margosas blancas, compactas.

46.- 1,2m : Margas verdes con muchos nódulos carbonáticos: La proporción de estos aumenta hacia techo.

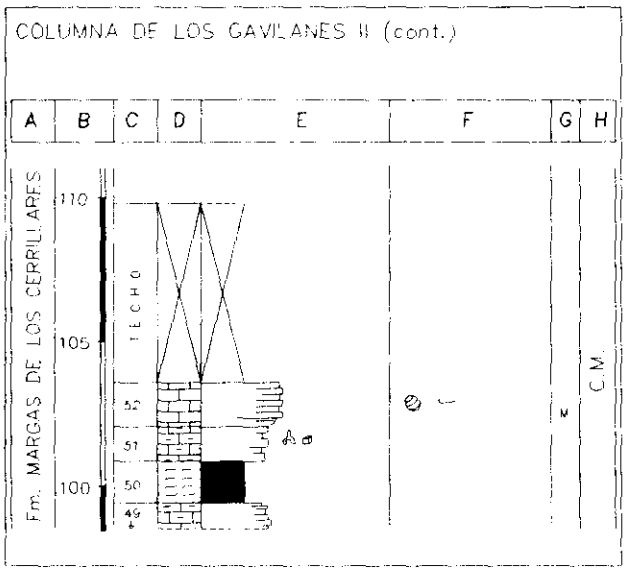
47.- 0,6m : Calizas arcillosas, de color blanco y seminodulosas. Presentan señales de intensa transformación edáfica, destacando las huellas de raíces.

48.- 2,2m : Margas verdes oscuras.

49.- 0,8m : Calizas muy margosas, tableadas en bancos de 0,2m finamente lajosos o laminados. A partir de levigados de muestras procedentes de los niveles menos compactos se han obtenido ostrácodos y carofitas. En ellos se han determinado:

Neocyprideis murciensis DAM. y FOUR.
Saportanella maslovi GRAMB.
Saportanella elongata GRAMB. y GUT.

50.- 1,5m : Tramo de margas verdes masivas, que afloran mal.



51.- 1,2m : Calizas poco arcillosas en niveles decimétricos que presentan señales de moderada edafización y cristales de pirita bastante oxidados.

52.- 1,5m : Calizas grises mal estratificadas en niveles de 0,1 a 0,2m que presentan contactos ondulados. Son micritas fosilíferas *mudstone* con ostrácodos y carofitas.

Techo.- 50m : Tramo cubierto hasta que afloran los primeros yesos.

21. COLUMNA DE LOS GAVILANES III

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **808,5**
Y= **449,2**
Techo: X= **808,4**
Y= **449,3**

Base.- Tramo muy cubierto. Afloran lutitas de tonos verdosos a grises.

1.- 1,4m : Calizas algo margosas, de color blanco y nodulosas. Son micritas fosilíferas *mudstone*, muy recristalizadas, en las que se reconocen, fantasmas de algunos bioclastos.

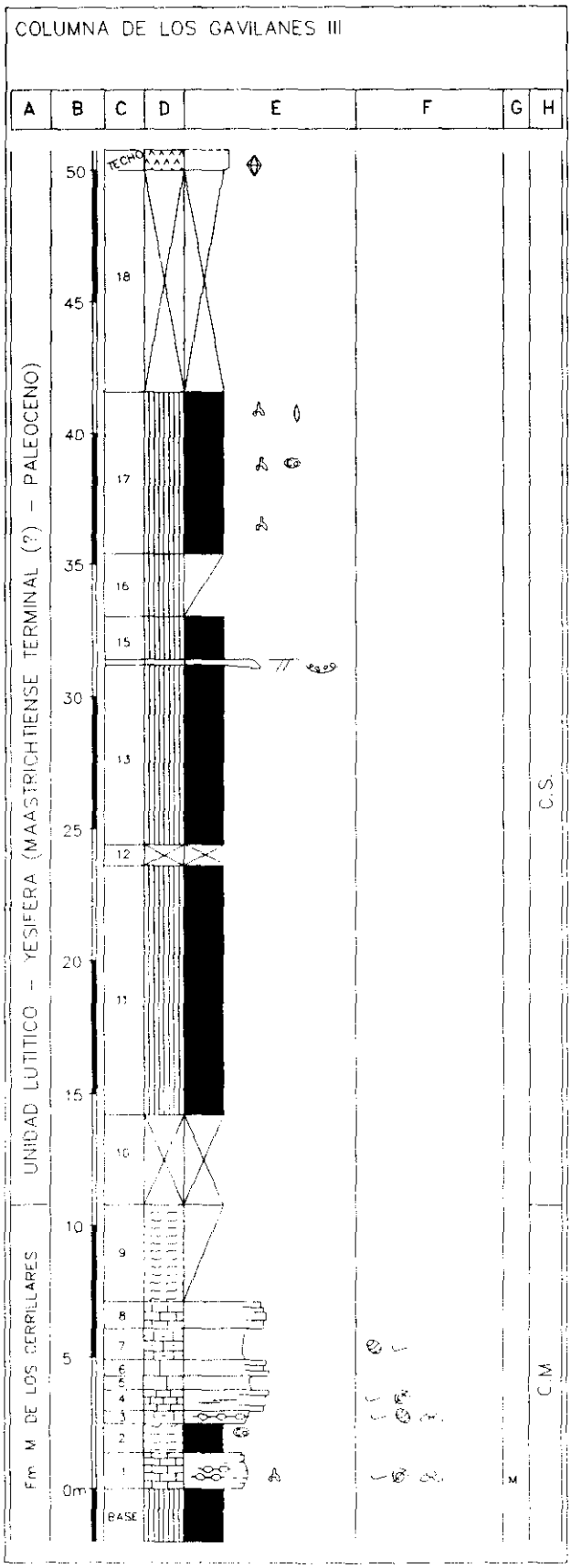
2.- 1,1m : Margas verdes con nódulos carbonáticos hacia techo.

3.- 0,5m : Nivel noduloso de calizas margosas, de tonos verdosos y claros. Se reconocen abundantes ostrácodos y carofitas, así como escasos foraminíferos. Se han determinado:

Neocyprideis murciensis DAM. & FOUR.
Saportanella maslovi GRAMB.
Saportanella elongata GRAMB. y GUT.
Amblyochara begudiana GRAMB.
Planoglobulina carseyae (PLUMM.)

4.- 0,8m : Calizas en bancos de 0,2-0,3m, que presentan en algunos puntos cierta laminación subhorizontal.

5.- 0,5m : Calizas margosas o limosas (<5%) verdes



que afloran mal al estar bastante encostradas. Presentan fantasmas de bioclastos.

6.- 0,6m : Calizas limosas parcialmente dolomitizadas, *en pequeños bancos tableados.*

7.- 1,2m : Calizas margosas, verdes a ocres, que afloran mal por estar bastante cubiertas por una costra. Se reconocen oogonios de carofitas.

8.- 1m : Calizas grises micríticas mal estratificadas en niveles de 0,3m aprox., *masivos. Son seminodulares a* techo.

9.- 3,7m .: Tramo semicubierto. Afloran margas verdes masivas.

10.- 3,4m : Tramo cubierto.

11.- 9,4m : Lutitas rojas masivas.

12.- 0,8m : Tramo cubierto.

13.- 6,8m : Tramo de lutitas verdes y rojas, en ocasiones abigarradas.

14.- 0,2m : Nivel de areniscas con cemento carbonático, de base irregular (erosiva), y con estratificación cruzada planar de gran escala (*sets* decimétricos). En la base aparece un *lag* microconglomerático.

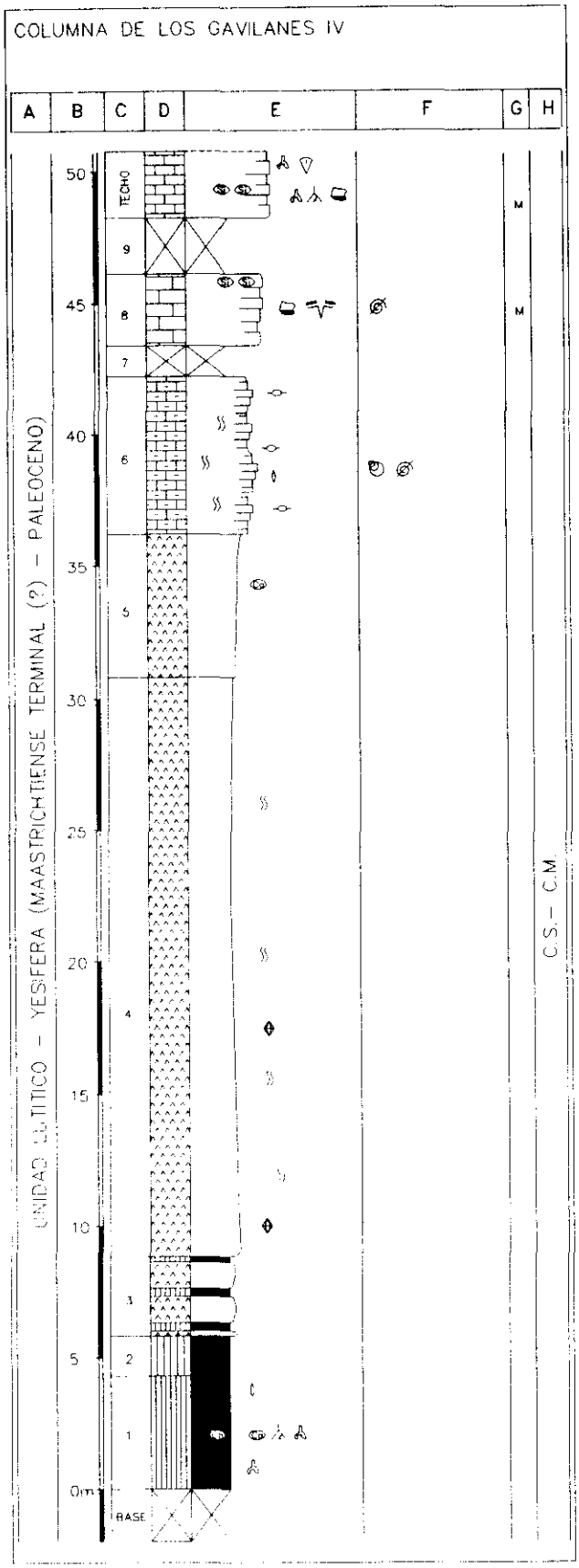
15.- 1,6m : Lutitas rojas con nódulos verdosos.

16.- 2,4m : Semicubierto. Afloran lutitas rojas a verdes, de aspecto abigarrado, similares a las del tramo infrayacente.

17.- 6,2m : Tramo de lutitas fuertemente edafizadas, en las que el aspecto que más llama la atención es la intensa marmorización, con tonos verdes, rojos y amarillos abigarrados. Se encuentran recrecimientos de yesos, y algunos nódulos carbonáticos. Los análisis realizados (difracc. de rayos X) muestran una composición rica en illita, paligorskita, esmectita y caolinita, con indicios de clorita.

18.- 8,4m : Tramo cubierto.

19.- >15m : Yesos masivos, pulverulentos, de tonos beiges a rosados, con recrecimientos secundarios, más compactos (rosetas). También se encuentran cuarzos autigénicos (bipiramidales). En algunos puntos se



aprecian señales de bioturbación. Los análisis mineralógicos (rayos X) muestran la presencia, en algunos puntos, de pequeñas proporciones de arcilla, constituida básicamente por illita y esmectita (de baja cristalinidad).

22. COLUMNA DE LOS GAVILANES IV

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **809,2**
Y= **449,5**
Techo: X= **808,9**
Y= **449,8**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 4,3m : Lutitas amarillas, rojas y verdosas, abigarradas, con concreciones carbonáticas y huellas de raíces. Presentan intensa marmorización y un aspecto abigarrado. Hacia techo se aprecia la presencia de yesos. Los difractogramas de rayos X reflejan una composición mineralógica rica en illita, caolinita y menores proporciones de interestratificados illita - esmectita.

2.- 1,5m : Tramo de lutitas verdes masivas, que afloran mal. Los análisis realizados (difracc. de rayos X) muestran una composición rica en illita, paligorskita y caolinita, con indicios de clorita e interestratificados illita - esmectita.

3.- 3m : Yesos pulverulentos, masivos, que presentan intercalaciones lutíticas verdes. Estos últimos están constituidos básicamente por illita y esmectita (de baja cristalinidad).

4.- 22m : Tramo de yesos masivos, pulverulentos o compactos. Presentan estos últimos señales de bioturbación. En algunos puntos se encuentra cuarzo autigénicos, de color marrón.

5.- 5,4m : Yesos de características similares a las del tramo infrayacente, pero que presentan nódulos carbonáticos,los cuales aumentan en importancia hacia techo.

6.- 6m : Calizas margosas, con estratificación nodular, ferruginizadas, que son micritas con gasterópodos y otros bioclastos, bioturbadas. Presentan pseudomorfos

de yeso, cementos silíceos y ferruginosos.

7.- 1,2m : Tramo cubierto.

8.- 2,7m : Calizas de color gris oscuro, mal estratificadas, que presentan nódulos de silex a techo. Son fundamentalmente micritas fosilíferas, con señales de moderada edafización (grietas de retracción, microkarstificación...).

9.- 2,1m : Tramo cubierto.

Techo.- >20m : Calizas en bancos decimétricos (0,2-0,6m), que presentan grandes nódulos de silex. Hacia arriba pasan a calizas en bancos decimétricos (0,2-0,6m), masivos, en origen posiblemente micritas, fuertemente transformadas después por la pedogénesis. Se encuentra abundante *Microcodium*, huellas de raíces, porosidad fenestral, rellenos internos geopetales, pequeñas costras laminares, etc. Fourcade (1970) cita la presencia de *Lagynopora* sp., taxón que aparece en el Terciario.

23. COLUMNA MORRÓN DEL PUERTO

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **814,5**
Y= **449,5**
Techo: X= **813,8**
Y= **450,3**

Base.- > 10m : Arenas de grano fino a medio, rojizas, rosadas u ocres, masivas, o con estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos), e intercalaciones lutíticas y arcilloso - dolomíticas poco importantes.

1.- 0,8m : Dolomías muy arenosas (>35%, llegan a ser areniscas dolomíticas en la base), masivas, con muy intensa bioturbación a techo. Tienen color ocre.

2.- 1,3m : Dolomías arenosas de tonos ocres a verdosos, que presentan gran cantidad de pectínidos en zonas próximas a la base. Hacia techo se reconocen fantasmas de rudistas cónicos pequeños y de otros restos de fauna.

3.- 2m : Dolomías mal estratificadas en niveles decimétricos en los que destacan las señales de una bioturbación intensa. Se reconocen pectínidos, algunos rudistas y otros restos de fauna no identificable. Sobre el último nivel hay una superficie ferruginosa.

4.- 0,4m : Dolomías limoso arenosas (5-10%) seminodulares y poco compactas, de tonos amarillentos abigarrados. Fantasmas de bioclastos, entre los que se reconocen orbitolínidos.

5.- 0,2m : Banco de dolomía beige, masiva y compacta.

6.- 2,5m : Dolomías mal estratificadas en niveles decimétricos, masivos, que presentan una bioturbación intensa. Destacan los orbitolínidos que dan acumulaciones importantes, así como fantasmas de otros bioclastos. Sobre el tramo aparece una costra ferruginosa bien desarrollada.

7.- 2,1m : Dolomías masivas grises, con porosidad móldica de origen bioclástico dispersa. A techo se encuentra una superficie ferruginosa de escaso desarrollo.

8.- 2,5m . Dolomías con estratificación cruzada planar de gran escala, aunque bastante difusa. Se reconocen fantasmas de bioclastos, destacando la presencia de orbitolínidos.

9.- 0,6m : Dolomía masiva gris.

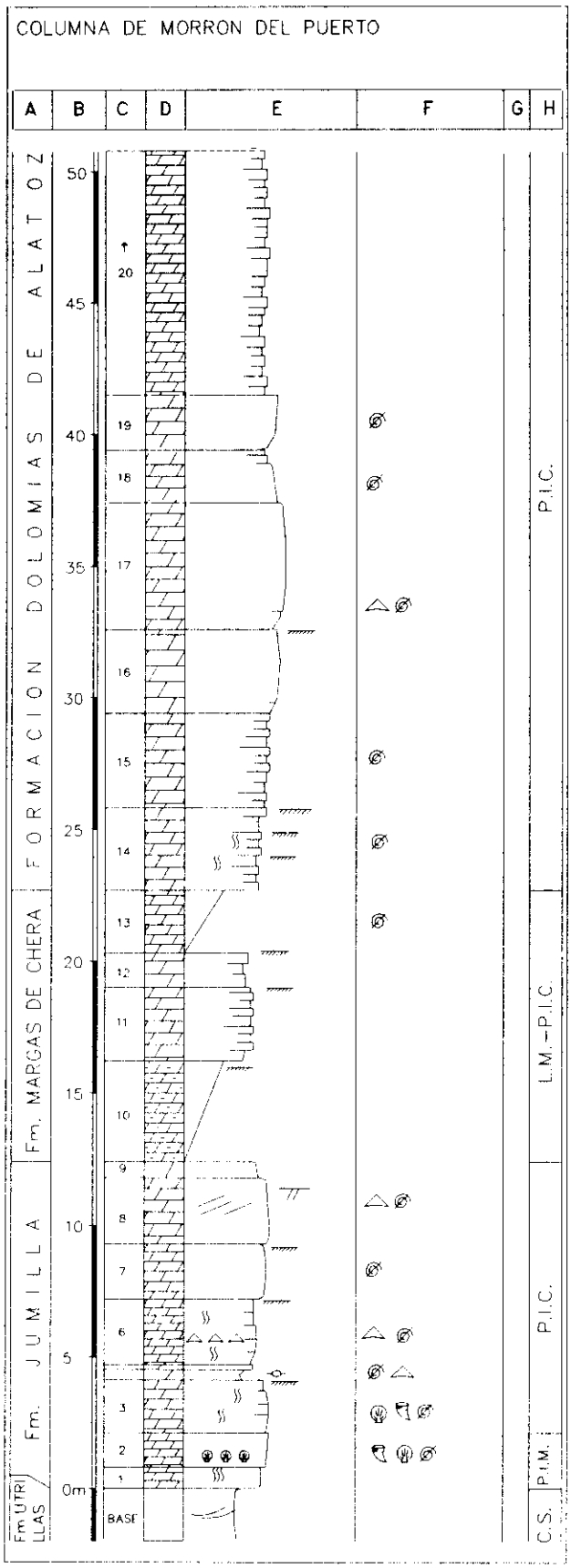
10.- 3,8m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosolimosas meso a macrocristalinas, de tonos ocres y aspecto sacaroideo. A techo se reconoce una zona más ferruginizada, y una costra ferruginosa poco desarrollada.

11.- 2,8m : Dolomías beiges a ocres, en bancos decimétricos mal definidos, masivos. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

12.- 1,3m : Dolomías de características similares a las del tramo infrayacente. Superficie ferruginosa de poco desarrollo a techo.

13.- 2,4m : Semicubierto. Afloran dolomías mal estratificadas con fantasmas de bioclastos, muy similares a las de los tramos 11 y 12.

14.- 3,1m : Dolomías en bancos de 0,3-0,5m, masivos, limitados por superficies ferruginosas y en los que se



preservan, puntualmente, señales de bioturbación importante. Igualmente se reconoce abundante porosidad móldica de origen bioclástico. El último nivel esta coronado por una costra de mayor desarrollo que las restantes.

15.- 3,6m : Tramo muy homogéneo de dolomías en bancos decimétricos, similares a los del tramo anterior pero no ferruginizados a techo. Se reconocen algunos fantasmas de bioclastos.

16.- 3,2m : Dolomía masiva. A techo presenta una superficie ferruginizada.

17.- 4,8m : Dolomía gris a beige, masiva, muy compacta, en la que se reconocen fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos.

18.- 2m : Dolomía gris a beige, muy compacta, que presenta hacia techo una estratificación en niveles decimétricos. Son muy bioclásticas y la textura original calcarenítica se preserva en algunas zonas.

19.- 2,1m : Dolomía masiva beige, mesocristalina, con fantasmas de bioclastos.

20.- 9,6m : Dolomías beiges estratificadas en niveles de 0,3-0,4m mal definidos, menos compactas que las del tramo anterior.

21.- 3,2m : Semicubierto. Afloran dolomías de características similares a las del tramo infrayacente.

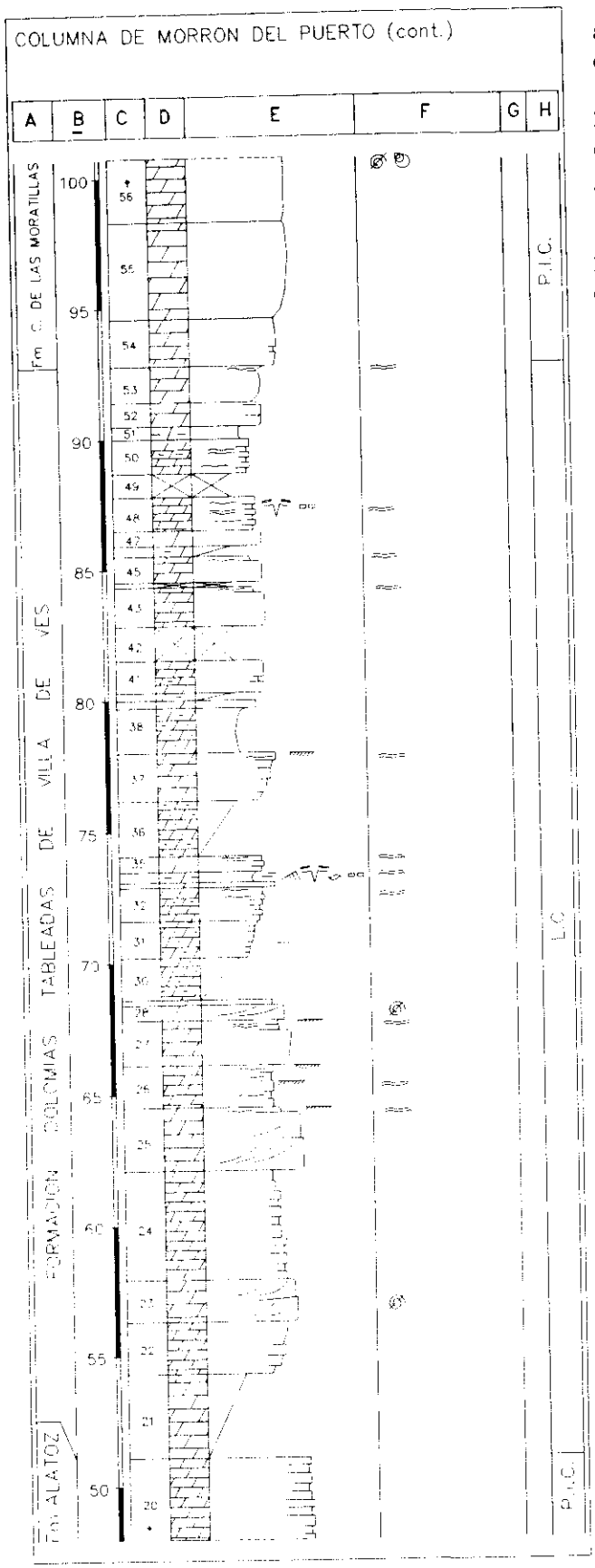
22.- 2m : Dolomías compactas, beiges a ocres, en bancos decimétricos bien definidos, masivos.

23.- 1,6m : Dolomías compactas que presentan estratificación cruzada difusa de gran escala. Fantasmas de bioclastos abundantes.

24.- 4,2m : Dolomías beiges, bien estratificadas en bancos decimétricos masivos.

25.- 2,4m : Tramo constituido por dos niveles de dolomías grises con estratificación cruzada difusa de gran escala. A techo existe un nivel de 0,1m, con laminación subhorizontal estromatolítica (con intercalaciones milimétricas de carácter calcarenítico) y, sobre éste, una superficie ferruginosa.

26.- 1,6m : Dolomías bien estratificadas en niveles de 0,2-0,3m, masivos o con laminación subhorizontal de



algas. Separados por superficies ferruginosas. Una de ellas aparece a techo del tramo.

27.- 1,7m : Tramo dolomítico masivo y de color gris, excepto hacia techo: los últimos 0,4m están tableados y presentan laminación estromatolítica. Una superficie ferruginosa separa este tramo del siguiente.

28.- 0,6m : Dolomías compactas con estratificación cruzada difusa. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

29.- 0,2m : Banco de dolomía masiva.

30.- 1,6m : Semicubierto. Afloran dolomías microcristalinas limoso - arcillosas, de tonos ocres a beiges y que presentan un característico moteado de óxidos de hierro.

31.- 1,4m : Dolomías poco arcillosas, amarillentas, finamente tableadas, con cierta laminación subhorizontal y moteado de óxidos de hierro.

32.- 1,3m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,2m, con laminación subhorizontal de algas cianofíceas; e intercalaciones de dolomías arcillosas amarillentas, con moteado de óxidos de hierro.

33.- 0,2m : Dolomía masiva muy bioclástica.

34.- 0,4m : Dolomías poco arcillosas, microcristalinas, poco compactas y que afloran mal. Se reconoce una fina laminación subparalela, provocada por la alternancia milimétrica de niveles calcareníticos peloidales y con *ripples* y niveles *bindstone* de cianofíceas. Son frecuentes las pequeñas grietas de retracción, la porosidad fenestral y los cantos planos.

35.- 0,6m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,2m, masivos o, hacia techo, con laminación de algas cianofíceas.

36.- 2,1m : Tramo muy cubierto. Puntualmente afloran dolomías arcillosas, amarillentas y con moteado de óxidos de hierro.

37.- 1,8m : Dolomías beiges a grises, en bancos decimétricos mal definidos y masivos, excepto a techo donde son más compactas y presentan laminación subhorizontal de cianofíceas. El tramo está coronado por una superficie ferruginosa.

38.- 1,7m : Dolomías arcilloso - limosas, lajosas y

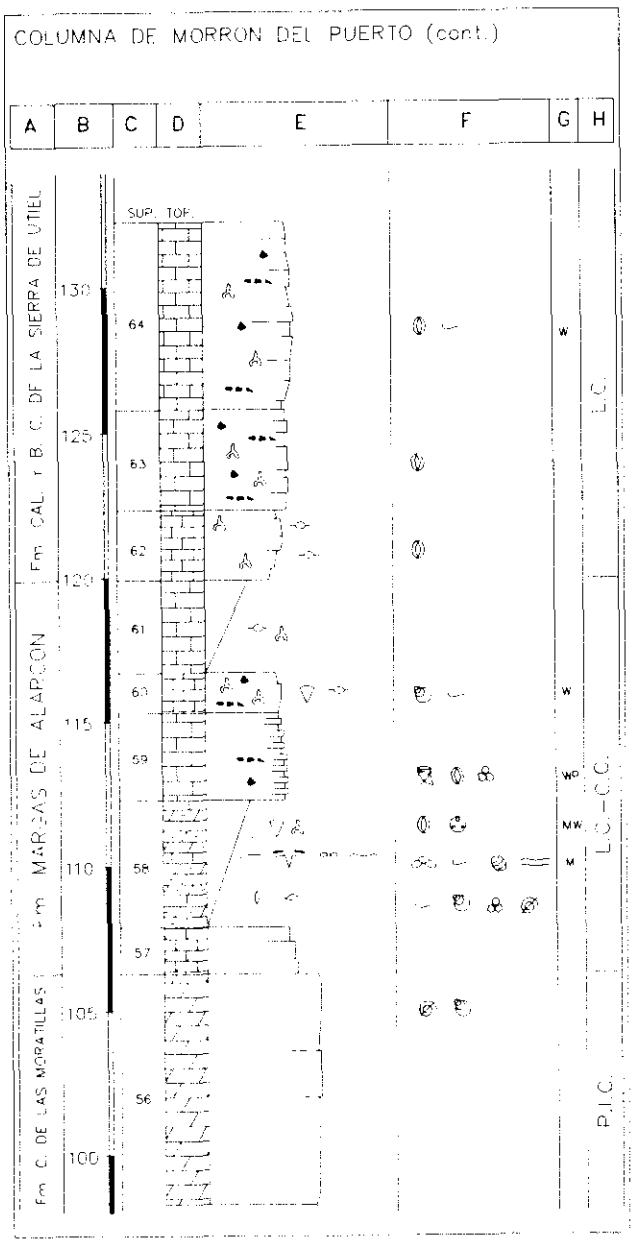
amarillentas.

39.- 0,3m : Dolomía gris masiva.

40.- 0,3m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas de tonos amarillentos, deleznables.

41.- 1,2m : Tramo formado por dos bancos de dolomías grises claras, separados por una intercalación de 0,2m de dolomía arcillosa.

42.- 1,3m : Tramo cubierto.



43.- 1,5m : Dolomía gris muy masiva y compacta, que presenta a techo un nivel de 0,1m de dolomía con laminación algar.

44.- 0,2m : Tramo cubierto.

45.- 1m : Dolomía masiva gris, excepto a techo donde hay una pasada dolomítica bien definida y con laminación estromatolítica.

46.- 0,4m : Semicubierto. Dolomías poco arcillosas, amarillentas y poco compactas, bastante ferruginizadas.

47.- 0,6m : Dolomía gris claro, masiva.

48.- 1,3m : Dolomías finamente tableadas en niveles de 0,1m, que presentan laminación algar, subhorizontal, con pasadas milimétricas calcareníticas, grietas de retracción y cantos planos.

49.- 1,9m : Tramo cubierto.

50.- 1,3m : Dolomías finamente tableadas en niveles de 0,1-0,2m, masivos o con laminación de algas cianofíceas. De modo subordinado se encuentran pasadas de dolomías arcillosas.

51.- 0,5m . Dolomías arcilloso limosas, deleznables, de tonos amarillentos.

52.- 0,9m : Dolomía en dos niveles masivos de 0,4m, y otro más fino a techo.

53.- 1,4m : Dolomía gris claro muy masiva con un nivel con laminación estromatolítica a techo.

54.- 1,8m : Dolomía gris claro a blanca, macrocristalina, muy oquerosa y masiva.

55.- 3,7m : Dolomías grises claro a blancas, macrocristalinas, muy masivas, que dan un leve resalte topográfico. Son muy oquerosas y están fuertemente karstificadas.

56.- 8m : Dolomías blancas o gris claro, muy masivas y parcialmente brechificadas en algunos puntos. En la base continúan siendo muy oquerosas, mientras que a techo lo son menos y se puede reconocer la textura original calcarenítica, con abundantes fantasmas de bioclastos, entre los que se reconoce algún gasterópodo.

57.- 1,6m : Calizas muy dolomitizadas, de color claro, bien estratificadas en bancos decimétricos. Se reconocen pelbiomicritas a pelbioesparitas *packstone - grainstone* con algas verdes, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos y otros restos de macrofauna. Se han determinado:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Quinqueloculina sp.

58.- 4,4m : Semicubierto. Afloran dolomías y calizas poco arcillosas, blancas o cremas alternando con calizas micríticas blancas masivas o finamente laminadas. Están fuertemente recristalizadas y edafizadas. Entre las calizas se diferencian: (a) facies laminadas por alternancia micrométricas de niveles de micritas fosilíferas *mudstone* con carofitas, discórbidos y ostrácodos y niveles *bindstone* estromatolíticos; y (b) calizas micríticas muy recristalizadas, intraclásticas, con escasos miliólidos, otros pequeños foraminíferos, ostrácodos, gasterópodos y *Microcodium*.

59.- 3m : Calizas blancas tableadas en bancos decimétricos. Son biopelmicritas intraclásticas *wackestone - packstone* e incluso pelbioesparitas *grainstone*, que presentan abundantes restos de rudistas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos y cantos negros. Presentan una edafización superpuesta intensa.

60.- 1,4m : Calizas seminodulares *wackestone*, de tonos grises oscuros, mal estratificadas y fétidas. Presentan gran cantidad de cantos negros y están fuertemente edafizadas, encontrándose colonias de *Microcodium*, grietas de retracción, micronodulización y litoclastos procedentes del mismo suelo (fragmentos de costra laminar y prismas de *Microcodium* reelaborados).

61.- 3,2m : Semicubierto. Afloran calizas grises mal estratificadas, fuertemente edafizadas y nodulosas. Tienen características similares a las del tramo infrayacente.

62.- 2,4m Tramo de calizas grises oscuras y con cantos negros, más compactas, aunque algo nodulosas. Son fundamentalmente biopelmicritas con miliólidos que han sufrido una edafización intensa. Se reconoce micronodulización, melanización...

63.- 3,5m : Calizas en niveles decimétricos, a veces mal definidos, masivos o seminodulares, de tono gris oscuro, y con abundantes cantos negros. Esencialmente son pelbiomicritas intraclásticas con cantos negros y miliólidos, que presentan señales de una transformación edáfica importante: micronodulización, etc.

64.- 6,5m : Calizas en niveles decimétricos, blancas o grises, que presentan muchos cantos negros (en ocasiones constituyen brechas intraclásticas, especialmente en la base de algunos bancos). Esencialmente son biopelmicritas intraclásticas *wackestone* con miliólidos y ostrácodos, que presentan señales de transformación pedogenética.

Techo.- Superficie topográfica.

24. COLUMNA DE LA SIERRA DE LA MAGDALENA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **818,9**
Y= **448,2**
Techo: X= **818,8**
Y= **448,5**

Base.- >1m : Dolomías arenosas ocres en bancos de 0,3m masivos, alternando con niveles de arcillas dolomíticas de tonos verdosos. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

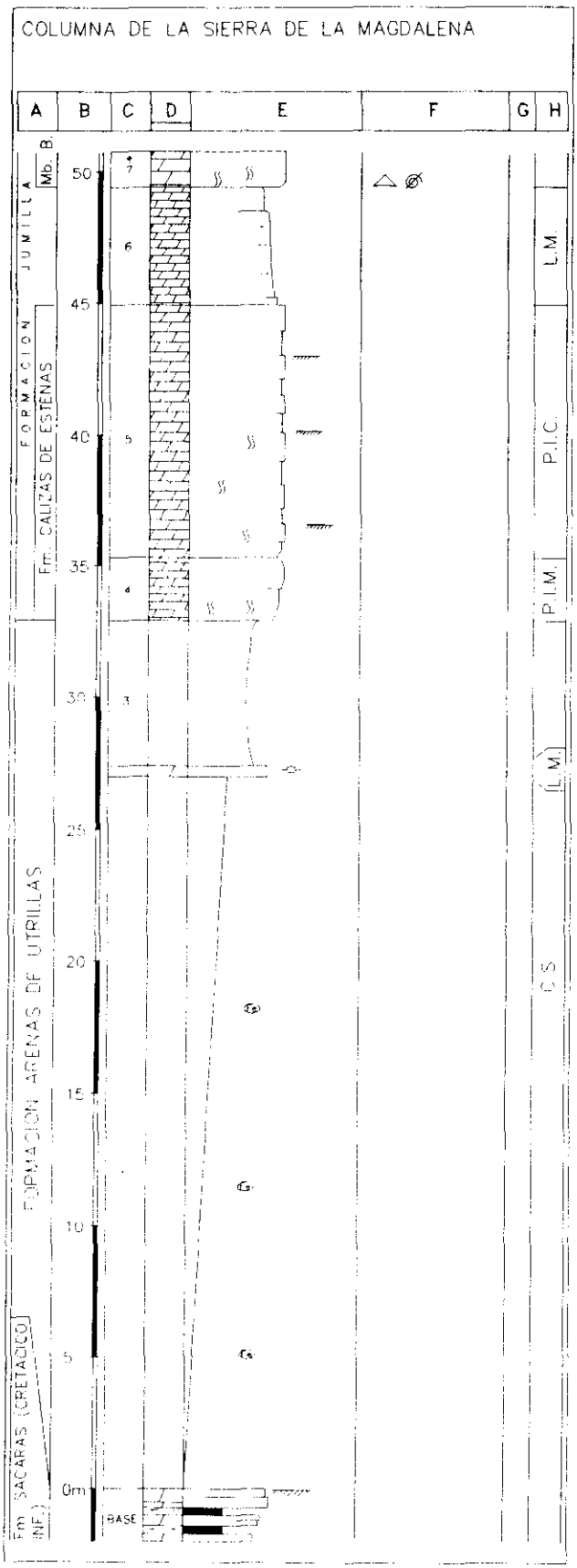
1.- 27m : Semicubierto. Afloran arenas cuarzosas de grano fino y, en menor proporción, lutitas de tonos cremas, rojos, amarillos y verdes, con abundantes costras ferruginosas.

2.- 0,4m : Dolomías limoso - arcillosas de color ocre, seminodulosas.

3.- 5,5m : Arenas beiges poco consolidadas, de grano fino y masivas.

4.- 2,4m : Dolomías limoso arenosas (15%) de tonos ocres a beiges, que presentan muy importante bioturbación en la base. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo.

5.- 9,6m : Dolomías beiges bioclásticas, mal estratificadas en niveles decimétricos y que presentan bioturbación importante. Hacia techo las dolomías se hacen más



compactas, al mismo que las señales de bioturbación se hacen menos abundantes. Se reconoce alguna superficie ferruginosa entre los bancos.

6.- 4,5m : Dolomías limoso arenosas mal estratificadas, que dan un pequeño blando topográfico. Son beiges a ocres, aunque hacia techo presentan tonos más claros.

7.- 2,2m : Dolomías beiges compactas y masivas. Aparecen bioturbadas en la base, donde se reconocen fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos. En el techo se encuentran acumulaciones de rudistas cónicos de pequeño tamaño.

8.- 0,3m : Nivel de dolomía microcristalina de tono más claro, con escasos restos de bioclastos.

9.- 4,3m : Dolomías beiges mal estratificadas o masivas y muy compactas. Son muy bioclásticas, y hacia techo se reconocen acumulaciones de rudistas cónicos, que constituyen pequeñas colonias.

10.- 0,4m : Dolomías claras microcristalinas, de características similares a las del tramo 8.

11.- 11,1m : Dolomías beiges mal estratificadas, de aspecto masivo y muy compactas. De base a techo se diferencian:

2m de dolomías masivas muy bioclásticas y calcareníticas.

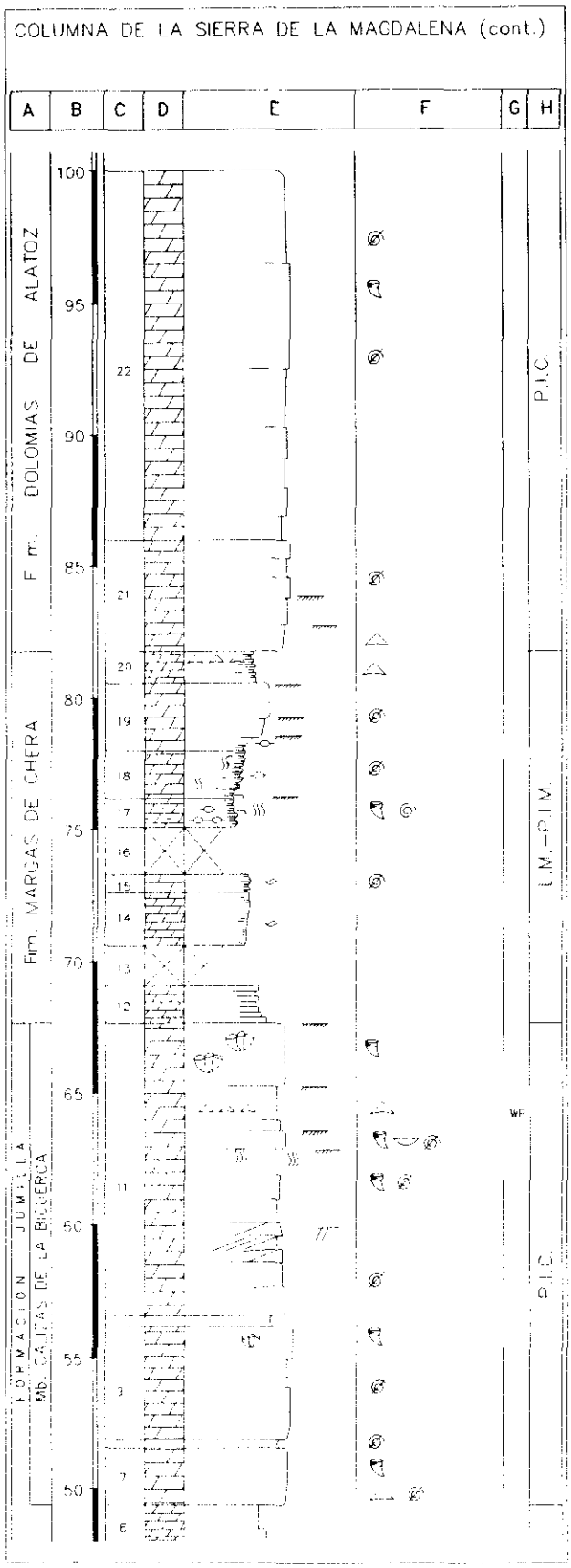
1,5m de dolomías calcareníticas en niveles decimétricos, que presentan estratificación cruzada planar.

2,8m de dolomías masivas (o estratificadas en bancos decimétricos mal definidos), con abundantes restos de pequeños rudistas poco fragmentados y otros bioclastos. Presenta fuerte bioturbación hacia techo, donde se encuentra una costra ferruginosa.

0,7m : Dolomías con abundantes fantasmas de rudistas y otros bivalvos y bioclastos no identificables. Destaca la presencia de una costra ferruginosa en el techo.

0,4m : Dolomía masiva semejante a la del subtramo, Presenta una costra ferruginosa a techo.

1,6m : Dolomías de gramo fino a medio, con acumulación de orbitolínidos (textura original *wackestone-*



packstone). Nivel limitado por una superficie ferruginosa.

2,1m : Banco dolomítico constituido básicamente por una bioacumulación de rudistas (radiolítidos?). A techo hay una costra ferruginosa.

12.- 1,4m : Dolomías de tonos claros y bien estratificadas en niveles de 0,2m.

13.- 1,5m : Tramo cubierto.

14.- 2m : Dolomías limoso arenosas (>20%) ocres, deleznables y muy porosas (aspecto sacaroideo). Afloran mal.

15.- 0,7m : Dolomicritas limosas (<5%) blancas, masivas. Se reconoce una fina porosidad fenestral y, puntualmente, porosidad móldica de origen bioclástico.

16.- 1,8m : Tramo cubierto.

17.- 1,1m : Dolomías arcillosas, nodulares y de tonos ocres a verdes. Reflejan fuerte bioturbación y restos de rudistas y otra fauna. Sobre el nivel aparece una superficie ferruginosa.

18.- 1,8m : Dolomías seminodulares de tonos ocres, bioturbadas, con fantasmas de bioclastos dispersos.

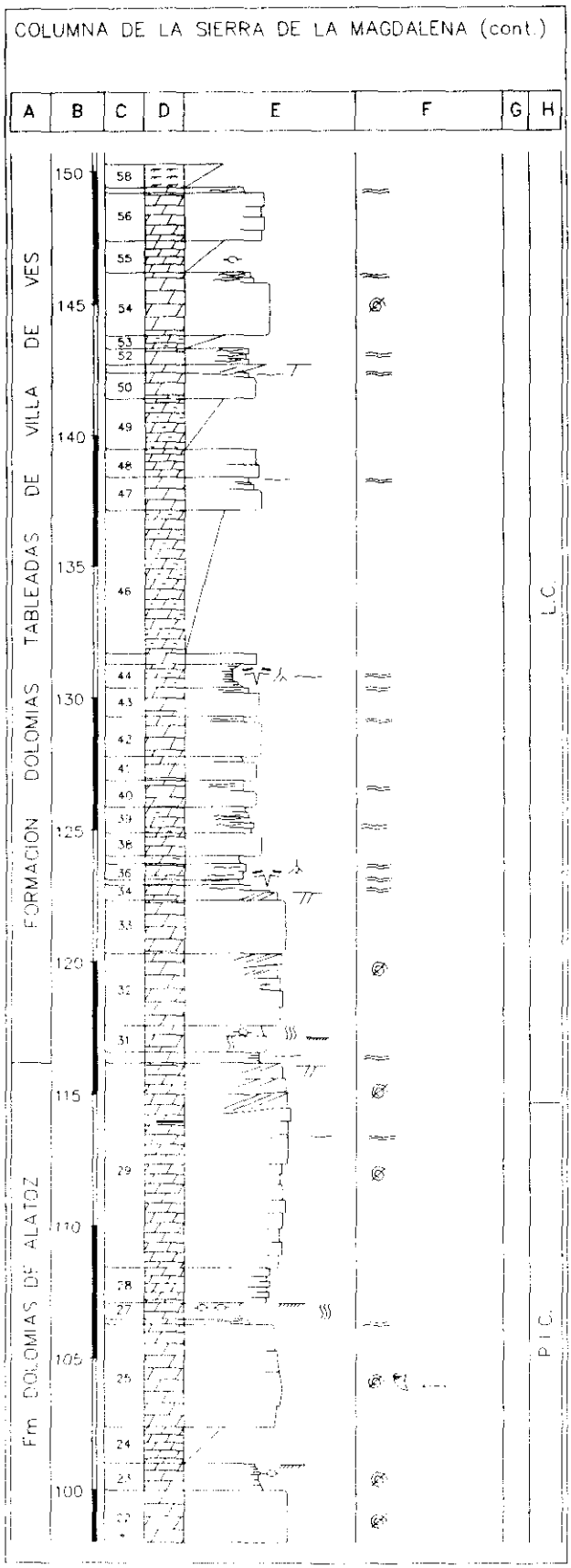
19.- 2,6m : Dolomías beiges compactas, mal estratificadas en bancos de 0,8m, masivos y limitados por pequeñas superficies ferruginosas (también aparece una a techo del tramo). Se reconocen fantasmas de bioclastos.

20.- 1,2m : Dolomías limoso arenosas, amarillentas, que presentan una gran acumulación de orbitolínidos.

21.- 4,2m : Dolomías mal estratificadas en bancos de 0,8m, ocasionalmente limitados por pequeñas costras ferruginosas. Tienen color beige a gris, y son dominantemente mesocristalinas. Destaca la presencia de porosidad móldica de origen bioclástico. Sólo se reconocen orbitolínidos, muy abundantes en la base.

22.- 14m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos de 0,8m a varios metros. Son muy competentes, bioclásticas (con abundante porosidad móldica) y, en algún banco, presentan fantasmas de rudistas.

23.- 1m : Dolomías blancas microcristalinas y semino-



dulosas. Presentan fantasmas de bioclastos dispersos y, en algunos puntos, moteado de óxidos de hierro.

24.- 1,4m : *Semicubierto. Afloran dolomías mal* estratificadas en niveles de 0,2m. Tienen tonos beiges y son muy compactas.

25.- 3,9m : Dolomías beiges estratificadas en bancos de 1,1m (excepto en la base, donde se encuentra uno de 0,3m), que pueden aparecer algo brechificadas en los primeros tramos. Presentan abundante porosidad móldica y se reconocen fantasmas de rudistas y orbitolínidos (?). Hacia techo se hacen calcareníticas. Se ha identificado:

Ichthyosarcolites sp.

26.- 0,2m : Nivel de dolomías beiges que presentan una laminación horizontal debida a la alternancia mili a *centimétrica de niveles calcareníticos y micríticos con* laminación algar.

27.- 0,6m : Dolomías de tonos claros, muy nodulosas a techo, debido a la fuerte bioturbación que presentan. Sobre el tramo se encuentra una superficie ferruginosa.

28.- 1,3m : Dolomías blancas tableadas en niveles decimétricos con fantasmas de bioclastos dispersos y señales de una bioturbación moderada.

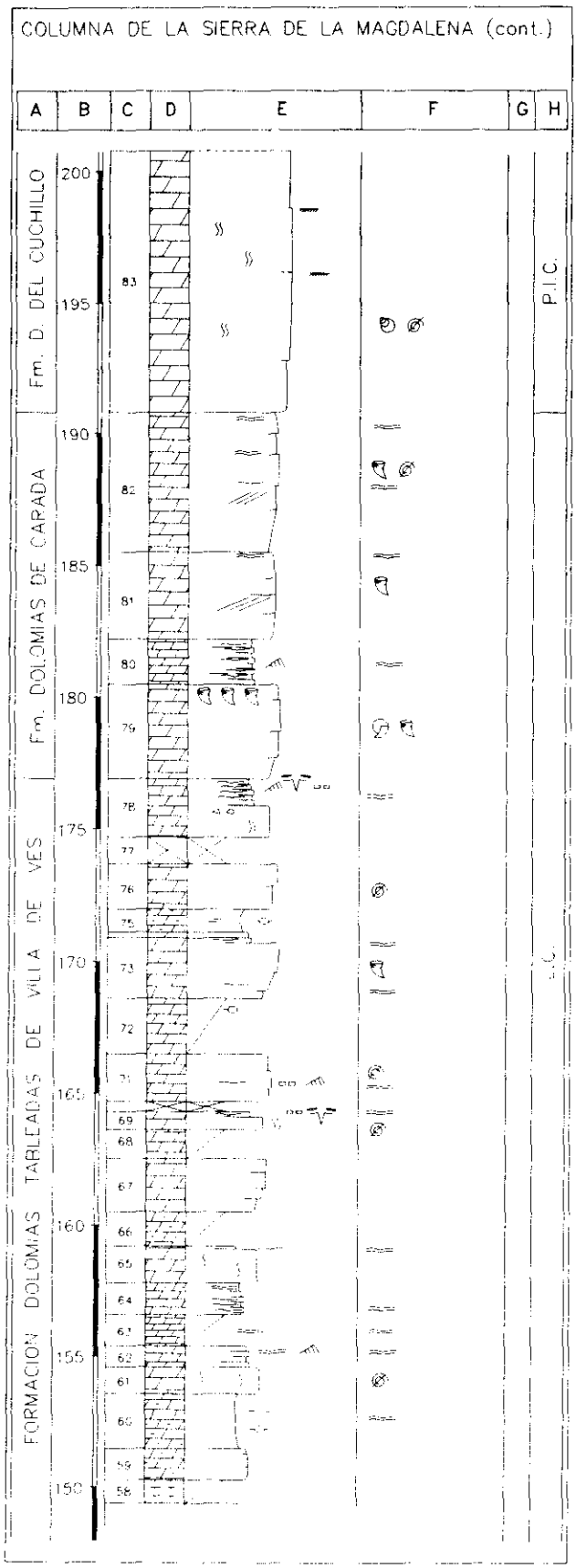
29.- 7,8m : Dolomías grises bien estratificadas en bancos de 0,4 a 1m, *masivos o con laminación cruzada* planar y con textura calcarenítica. Abundantes fantasmas de bioclastos. Próximo al techo se encuentra una intercalación de 5cm, clara y con laminación subhorizontal estromatolítica.

30.- 0,4m : Dolomía clara con laminación subhorizontal por alternancia de niveles milimétricos calcareníticos y estromatolíticos.

31.- 1m : Tramo compuesto por dos niveles de dolomías de tonos claros, separados por una pequeña *superficie ferruginosa. Son seminodulares y tienen* bioturbación importante (mayor en el superior).

32.- 2,7m : Dolomías estratificadas en bancos decimétricos, masivos en la base y con laminación cruzada planar(?) muy difusa en los niveles superiores. Son de naturaleza calcarenítica y bioclástica.

33.- 2m : Dolomía masiva gris. Se reconocen fantas



mas de bioclastos.

34.- 0,6m : Dolomías calcareníticas, con laminación cruzada planar difusa de gran escala (*sets* de 0,2m), sobre las que aparece un nivel de 0,1m de laminación algar.

35.- 0,2m : Dolomías arcillosas blancas, finamente tableadas o lajosas, que presentan laminación de algas cianofíceas y grietas de retracción.

36.- 0,6m : Dolomías claras más compactas, en bancos de 0,2m, con laminación estromatolítica y moteado de óxidos de hierro.

37.- 0,3m : Dolomías arcillosas ocres con motas de óxidos de hierro y huellas de pequeñas raíces.

38.- 0,9m : Dolomía beige masiva.

39.- 1m : Dolomías y dolomías arcillosas (a techo) de tonos claros y tableadas en niveles decimétricos, con laminación de algas y algunas intercalaciones milimétricas de textura calcarenítica, con *ripples*.

40.- 1m : Dolomía masiva gris, sobre la que aparece un nivel de 0,4m de laminación estromatolítica subhorizontal.

41.- 0,9m : Tramo similar al anterior, pero con el término superior (con laminación algar) menos desarrollado.

42.- 1,5m : Dolomía masiva gris, de probable textura original calcarenítica, que a techo presenta un nivel tableado de 0,1m con laminación estromatolítica.

43.- 1,1m : Banco gris dolomítico masivo, en el que, a techo se reconoce un nivel de 0,1m de tonos mas claros.

44.- 0,9m : Dolomías arcillosas blancas (a ocres hacia techo) finamente tableadas en nivelillos centimétricos, en los que se reconoce laminación subhorizontal de algas cianofíceas, con grietas de retraccíon y pequeñas huellas de raíces.

45.- 0,4m : Banco dolomítico masivo.

46.- 5,4m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas de tonos ocres a beiges, con intercalaciones de 0,1-0,2m más compactas de dolomías masivas.

47.- 1,3m : Dolomías bien estratificadas. De base a techo se reconoce:
0,8m : Dolomía gris masiva.
0,5m : Dolomías tableadas en bancos de 0,1m, con laminación subhorizontal de algas cianofíceas.

48.- 1,1m : Tramo formado por dos bancos de dolomía masiva de tonos claros.

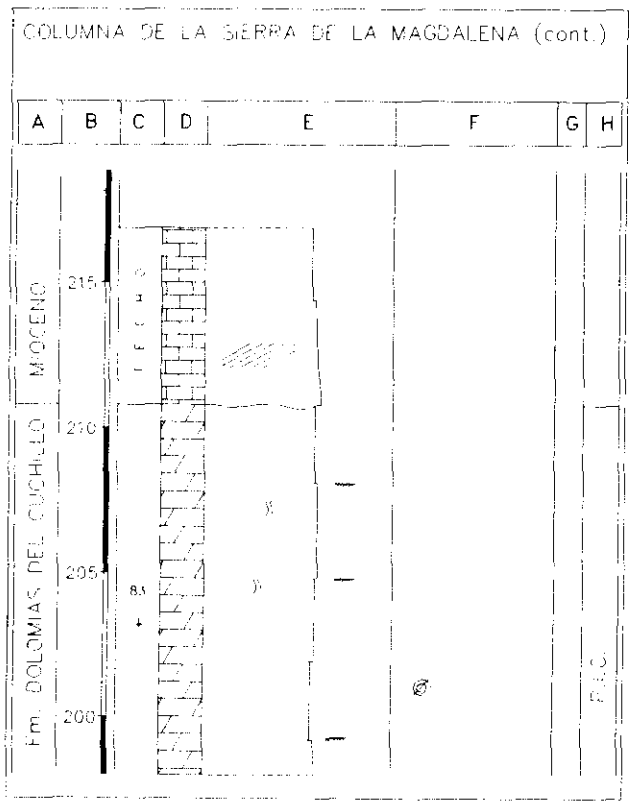
49.- 1,9m : Muy cubierto. Afloran, casi exclusivamente en su parte superior, dolomías arcillosas de tonos claros con intercalaciones centimétricas de dolomías con laminación subhorizontal estromatolítica.

50.- 1m : Banco masivo de dolomía beige (0,8m) sobre el que encontramos otro nivel (0,2m) con laminación estromatolítica muy irregular, con cantos planos y grietas de retracción.

51.- 0,3m : Banco de morfología lenticular de dolomías beiges con estratificación cruzada difusa y base irregular, ligeramente erosiva.

52.- 0,6m : Dolomías bien estratificadas en niveles de 0,2m, que presentan laminación estromatolítica.

53.- 0,5m : Muy cubierto. Afloran dolomías arcillosas blancas.



54.- 2,4m : Dolomía masiva gris con algunos fantasmas de bioclastos (2m), sobre la que se encuentran dos niveles bien estratificados con laminación subhorizontal estromatolítica.

55.- 1,2m : Semicubierto. Dolomías blancas mal estratificadas y seminodulares.

56.- 1,8m : Dolomías grises en bancos decimétricos mal definidos, masivos.

57.- 0,2m : Dolomía con laminación subhorizontal estromatolítica.

58.- 0,9m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas y dolomías arcillosas.

59.- 1,2m : Dolomías arcillosas de aspecto sacaroideo, mal estratificadas y de tonos claros.

60.- 2,1m : Dolomías arcillosas blancas y seminodulosas que presentan moteado de óxidos de hierro. Se reconocen niveles con laminación estromatolítica centimétricos.

61.- 1m: Dolomías beiges masivas con fantasmas de bioclastos (se reconocen fragmentos de bivalvos y señales de bioturbación).

62.- 0,8m : Dolomías finamente tableadas que presentan laminación de origen estromatolítico con abundantes intercalaciones de carácter calcarenítico, con *ripples*.

63.- 1,2m : Semicubierto. Dolomías tableadas con laminación de algas.

64.- 1,2m : Dolomías y dolomías arcillosas pulverulentas (dominantes a techo) finamente tableadas (niveles centimétricos), con laminación de algas y moteado de óxidos de hierro.

65.- 1,4 : Dolomías beiges masivas con señales de bioturbación. A techo se reconoce un nivel centimétrico con laminación de algas.

66.- 1,3m : Semicubierto. Dolomías arcillosas blancas.

67.- 2m : Dolomías muy masivas en bancos decimétricos, con abundantes fantasmas de bioclastos. El nivel basal presenta bioturbación muy alta. Hacia techo se reconocen pasadas con laminación de algas.

68.- 1,1m : Semicubierto. Dolomías microcristalinas, blancas y lajosas o finamente estratificadas. Se reconoce moteado de óxidos de hierro.

69.- 0,7m : Dolomías masivas bioturbadas, muy bioclásticas. Presentan a techo un nivel de 0,1m con laminación de algas, abundantes intraclastos (cantos planos) y grietas de retracción.

70.- 0,4m : Tramo cubierto.

71.- 1,8m : Dolomías en niveles decimétricos con intercalaciones de nivelillos con laminaciones de algas y *ripples*. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

72.- 2,1m : Semicubierto. Dolomías microcristalinas de tonos claros, seminodulosas y con moteado de óxidos de hierro.

73.- 2,3m : Tramo de dolomías masivas bioclásticas, con abundantes fantasmas de rudistas. Presentan intercalaciones con laminaciones de algas (a techo un nivel de 0,25m).

74.- 0,2m : Dolomías blancas masivas.

75.- 0,9m : Dolomías arcillosas seminodulares, en ocasiones finamente laminadas, con moteado de óxidos de hierro.

76.- 1,7m : Dolomías masivas grises con fantasmas de bioclastos.

77.- 1m : Cubierto.

78.- 2,2m : De base a techo se reconocen:

1,2m : Dolomías masivas grises que presentan bioturbación en la base y que pueden estar parcialmente brechificadas.

1m : Dolomías tableadas con laminación estromatolítica, abundantes intraclastos (cantos planos) y grietas de retracción. Presentan intercalaciones milimétricas de carácter calcarenítico y con *ripples*.

79.- 3,6m : Dolomías grises masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos que presentan abundantes rudistas, entre los que predominan los caprínidos. Se ha determinado:

Ichthyosarcolites sp.

80.- 1,7m : Dolomías tableadas blancas que presentan laminación estromatolítica e intercalaciones decimétricas de carácter calcarenítico, con estratificación cruzada a pequeña escala.

81.- 3,3m : Dolomías grises oscuro en las que se reconoce estratificación mal definida en niveles decimétricos. Pueden presentar fantasmas de rudistas o estratificación cruzada de gran escala. A techo aparece un nivel con laminación de algas.

82.- 5,3m : Dolomías grises mal estratificadas que pueden presentar estratificación cruzada difusa o ser masivas. Se reconocen rudistas cónicos y otros bioclastos, así como pasadas con laminación algar, más abundantes hacia techo.

83.- 20m : Dolomías negras masivas en las que se reconocen algunos fantasmas de gasterópodos y otros bioclastos, así como zonas con señales de bioturbación intensa. Pequeñas superficies ferruginosas dibujan una estratificación difusa en bancos métricos.

Techo.- En contacto erosivo se encuentran calcarenitas bioclásticas arenosas, con estratificación cruzada a gran escala, que presentan abundantes algas rojas, nummulites y fragmentos de briozoos y moluscos. Se reconoce un nivel basal de conglomerados calcáreos. Estos niveles son del Mioceno.

25. COLUMNA SIERRA DE LA CINGLA I

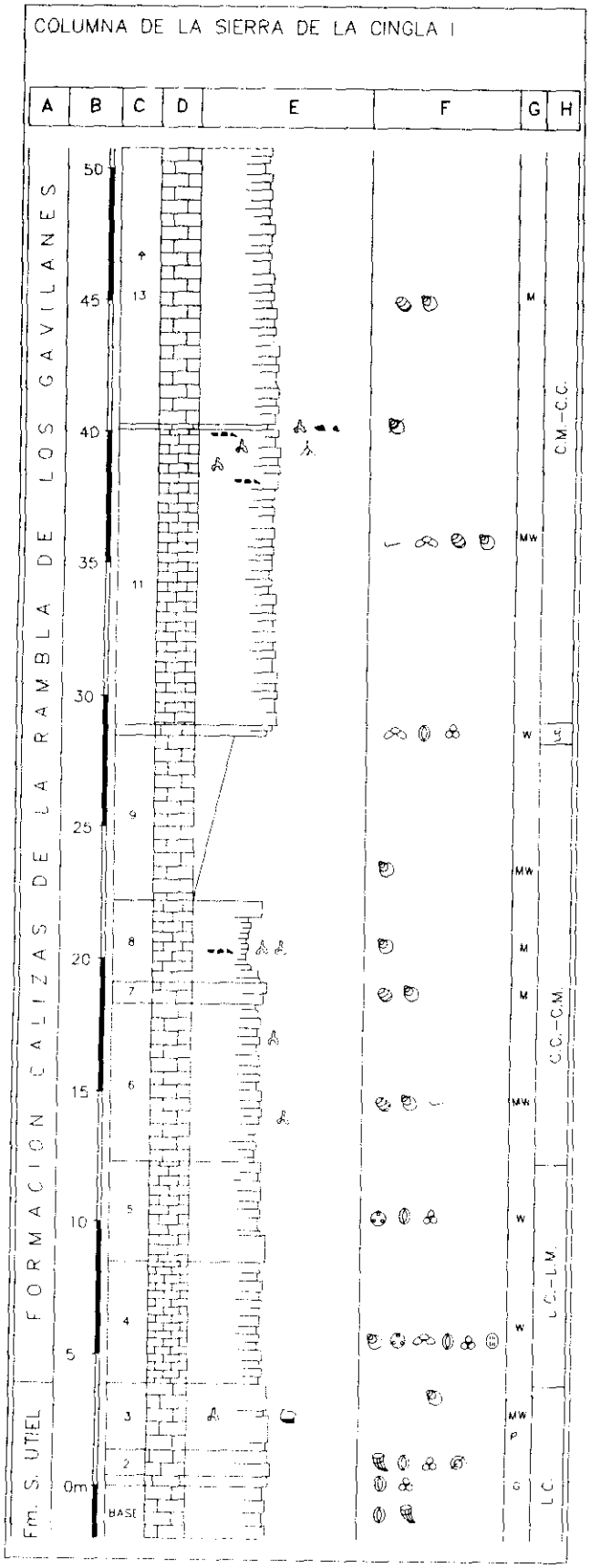
Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **811,4**
Y= **444,9**
Techo: X= **811,3**
Y= **445,2**

Base.- >20m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos, de color gris claro a blancas, en las que se encuentran fundamentalmente biopelmicritas con miliólidos y, ocasionalmente, pequeños radiolítidos.

1.- 0,4m : Banco masivo de biopelesparita *grainstone* muy recristalizada que presenta abundantes foraminíferos bentónicos, entre los que destacan los miliólidos. Se



han identificado:

Lacazina elongata MUN.-CHAL.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHALM.
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Scandonea samnitica DE CASTRO

2.- 1m : Tramo constituido por dos bancos calizos con abundantes radiolítidos. Son biomicritas (biomicruditas) en las que también se encuentran miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y bioclastos. Se han identificado:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Biradiolites sp.

3.- 2,5m : Tramo de calizas estratificadas en bancos de 1m y 0,2-0,3m alternantes. Los primeros están constituidos por biopelmicritas *packstone* con miliólidos, otros foraminíferos, gasterópodos y algas verdes abundantes; mientras que los segundos son más micríticos (*mudstone-wackestone*). Ambos presentan señales de edafización (micronodulización, envueltas micríticas, microkarstificación, rellenos geopetales, etc.). Entre los fósiles se identifica:

Cuneolina sp.

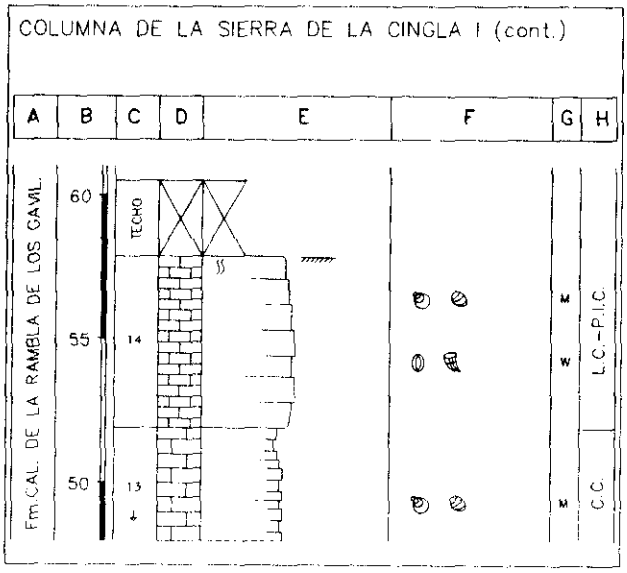
4.- 4,6m : Calizas algo arenosas (0-10% de terrígenos), estratificadas en bancos decimétricos. Son fundamentalmente biomicritas *wackestone* con abundantes gasterópodos, algas verdes, discórbidos, miliólidos y otros foraminíferos, así como *pellets* fecales.

5.- 3,8m : Biopelmicritas *wackestone* a micritas fosilíferas *mudstone* en bancos decimétricos, moderadamente limosas (<5%). Se reconocen abundantes algas verdes, miliólidos y otros foraminíferos.

6.- 6m : Calizas de tonos oscuros, tableadas en bancos decimétricos finos constituidos por micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con carofitas, gasterópodos y ostrácodos. Presentan señales de edafización.

7.- 0,8m : Tramo formado por dos bancos de micritas *mudstone* escasamente limosas (<2%), que presentan abundantes carofitas y escasos gasterópodos.

8.- 3,1m : Micritas *mudstone* de color oscuro, limosas (<5%), en bancos decimétricos, que presentan intensa



transformación edáfica. Son abundantes los cantos negros y, entre los fósiles, los gasterópodos.

9.- 6,3m : Tramo semicubierto. Afloran calizas limosas (5-10%), que son micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone*, en ocasiones de tonos oscuros. Abundantes gasterópodos.

10.- 0,4m : Biomicrita *wackestone* con discórbidos, escasos miliólidos de concha hialina y otros foraminíferos.

11.- 11,2m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos que son fundamentalmente micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con ostrácodos, discórbidos, algunos restos de carofitas y muy abundantes gasterópodos. Pueden ser moderadamente limosas (0-5%). Hacia techo presentan gran cantidad de cantos negros y están intensamente bioturbadas (huellas de raíces, micronodulización, melanización).

12.- 0,2m : Nivel de caliza oscura muy edafizada en el que se reconocen fragmentos de gasterópodos y cantos negros.

13.- 11,6m : Calizas en niveles decimétricos que son esencialmente micritas fosilíferas *mudstone* con carofitas y algunos gasterópodos. Presentan moteado de óxidos de hierro.

14.- 6m : Calizas en bancos decimétricos gruesos que son biomicritas *wackestone*, con miliólidos y algún nivel de radiolítidos. Alternan con micritas *mudstone* que contienen carofitas y gasterópodos. El techo aparece bioturbado y sobre él hay una costra ferruginosa.

Techo.- Tramo cubierto.

26. COLUMNA SIERRA DE LA CINGLA II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **811,5**
Y= **445,3**
Techo: X= **811,6**
Y= **445,0**

Base.- Tramo cubierto.

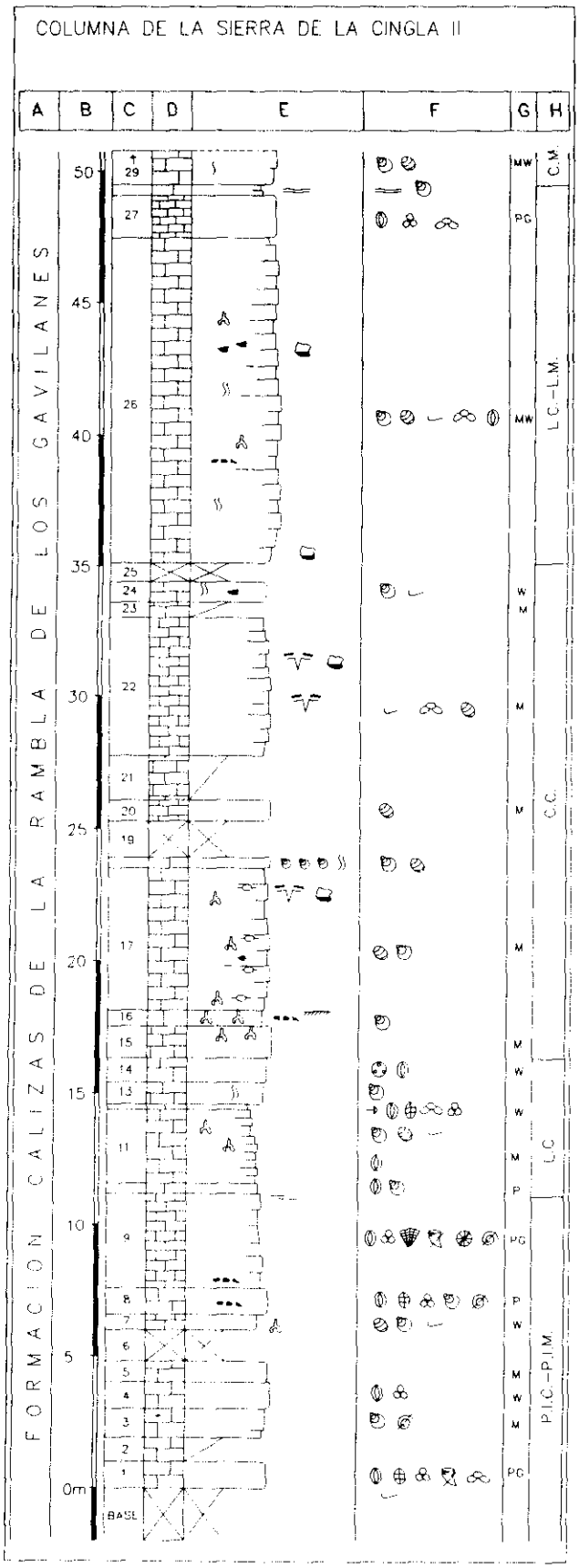
1.- 1m : Caliza beige recristalizada y masiva, que presenta algunas pasadas mas oscuras, mal definidas. Son biomicritas *packstone* (a bioesparitas *grainstone*) con abundantes miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, discórbidos, ostrácodos, fragmentos de rudistas y otros bioclastos. Se han determinado:

Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHALM.
Scandonea samnitica DE CASTRO
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO
Cuneolina pavonia D'ORB.
Ophthalmidium sp.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Tritaxia sp.
Stensiöina surrentina TORRE
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi HENSON

2.- 0,9m : Tramo semicubierto. Afloran calizas dolomíticas, masivas y de tonos oscuros.

3.- 1,1m : Calizas de tonos rosas, estratificadas en bancos decimétricos. Son micritas *mudstone* en las que se reconocen gasterópodos y otros bioclastos. El banco superior está levemente brechificado.

4.- 1m : Banco masivo de biomicritas *wackestone*, con abundantes foraminíferos bentónicos, destacando la presencia de miliólidos.



5.- 0,8m : Caliza muy masiva y recristalizada. Son micritas fosilíferas *mudstone.*

6.- 1,2m : Tramo cubierto.

7.- 0,6m : Son biomicritas *wackestone* con carofitas, gasterópodos y ostrácodos. Tienen color oscuro, y presentan señales de edafización.

8.- 1m : Banco de biopelmicrita *packstone* intraclástica, con algunos cantos negros. Se reconocen abundantes miliólidos, ataxofrágmidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos y otros bioclastos. Se identifica:

Cuneolina sp.

9.- 3,6m : Calizas en bancos decimétricos gruesos, ligeramente arenosos (<5%, grano fino), en los que dominan las biopelmicritas a bioesparitas *packstone-grainstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas rojas y verdes, fragmentos de rudistas y corales, y otros bioclastos. En la base del tramo hay una pasada de brechas intraclásticas, con abundantes cantos negros. En el techo encontramos un nivel con fina laminación subhorizontal. En el conjunto del tramo se han determinado:

Murciella cuvillieri FOURC.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Ophthalmidium sp.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Dendritina gigantea (GENDROT)
Cuneolina cylindrica HENSON
Pseudolituonella mariae GENDROT
Cayeuxia sp.
Nummoloculina sp.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi HENSON
Minouxia cf. *lobata* GENDROT
Spiroplectammina sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO

10.- 0,4m : Banco de biomicritas *packstone* con abundantes miliólidos y gasterópodos. Está bastante ferruginizada.

11.- 2,8m : Calizas beiges grises oscuras en bancos decimétricos finos, que están constituidos básicamente por micritas fosilíferas *mudstone*, ocasionalmente intraclásticas. Se reconocen gasterópodos, talos y oogonios de carofitas, ostrácodos y, en los niveles

basales, algún pequeño miliólidos de concha fina. Presentan estos bancos señales de edafización, destacando la melanización y micronodulización del techo de algunos niveles.

12.- 0,2m : Nivel de biomicritas limosas (<5%) *wackestone*, muy recristalizadas, con miliólidos, lituólidos, algunos ataxofrágmidos, discórbidos, y otros foraminíferos. Se han determinado:

Murciella cuvillieri FOURC.
Cuneolina sp.

13.- 0,8m : Tramo masivo constituido por micritas con gasterópodos abundantes. Presenta señales de bioturbación.

14.- 0,9m : Banco de biomicritas algo limosas, *wackestone*, con algas verdes y miliólidos.

15.- 1,2m : Micritas *mudstone* masivas, muy recristalizadas, de tonos rosados, que presentan intensa edafización a techo (micronodulización muy importante).

16.- 0,6m : Calizas micríticas de características similares a las del tramo infrayacente, pero de color más oscuro. Presentan fuerte edafización, cantos negros, están bastante ferruginizadas y en ellas se reconocen gasterópodos. A techo hay una costra ferruginosa pequeña.

17.- 5,4m : Tramo homogéneo de calizas estratificadas en bancos decimétricos de en torno a 0,6m de potencia, frecuentemente seminodulares a techo. Son fundamentalmente micritas fosilíferas *mudstone*, ocasionalmente un poco arcilloso - limosas, con carofitas y gasterópodos, y a veces intraclásticas, con pequeños cantos negros. Presentan señales de edafización importante, destacando la macro y micronodulización, las grietas de retracción, y la microkarstificación y melanización incipientes.

18.- 0,4m : Banco calizo masivo, escasamente limoso. Son biomicruditas lumaquélicas de gasterópodos, enteros o fragmentados. También se reconocen carofitas. El tramo aparece bioturbado.

19.- 1,4m : Tramo cubierto.

20.- 0,8m : Banco de micritas poco limosas *mudstone* con carofitas. Muy recristalizadas.

21.- 1,7m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas de tonos cremas.

22.- 5,2m : Tramo homogéneo, constituido por bancos decimétricos de micritas fosilíferas *mudstone*, muy recristalizadas, con ostrácodos, discórbidos y carofitas. Presentan señales de exposición subaérea: grietas de retracción y microkarstificación incipiente.

23.- 0,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas de características similares a las del tramo infrayacente.

24.- 0,8m : Banco de caliza gris. Es una biomicrita *wackestone* con gasterópodos y ostrácodos. Presenta señales de bioturbación de raíces y algún canto negro.

25.- 0,7m : Tramo cubierto.

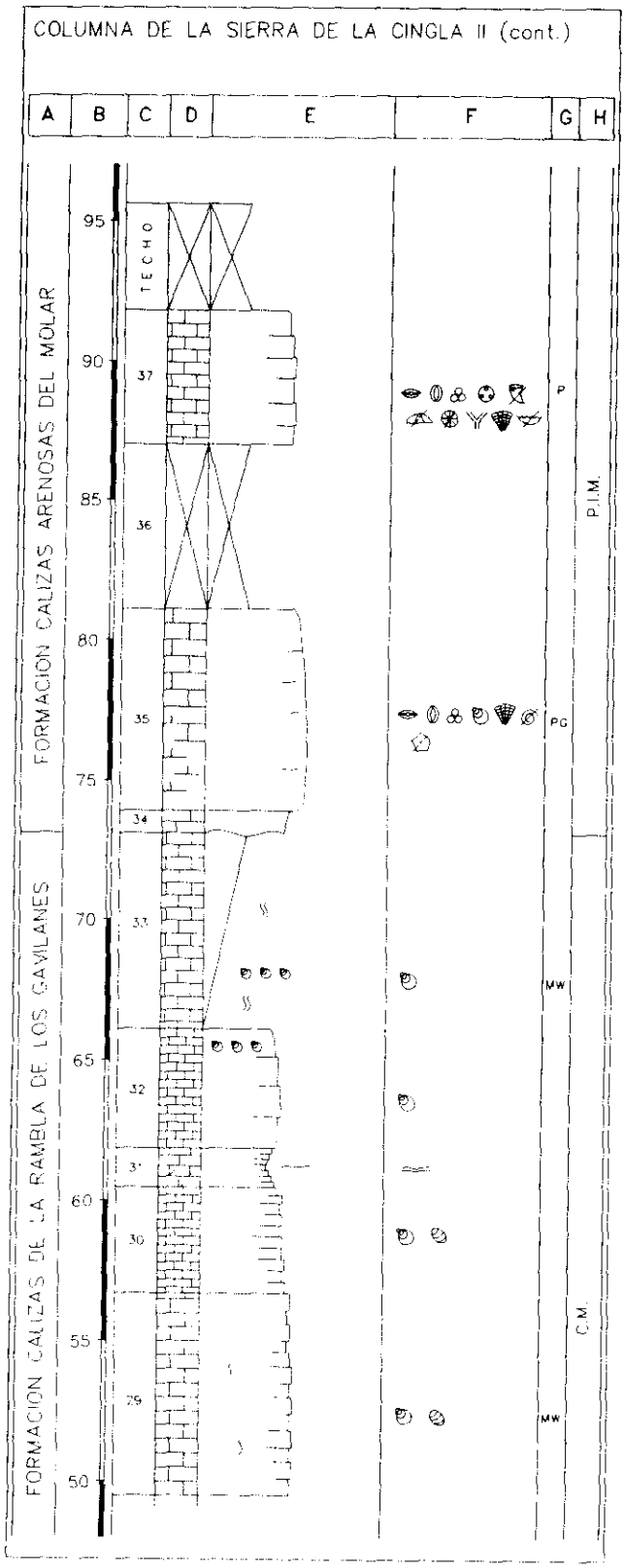
26.- 12,4m : Tramo de calizas compactas, levemente limosas (5%), estratificadas en bancos de 0,6m, de colores grises a rosados o blancos, que son esencialmente micritas *mudstone* (a biomicritas *wackestone*) con gasterópodos (en ocasiones muy abundantes), carofitas, ostrácodos, discórbidos y algunos miliólidos pequeños. Presentan señales de bioturbación y de edafización: micronodulización, cantos negros, pedorelictos, microkarstificación, rellenos geopetales...

27.- 1,6m : Banco de biomicritas a bioesparitas *packstone-grainstone*, intraclásticas y ligeramente arenosas (5%, grano fino), que contienen abundantes foraminíferos bentónicos, destacando la presencia de miliólidos y de algunos discórbidos. Se han determinado los siguientes taxones:

Rhapydionina liburnica (STACHE)
Raadshoovenia salentina (PAPETTI y TEDESCHI)
Cuneolina cylindrica HENSON
Pseudolituonella mariae GENDROT
Cuneolina conica D'ORB.
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Stensiöina surrentina TORRE

28.- 0,4m : Bancos finamente tableados de caliza, que presenta localmente laminación subhorizontal estromatolítica. Se reconocen algunos gasterópodos.

29.- 7,2m : Calizas limoso arenosas (0-15%), de tonos



claros, que están estratificadas en bancos gruesos. Son micritas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con gasterópodos y carofitas abundantes, que se encuentran moderadamente bioturbadas.

30.- 3,8m : Calizas dolomíticas limoso arenosas (10-15%), en bancos decimétricos. Presentan abundantes gasterópodos y se reconocen algunas carofitas.

31.- 1,4m : Calizas dolomíticas en bancos decimétricos finos, que presentan localmente laminación estromatolítica.

32.- 4,2m : Calizas micríticas, parcialmente dolomíticas limoso arenosas, estratificadas en bancos gruesos. Presentan abundantes gasterópodos que llegan a dar acumulaciones en el techo de los bancos.

33.- 7m : Tramo semicubierto. Afloran calizas limosas (5-10%), en bancos decimétricos. Se trata de micritas *mudstone* y biomicritas *wackestone*, muy recristalizadas y con abundantes gasterópodos, que localmente dan concentraciones. Presentan bioturbación importante.

34.- 0,8m : Caliza muy arenosa (30-40%, grano fino-medio), muy recristalizada, de color ocre.

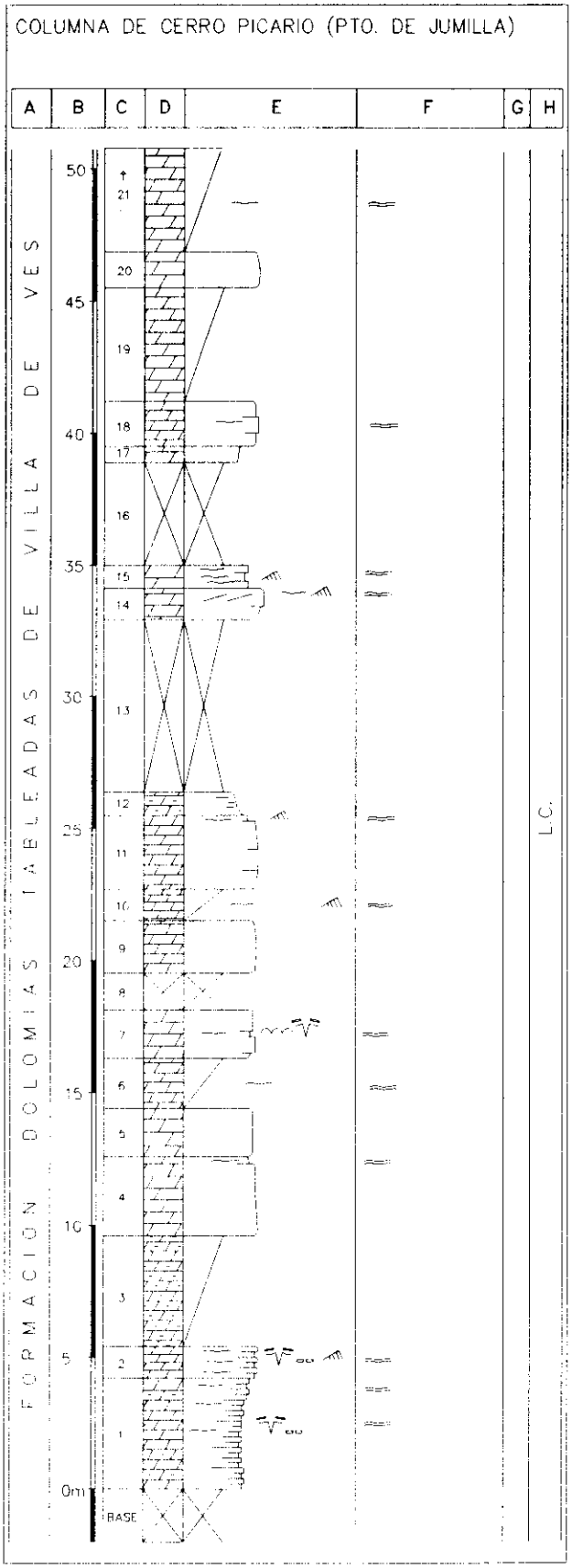
35.- 7,2m : Calizas fuertemente arenosas (a areniscas con cemento carbonático en la base, de grano grueso). Son calcarenitas *packstone-grainstone* con orbitoídidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, restos de equinodermos, algas rojas y otros bioclastos no determinables. Se han determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Sulcoperculina sp.
Siderolites sp.
Idalina sp.
Quinqueloculina sp.

36.- 5,9m : Tramo cubierto.

37.- 4,8m : Biomicritas *packstone*, arenosas (5-15%, granos gruesos) muy recristalizadas, estratificadas en bancos gruesos, que presentan orbitoídidos, siderolítidos, rotálidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, así como restos de algas verdes, algas rojas, briozoos y fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y equínidos. Se han determinado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Orbitoides apiculata SCHLUMB.
Siderolites calcitrapoides LAM.



Omphalocyclus macroporus (LAM.)
Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
Idalina sp.
Nummoloculina sp.
Quinqueloculina sp.
Sulcoperculina sp.
Archaeolithothamnium sp.

Techo.- Tramo cubierto de 10m por el que pasa una falla.

27. COLUMNA DE CERRO PICARIO (PUERTO DE JUMILLA)

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 :**844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **445,7**
Y= **813,3**
Techo: X= **446,2**
Y= **813,1**

Base.- Cubierto por el Cuaternario.

1.- 4,2m : Dolomías y dolomías arcillosas tableadas en bancos de 0,1-0,2m y colores claros, que presentan laminaciones estromatolíticas, grietas de retracción, cantos planos y moteado de óxidos de hierro.

2.- 1,2m : Dolomías tableadas (bancos de 0,2m) con laminación estromatolítica alternando con niveles calcareníticos centimétricos, en ocasiones con *ripples*. También se encuentran finas intercalaciones de acumulación de cantos planos así como grietas de retracción...

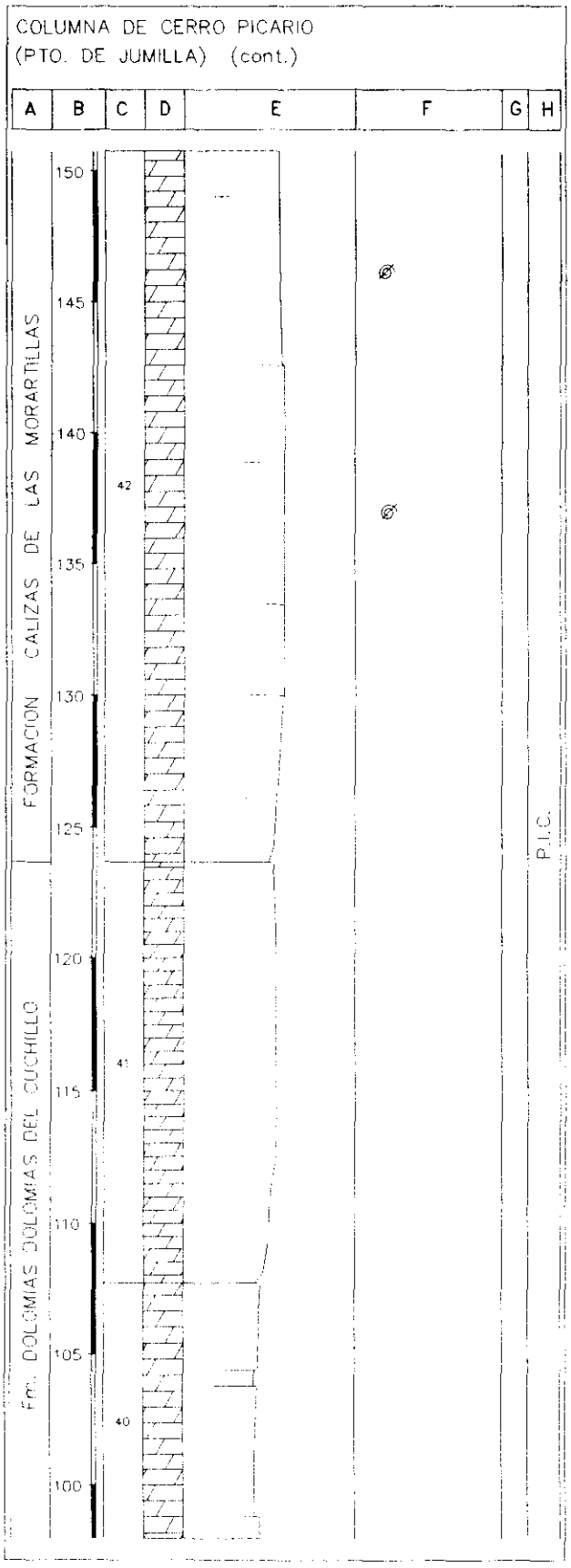
3.- 4,2m : Semicubierto: Afloran dolomías arcilloso limosas de tonos amarillentos, finamente laminadas o con moteado de óxidos de hierro.

4.- 3m : Dolomías grises masivas. A techo se reconocen laminaciones de origen algar.

5.- 1,8m : Tramo dolomítico masivo.

6.- 1,9m : Semicubierto. Dolomías finamente tableadas con laminaciones estromatolíticas subhorizontales.

7.- 1,8m : Tramo formado por dos bancos dolomíticos



definidos.

23.- 0,9m : Tramo cubierto.

24.- 1m : Dolomía gris masiva. A techo se reconoce un nivel decimétrico con laminación algar.

25.- 1,6m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas, amarillentas a verdosas con moteado de óxidos.

26.- 0,4m : Banco de dolomía masiva gris.

27.- 3,5m : Tramo cubierto.

28.- 2,9m : De base a techo se reconoce:
0,5m : Dolomías grises masivas muy compactas.
2,4m : Dolomías calcareníticas muy bioclásticas. En algunos puntos se aprecia bioturbación.

29.- 3,5m : Tramo cubierto.

30.- 1,4m : Dolomía gris claro en la que se reconocen fantasmas de gasterópodos y otros bioclastos, así como bioturbación elevada. Sobre ellas se encuentra un nivel (0,4m) de dolomías con laminación estromatolítica, subhorizontal en la base y dómica hacia el techo.

31.- 1,6m : Dolomías grises masivas, compactas y microcristalinas.

32.- 2,6m : Semicubierto. Afloran dolomías de características similares a las del tramo anterior.

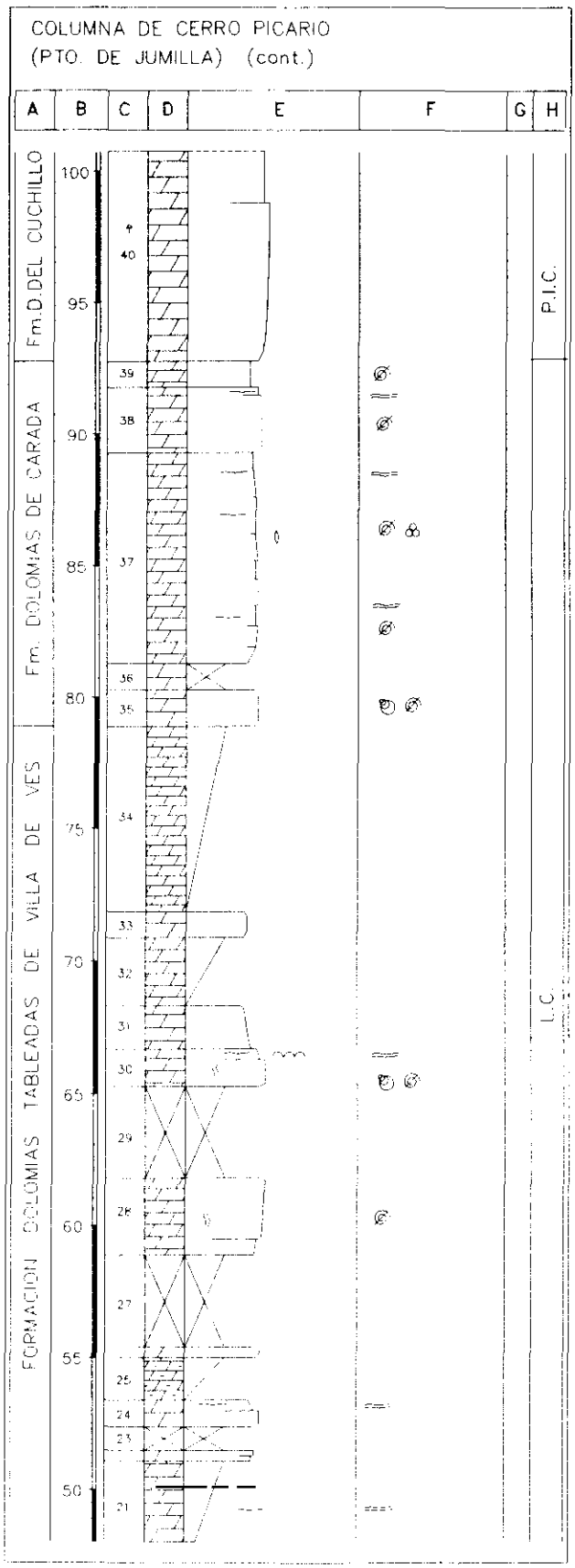
33.- 1m : Dolomía masiva gris.

34.- 7m: Tramo semicubierto. Afloran dolomías grises compactas.

35.- 1,4m : Banco de dolomía masiva gris en la que se reconocen fantasmas de gasterópodos y otros bioclastos.

36.- 1m: Tramo cubierto.

37.- 8m: Tramo de dolomías de grano fino, grises y compactas, estratificadas en bancos decimétricos que afloran mal. Son fundamentalmente dolomicritas con textura original calcarenítica (*packstone*?) y en ellas se reconocen foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos y otros fantasmas de bioclastos. Algunos tramos presentan laminaciones estromatolíticas, que pueden presentar pseudomorfos de cristales de yeso.



grises de 0,7m separados por un tercer nivel con laminación estromatolítica (subhorizontal en la base y dómica hacia techo) y grietas de retracción.

8.- 1,4m : Tramo cubierto.

9.- 2m : Dolomías grises claro, lajosas y masivas (afloran mal).

10.- 1,2m : Semicubierto. Son dolomías finamente estratificadas (niveles de 5-10cm) con laminaciones estromatolíticas subhorizontales, grietas de retraccíon, cantos planos y pasadas calcareníticas en las que se reconocen *ripples*.

11.- 2,8m : Dolomías grises estratificadas en bancos de 0,8m mal definidos y masivos. A techo hay un nivel (0,5m) tableado con laminaciones algares e intercalaciones calcareníticas milimétricas con *ripples*.

12.- 0,9m : Tramo, bastante cubierto, de dolomías arcillosas amarillentas.

13.- 6,5m : Tramo cubierto.

14.- 1,2m : Dolomías masivas o con estratificación cruzada difusa. Hacia techo aparecen laminaciones de algas intercaladas entre niveles calcareníticos con *ripples*.

15.- 0,9m : Dolomías tableadas blancas, con laminación algar y algunas intercalaciones calcareníticas, que presentan pequeños *ripples*.

16.- 3,9m : Tramo cubierto.

17.- 0,6m : Dolomías claras, lajosas, que afloran mal.

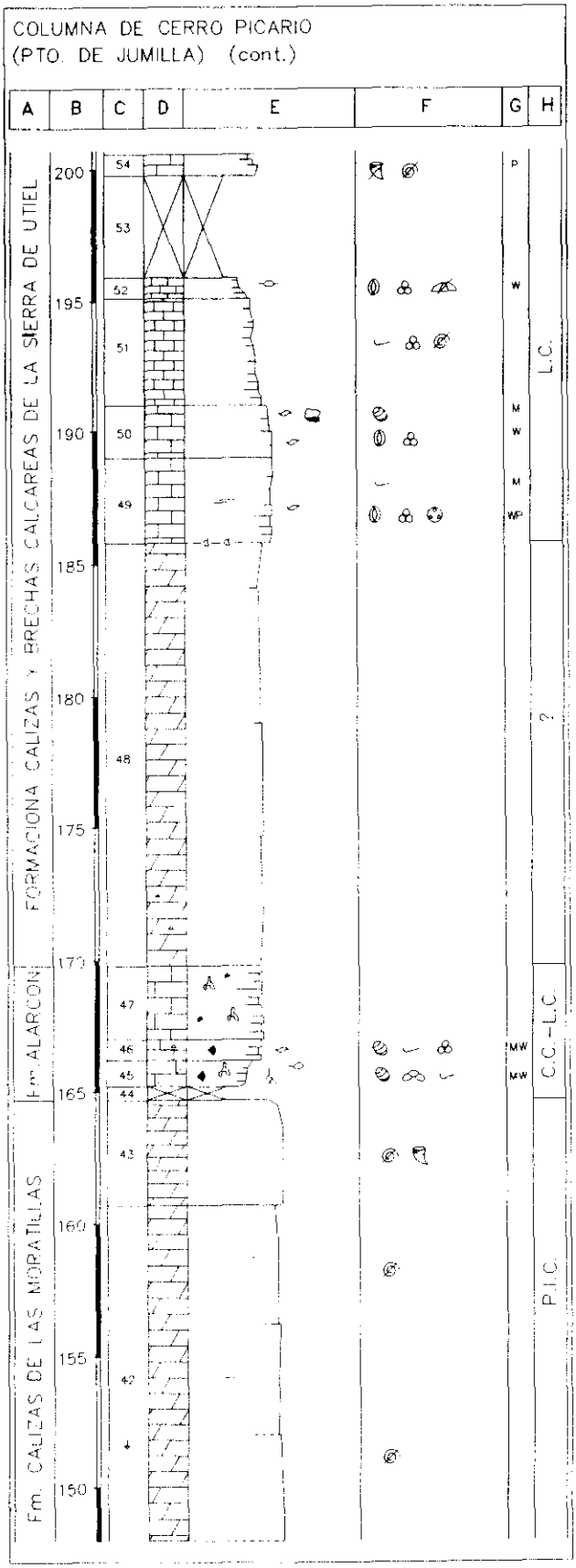
18.- 1,7m : Dolomías beiges mal estratificadas en niveles de 0,2m, masivas. En ocasiones se reconoce laminación algar.

19.- 4,3m : Semicubierto. Dolomías blancas lajosas, microcristalinas.

20.- 1,4m : Banco dolomítico gris masivo.

21.- 4,2m : Semicubierto. Dolomías grises en bancos decimétricos que frecuentemente presentan laminación algar a techo.

22.- 0,4m : Dolomías grises en bancos de 0,1m mal



38.- 2,5m : Dolomías grises oscuras y parcialmente brechificadas en las que se reconocen fantasmas de bioclastos. A techo existe un nivel centimétrico con laminación estromatolítica subhorizontal.

39.- 1m : Paquete de dolomía beige masiva con fantasmas de bioclastos.

40.- 14,9m : Tramo constituido por bancos decimétricos a métricos mal definidos y masivos de dolomías grises a negras, en ocasiones fétidas.

41.- 16m : Dolomías oscuras mal estratificadas o masivas, limitadas a techo por una superficie de estratificación muy neta.

42.- 37m : Dolomías beiges a grises (de tonos más claros que las anteriores), masivas, que en algunos puntos tienen aspecto carniolar. En ellas sólo se reconocen algunos fantasmas de bioclastos y, en algún punto, la textura original calcarenítica.

43.- 4m : Dolomías masivas con abundantes fantasmas de bioclastos, entre los que se reconocen restos de rudistas.

44.- 0,5m : Tramo cubierto.

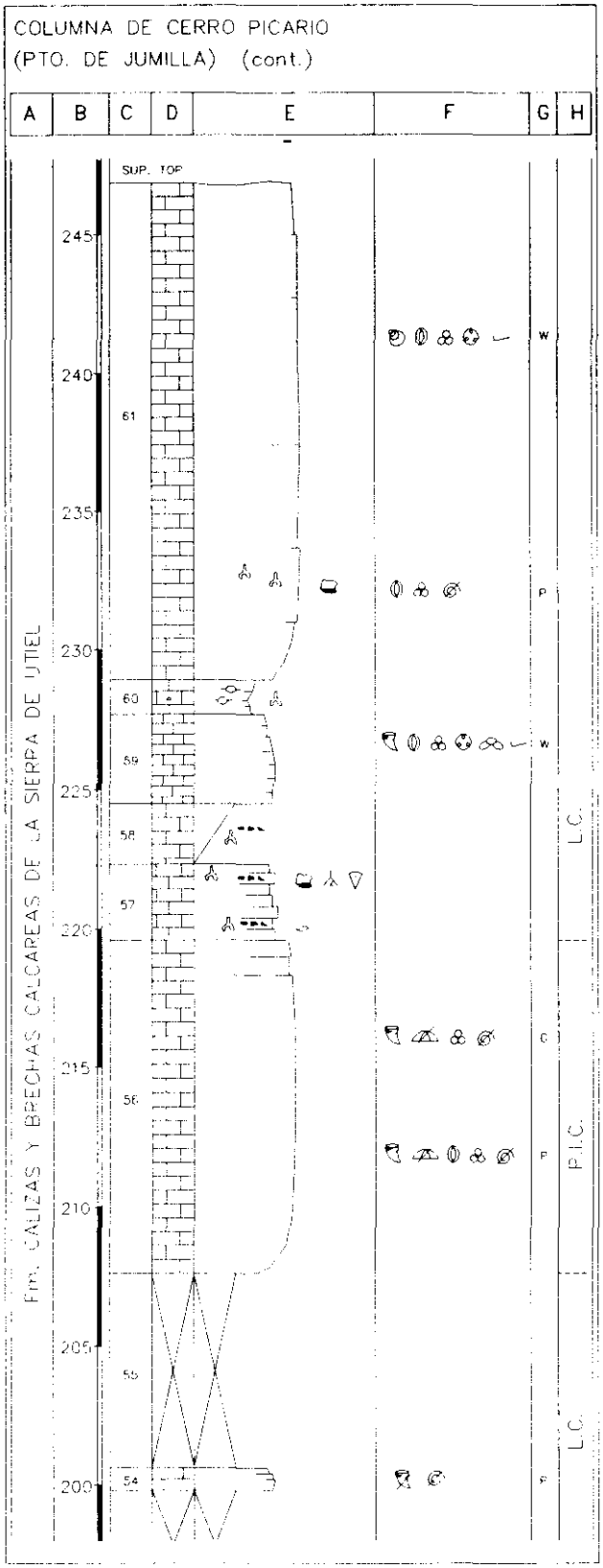
45.- 1m : Calizas parcialmente dolomíticas, con estratificación seminodular. Texturalmente son micritas fosilíferas *mudstone*, con restos de carofitas, ostrácodos y discórbidos. Presentan señales de edafización: huellas de raíces, cantos negros dispersos, ...

46.- 0,8m : Calizas micríticas en niveles decimétricos mal definidos y masivos. Son fundamentalmente biomicritas *wackestone* a micritas fosilíferas *mudstone* en las que se encuentran restos de carofitas, ostrácodos y algunos foraminíferos bentónicos. Presentan señales de exposición subaérea y pedogénesis tales como microkarstificación, cantos negros y porosidad fenestral. A techo pueden estar algo brechificadas.

47.- 2,8m : Calizas blancas, en bancos de 0,2m de características semejantes a las del tramo anterior. Presentan cantos negros y señales de edafización. A techo aparecen parcialmente dolomitizadas.

48.- 16m : Dolomías grises oscuras muy masivas, que pueden aparecer brechificadas localmente.

49.- 3,2m : Tramo formado por calizas de tonos cremas, mal estratificadas en bancos de 0,3m y frecuentemente laminadas. El límite con el tramo inferior es irregular y constituye un frente de dolomitización. Estas calizas son fundamentalmente biopelmicritas *packstone-wackestone* con miliólidos, foraminíferos bentónicos y algas verdes, que alternan con micritas fosilíferas *mudstone* con ostrácodos. Destaca la presencia de porosidad fenestral en muchos de los bancos. Entre los fósiles se han determinado:



Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina sp.

50.- 2m : Calizas blancas mal estratificadas. Son biomicritas *wackestone-packstone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes, alternando con niveles más micríticos en los que son frecuentes los restos de carofitas. A techo de los bancos se reconoce porosidad fenestral y señales de microkarstificación. Se determinan:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cuneolina sp.
Quinqueloculina sp.

51.- 4,1m : Calizas en bancos de 0,3m fuertemente recristalizadas. Son micríticas y se reconocen foraminíferos bentónicos, ostrácodos y otros bioclastos.

52.- 0,8m : Calizas de tonos cremas seminodulares. Son esencialmente biomicritas *wackestone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, restos de equínidos y otros bioclastos.

53.- 3,9m : Tramo cubierto.

54.- 0,8m : Calizas biopelmicríticas muy recristalizadas, con textura original *packstone* (a *grainstone*). Se reconocen restos de rudistas y otros bioclastos.

55.- 7m : Tramo cubierto.

56.- 12m : Tramo de calizas blancas, muy masivas y recristalizadas. Son fundamentalmente biomicritas intraclásticas *packstone* a bioesparitas y oosparitas *grainstone* con abundantes rudistas, enteros o fragmentados, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, restos de equínidos y otros bioclastos. Hacia techo aparecen mejor estratificadas.

57.- 2,7m : Calizas beiges en bancos decimétricos. Son pelbiomicritas intraclásticas con gasterópodos, forami-

níferos bentónicos y otros bioclastos. Presentan fuerte edafización: microbrechificación, porosidad fenestral, microkarstificación, cantos negros, micronodulización, huellas de raíces y *Microcodium*.

58.- 2,2m : Semicubierto. Calizas de características análogas a las del tramo anterior, con abundantes cantos negros y señales de microkarstificación.

59.- 3,2m : Calizas muy recristalizadas y estratificadas en bancos mal definidos de 0,4m, masivos. Son biomicritas *wackestone* con fragmentos de conchas de rudistas, discórbidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y algas verdes.

60.- 1,2m : Tramo de calizas parcialmente brechificadas o seminodulares que presentan señales de edafización importante.

61.- 18m : Calizas de tonos claros muy masivas y recristalizadas. Son fundamentalmente biopelmicritas *packstone* y *wackestone* con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos, gasterópodos y algas verdes. Se reconocen pequeños cantos negros y abundantes señales de edafización (intensa): rellenos geopetales de tipo *silt vadoso*, microkarstificación, huellas de raíces...

Techo.- Superficie topográfica actual.

28. COLUMNA DE LA UMBRÍA DE LA PAVA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **845 YECLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820,6**
Y= **443,4**
Techo: X= **820,5**
Y= **442,5**

Base.- >20m : Semicubierto. Dolomías bioclásticas mal estratificadas en bancos decimétricos. Se reconocen fantasmas de rudistas y orbitolínidos, así como tramos con importante bioturbación.

1.- 1,6m : Dolomías mesocristalinas estratificadas en bancos decimétricos. Se reconocen abundantes fantasmas de orbitolínidos y otros restos de fauna, que en ocasiones constituyen acumulaciones importantes.

2.- 2,8m : Semicubierto. Dolomías beiges mal estratificadas.

3.- 0,6m : Dolomías masivas macrocristalinas con fantasmas de bioclastos, siendo muy abundantes los de orbitolínidos.

4.- 1,6m : Tramo cubierto.

5.- 3,3m : Dolomías de colores grises y bioclásticas. Se reconocen restos de pelecípodos poco fracturados y de orbitolínidos. En la base se reconoce un nivel de dolomías sacaroideas (doloesparitas limpias, unimodales y no planares) pero que presentan cierta proporción de terrígenos finos (en torno al 5% del total), de tonos amarillentos.

6.- 1,2m : Dolomías mejor estratificadas en bancos decimétricos que presentan bioturbación importante. Sobre el techo de este tramo se reconoce una costra ferruginosa.

7.- 1,6m : Semicubierto: Dolomías de tonos amarillentos, con porosidad móldica.

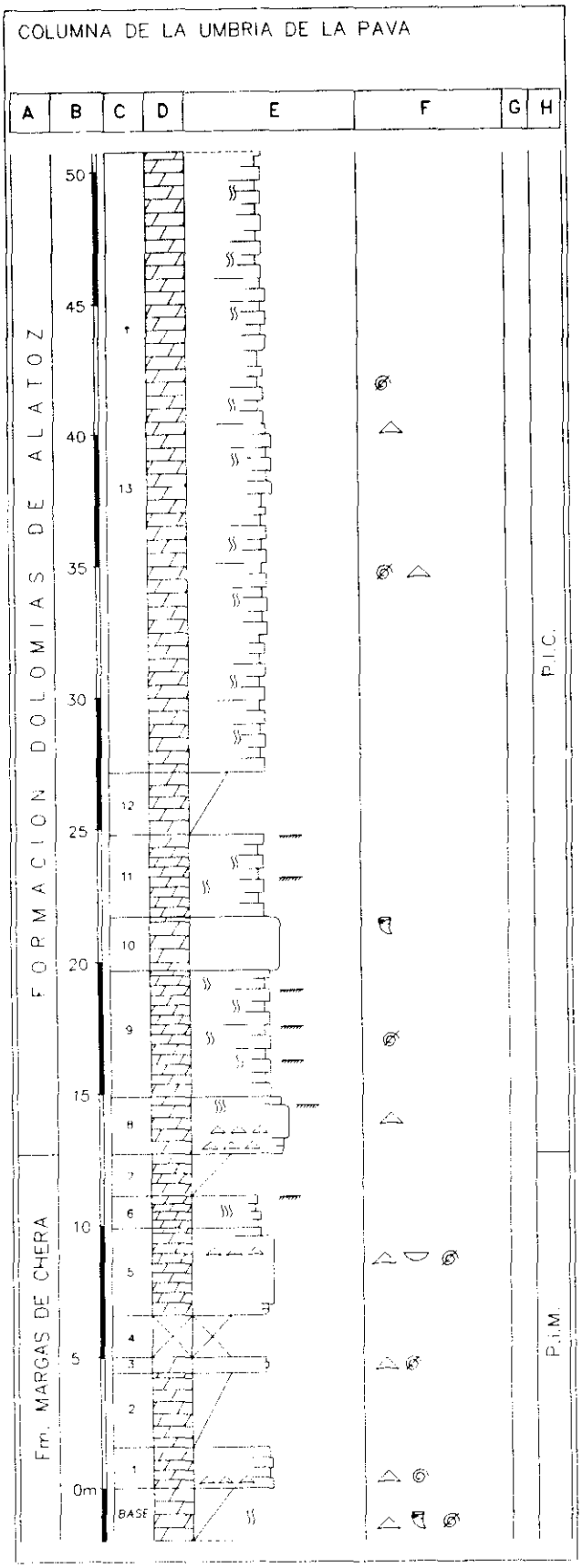
8.- 2,2m : Dolomías (algo limosas en los primeros tramos) mal estratificadas en niveles decimétricos que presentan, en la base, acumulaciones de orbitolínidos (en origen, *wackestone - packstone*) y, hacia techo, niveles con bioturbación importante, separados por pequeñas costras ferruginosas. Texturalmente las dolomías son polimodales y no planares.

9.- 4,8m : Dolomías beiges mal estratificadas en niveles decimétricos, separados en ocasiones por pequeñas costras ferruginosas que presentan bioturbación importante.

10.- 2m : Dolomías beiges masivas, calcareníticas, con fantasmas de rudistas cónicos a techo.

11.- 3,1m : Dolomías mesocristalinas mal estratificadas en niveles decimétricos, que constituyen un tramo muy monótono. Pueden estar bioturbadas y presentan costras ferruginosas poco desarrolladas a techo de algunos bancos. Se reconocen restos de bioclastos y fantasmas de orbitolinas. A techo se encuentra un nivel más compacto con abundantes rudistas.

12.- 2,4m : Semicubierto. Afloran dolomías de características similares a las del tramo infrayacente.



13.- 28,5m : Serie muy monótona de dolomías meso a macrocristalinas de tonos grises a beiges, estratificadas en bancos decimétricos. Son frecuentes las señales de bioturbación y los fantasmas de bioclastos, destacando los orbitolínidos. A techo también se reconocen fantasmas de rudistas.

14.- 6,3m : Dolomías beiges que afloran mal, con estratificación difusa en niveles decimétricos. Son de grano fino y presentan microporosidad de tipo móldico, si bien en algún punto pueden reconocerse fantasmas de orbitolínidos (textura original posiblemente *wackestone*).

15.- 2,8m : Dolomías bioclásticas mal estratificadas en niveles decimétricos en los que se reconocen caprínidos. Existen algunas intercalaciones menos potentes y mas claras, que presentan fuerte bioturbación.

16.- 7m : Semicubierto. Afloran dolomías con señales de bioturbación, restos de pelecípodos y otros bioclastos.

17.- 1m : Dolomías masivas beiges, muy bioclásticas. Se reconocen pelecípodos.

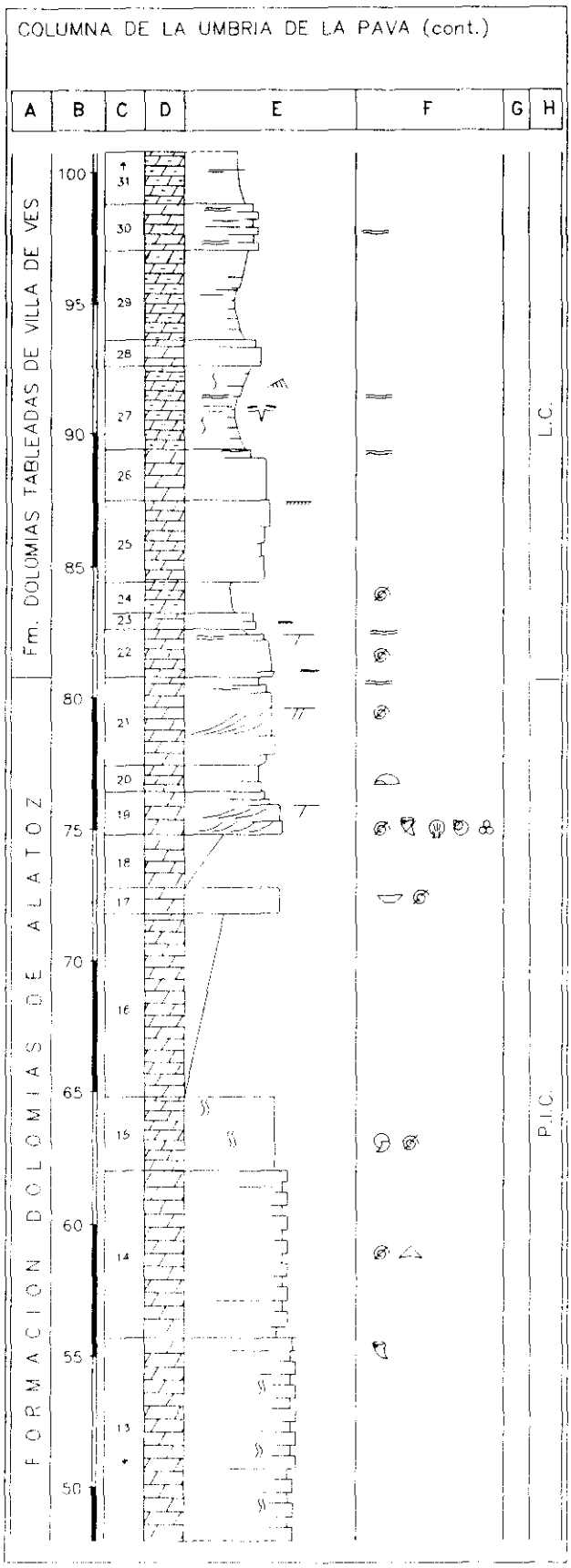
18.- 2m : Semicubierto. Dolomías masivas beiges.

19.- 1,6m : Dolomías grises calcareníticas y bioclásticas, estratificadas en bancos decimétricos con estratificación cruzada de gran escala. A techo se reconoce un nivel microcristalino de 0,2m mejor definido e internamente masivo. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de pelecípodos (restos de rudistas y pectínidos), gasterópodos, foraminíferos bentónicos y otros bioclastos, todos ellos muy mal preservados.

20.- 1m : Dolomías mal estratificadas grises, con abundantes requiénidos.

21.- 3,4m : Dolomías meso a microcristalinas, en origen calcarenitas, bioclásticas y en menor proporción intraclásticas, estratificadas en bancos decimétricos masivos o con estratificación cruzada planar de gran escala, que pueden presentar a techo pasadas centimétricas de dolomías con laminación estromatolítica subhorizontal.

22.- 1,8m : Tramo de dolomías grises, en el que, de base a techo, se reconocen:
0,1m de dolomías calcareníticas y bioclásticas, que presentan cierta bioturbación y una pequeña costra



ferruginosa a techo;
1,1m de dolomías masivas compactas;
0,3m de dolomías calcareníticas con estratificación cruzada difusa;
0,3m de dolomías tableadas con laminación algar subhorizontal y niveles de *ripples*.

23.- 0,6m : Dolomías grises en dos bancos de 0,3m separados por una pequeña costra ferruginosa, en los que se reconoce mal una laminación subhorizontal, posiblemente de tipo estromatolítico.

24.- 1,2m : Dolomías macrocristalinas arcilloso - arenosas (5%) de tonos ocres y tacto sacaroideo, a veces con cierta laminación subhorizontal. Se aprecia porosidad de origen bioclástico.

25.- 3,1m : Dolomías grises mal estratificadas en niveles tabulares decimétricos a métricos, internamente masivas. A techo se reconoce una costra ferruginosa de pequeño desarrollo.

26.- 1,9m : Dolomías grises masivas con fantasmas de bioclastos. A techo se distingue un banco de color blanco con laminación subhorizontal de origen estromatolítico.

27.- 3,2m : Dolomías ocres a amarillas poco compactas y pulverulentas al tacto, estratificadas en nivelitos centimétricos con proporciones pequeñas de limos y arcillas. Se reconoce laminación subhorizontal, grietas de desecación, nivelillos de *ripples*, moteado de óxidos de hierro y señales de bioturbación.

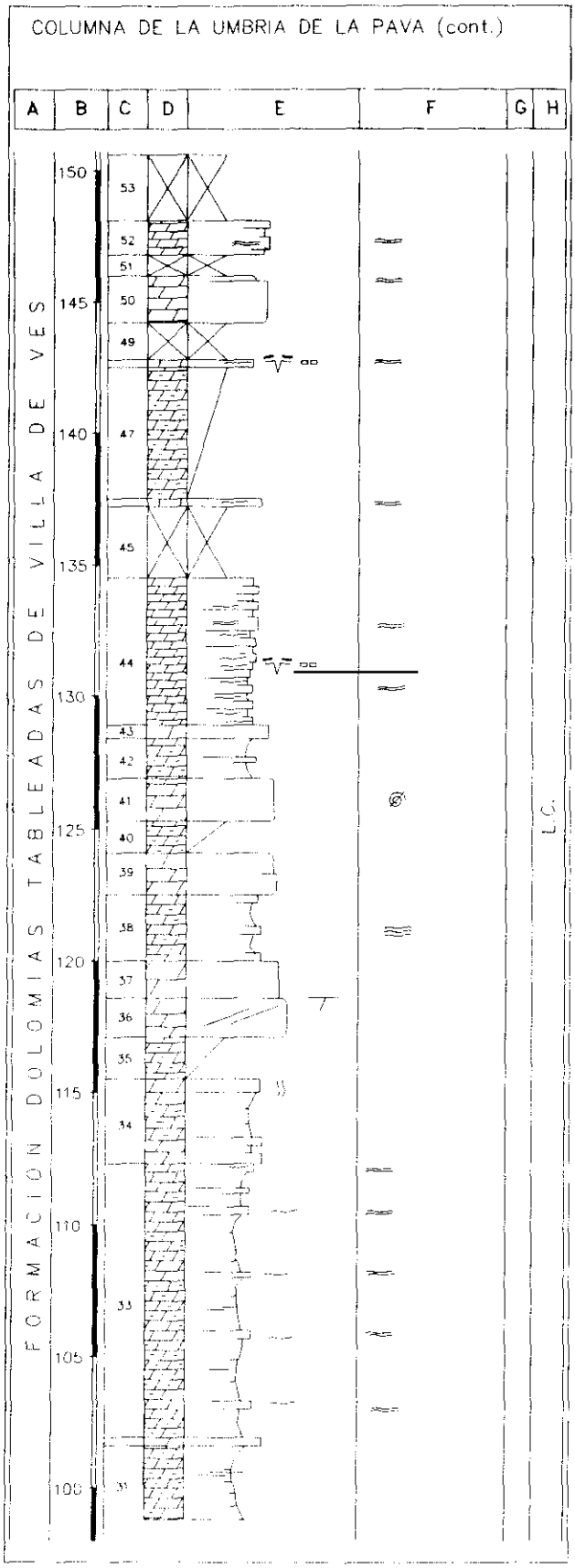
28.- 1m : Dolomías grises masivas. A techo se reconoce un nivel tableado de 0,1m.

29.- 3,4m : Dolomías poco arcillosas, de tonos claros amarillentos, finamente laminadas.

30.- 1,8m : Tramo de dolomías bien estratificadas en niveles de 5-20 cm (tableadas), con laminación de algas subhorizontal e intercalaciones con *ripples*. Hacia el techo los niveles son más masivos (sin laminación) y presentan algunos fantasmas de gasterópodos.

31.- 2,8m : Dolomías arcilloso-limosas de tonos amarillentos, en ocasiones finamente laminadas y con moteado de óxidos de hierro.

32.- 0,3m : Nivel de dolomía gris, masiva y compacta.



33.- 10,4m : Tramo de dolomías arcillosas y finamente limosas, de tonos amarillentos, semejantes a las del tramo 29, pero con intercalaciones dolomíticas compactas, en niveles de 0,1m, a veces con laminación estromatolítica. Estos bancos son más abundantes hacia techo.

34.- 3,2m : Dolomías bien estratificadas grises, que presentan señales de una bioturbación importante, alternando con dolomías arcillosas de tonos amarillos y tacto pulverulento. El tránsito con el tramo inferior es gradual.

35.- 1,6m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas amarillentas.

36.- 1,5m : Dolomías grises compactas. que dan cierto resalte. En algunos puntos se reconoce estratificación cruzada de gran escala.

37.- 1,4m : Dolomías grises masivas.

38.- 2,5m : Tramo de dolomías finamente tableadas (potencia centimétrica, a veces llegan a ser incluso lajosas), de tonos claros, algo arcillosas, con algún nivel más compacto y potente (0,1m aprox.) intercalado.

39.- 1,6m : Tramo formado por dos bancos de 0,8m de dolomías masivas.

40.- 1,2m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas amarillentas, masivas.

41.- 1,6m : Dolomías masivas de tonos cremas, con fantasmas de bioclastos dispersos.

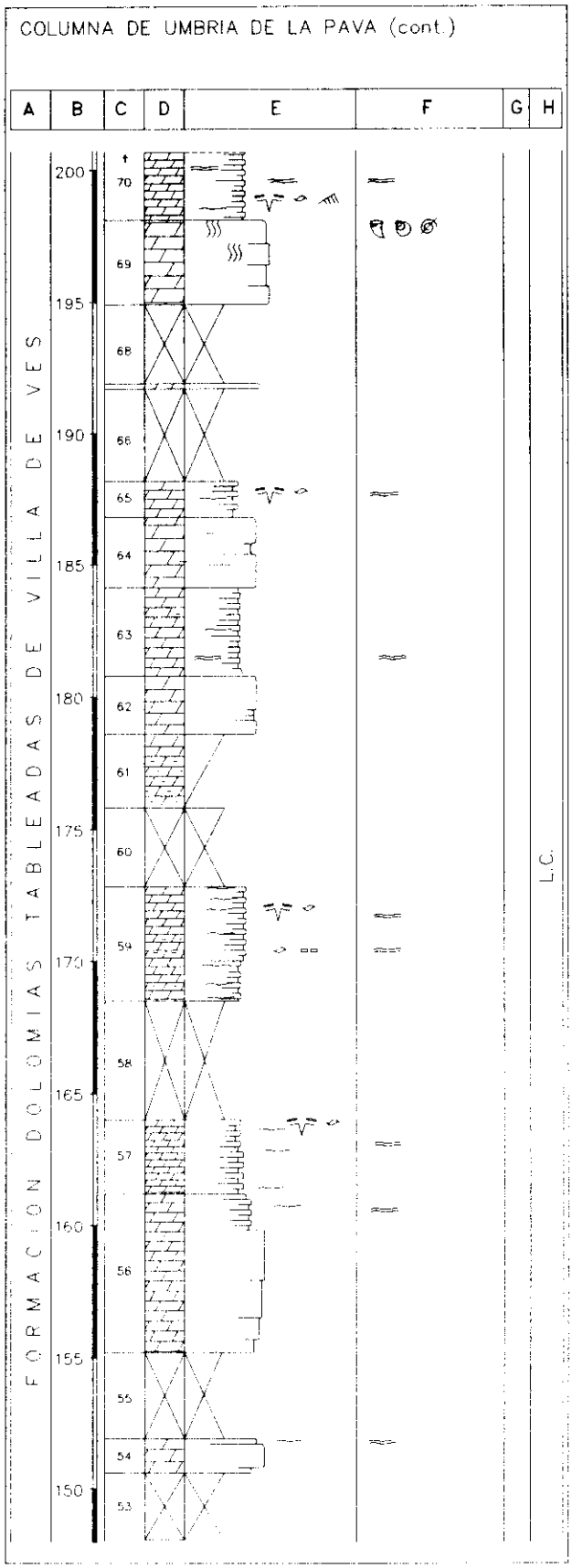
42.- 1,5m : Dolomías arcillosas amarillentas con intercalaciones centimétricas de dolomías masivas.

43.- 0,5m : Dolomía gris masiva.

44.- 5,6m : Dolomías blancas tableadas, en niveles centi a decimétricos que pueden presentar laminación subhorizontal de algas, grietas de retracción, cantos planos, etc. Hacia techo se hacen mas masivas.

45.- 2,7m : Tramo cubierto.

46.- 0,3m : Dolomías claras, finamente tableadas, con laminaciones de algas.



47.- 5m : Semicubierto. Dolomías limoso - arcillosas de tonos claros.

48.- 0,3m : Niveles dolomíticos tableados con laminaciones subhorizontales estromatolíticas, grietas de desecación y nivelillos de acumulación de cantos planos (brechas intraclásticas).

49.- 1,4m : Tramo cubierto.

50.- 1,8m : De base a techo se reconocen: 1,6m de dolomías masivas grises; 0,2m de dolomías grises con laminación estromatolítica subhorizontal.

51.- 0,8m : Tramo cubierto.

52.- 1,3m : Dolomías bien estratificadas en bancos de 0,1 -0,2m, con laminación subhorizontal estromatolítica. En la base se reconoce un nivel masivo de 0,4m.

53.- 2,5m : Tramo cubierto.

54.- 1,3m : De base a techo se reconoce: un nivel de 0,1m de dolomía gris; 0,8m de dolomía gris masiva mesocristalina; 0,4m de dolomías finamente tableadas con laminación de algas.

55.- 3,3m : Tramo cubierto.

56.- 6m : Tramo dolomítico en el que se reconocen, de base a techo:
4,4m de dolomías grises, estratificadas en bancos de potencia estratocreciente (0,4 a 1,9m). Estos son internamente masivos;
1,6m de dolomías de tonos mas claros, estratificadas en niveles decimétricos. Presentan laminaciones estromatolíticas.

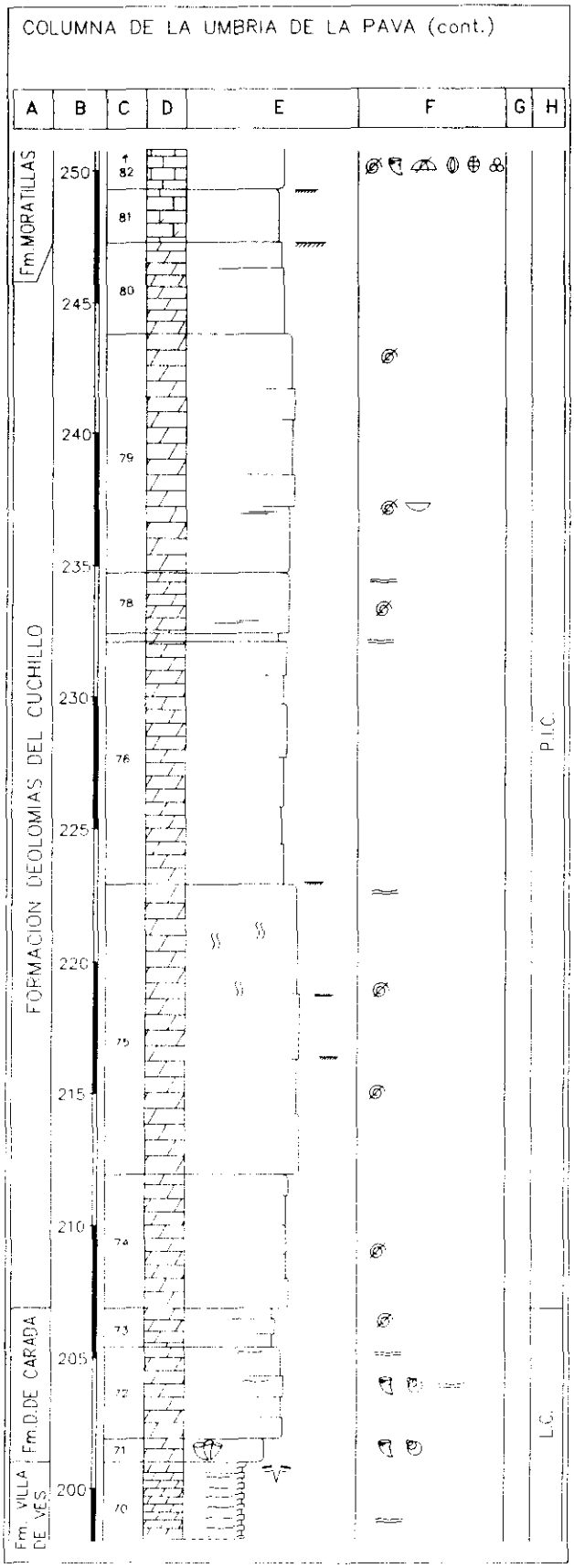
57.- 2,8m : Afloran dolomías blancas a cremas, bien estratificadas en niveles de 0,2m. En la base están muy cubiertas.

58.- 4,5m : Tramo cubierto.

59.- 4,3m : Dolomías finamente tableadas con laminación algar, con pequeñas intercalaciones de dolomías arcillosas de tonos cremas. Se reconoce porosidad fenestral, grietas retracción y niveles de cantos planos.

60.- 3m : Tramo cubierto.

61.- 2,8m : Semicubierto. Afloran dolomías ocres a



cremas, limosas y, hacia techo, dolomías grises en niveles decimétricos.

62.- 2,2m : Dolomías grises mal estratificadas (base) y masivas (techo).

63.- 3,3m : Tramo de dolomías finamente tableadas con laminación subhorizontal de algas. También se reconocen niveles milimétricos a centimétricos de *ripples*. De modo subordinado aparecen intercalaciones de dolomías limoso-arcillosas.

64.- 2,7m : Dolomías grises compactas, en bancos de 0,6-1,2m.

65.- 1,4m : Dolomías tableadas grises, con laminación subhorizontal de algas.

66.- 3,5m : Tramo cubierto.

67.- 0,2m : Dolomía gris.

68.- 3m : Tramo cubierto.

69.- 3,2m : Dolomías claras, estratificadas en bancos de 0,8m. En los bancos superiores se reconoce fuerte bioturbación, así como fantasmas de rudistas, gasterópodos y otros bioclastos.

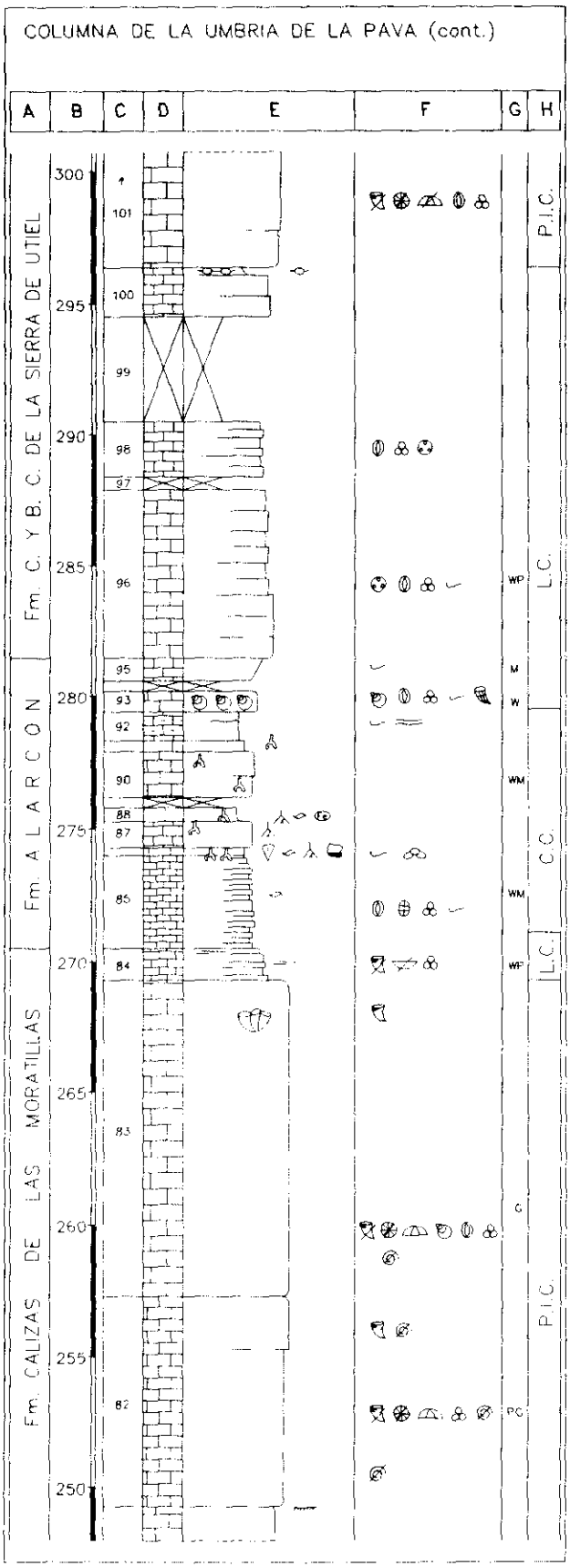
70.- 2,9m : Tramo de dolomías tableadas en niveles de 0,1 - 0,2m, con laminación subhorizontal de origen algar. Se reconocen pasadas milimétricas calcareníticas y grietas de desecación. Algunos niveles están parcialmente brechificados. El techo del tramo es una superficie ferruginizada.

71.- 0,9m : Tramo de dolomías oscuras con gran acumulación de rudistas cónicos. También se reconocen fantasmas de gasterópodos.

72.- 3,5m : Dolomías grises estratificadas en niveles de 0,8m aprox., muy bioclásticas, en las que son abundantes los restos de rudistas y gasterópodos. En algunos niveles se reconocen tramos con laminación subhorizontal de origen algar. Se reconoce:

Ichthyosarcolites sp.

73.- 1,5m : Dolomías grises en bancos decimétricos, bioclásticas (abundante porosidad móldica) y calcareníticas.



74.- 5m : Dolomías grises mal estratificadas, con fantasmas de bioclastos dispersos.

75.- 11m : Dolomías grises muy masivas. Se reconocen algunas superficies de estratificación que delimitan bancos de potencia decimétrica a métrica. Estas superficies, al igual que el techo del tramo, vienen marcadas por pequeñas costras ferruginosas. En algunas zonas se han reconocido fantasmas de bioclastos. Del mismo modo, puntualmente se encuentra una laminación difusa de posible origen algar. Texturalmente son dolomías polimodales (microcristalinas) no planares, con fantasmas de bioclastos e intraclastos, en forma de porosidad móldica.

76.- 9,2m : Dolomías grises meso a macrocristalinas, mal estratificadas en bancos métricos mal definidos e internamente masivos.

77.- 0,3m : Nivel mejor estratificado de dolomías grises, con laminación subhorizontal de posible origen algar.

78.- 2,3m : Dolomías grises masivas, en las que se reconocen fantasmas de bioclastos y, hacia la base, laminación subhorizontal de posible origen estromatolítico. Desde un punto de vista textural, son fundamentalmente doloesparitas meso a macrocristalinas, unimodales planares, sin preservación de aloquímicos.

79.- 9,1m : Dolomías beiges a grises verdosas de aspecto masivo. Se reconocen bancos métricos con fantasmas de bioclastos, muy abundantes en los niveles superiores. En algunos puntos se reconoce laminación de posible origen algar.

80.- 3,5m : Dolomías grises, en bancos métricos mal definidos e internamente masivos. A techo se reconoce un nivel fuertemente ferruginizado.

81.- 2m : Calizas de tonos claros, fuertemente recristalizadas y masivas. A techo se encuentra una costra ferruginosa poco desarrollada.

82.- 8m : Calizas blancas muy masivas, en las que resulta difícil reconocer la estratificación. En la base están muy recristalizadas, aunque la textura original *packstone* se reconoce, al igual que la presencia de restos de rudistas, equínidos, miliólidos, ataxofrágmidos y otros foraminíferos bentónicos y otros bioclastos. En el resto del tramo predominan las calcarenitas (*packstone-grainstone*) bio e intraclásticas, muy recris-

talizadas. En ellas son dominantes los fragmentos de rudistas, corales y equínidos, así como los foraminíferos bentónicos. Se identifica:

Cuneolina sp.

83.- 12m : Calizas blancas muy masivas y recristalizadas, constituidas por bioesparitas *grainstone-rudstone*, con fragmentos de rudistas, corales, gasterópodos y equínidos, así como miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. En torno a algunos bioclastos se encuentran envueltas proto-oolíticas. En los últimos metros se reconocen abundantes rudistas cónicos (*Radiolitidae*), que forman pequeñas construcciones o *clusters*, así como otros restos bioclásticos. Se ha reconocido:

Durania arnaudi CHOFFAT

84.- 1,2m : Calizas blancas a rosadas bien estratificadas en niveles de 0,2m (tableadas), que presentan hacia techo en ocasiones laminación subhorizontal difusa. Fundamentalmente son pelbiomicritas *wackestone - packstone* muy bioclásticas (abundantes fragmentos de rudistas, otros pelecípodos y foraminíferos bentónicos). Los bioclastos aparecen fuertemente micritizados.

85.- 3,5m : Calizas blancas finamente tableadas (niveles de 5 - 10 cm), que afloran mal hacia el techo del tramo. Son biomicritas y micritas *wackestone - mudstone* con pequeños miliólidos, nezzazatidos, ataxofrágmidos y ostrácodos. En ocasiones están finamente laminadas y se reconoce porosidad fenestral. Se ha identificado:

Cuneolina pavonia D'ORB.

86.- 0,3m : Calizas micríticas *mudstone* con ostrácodos y rotálidos. Son nodulosas de tonos claros, que presentan señales de intensa edafización: huellas de raíces, nodulización, microkarstificación, rellenos internos, fenestral y posible *Microcodium*.

87.- 1m : Calizas muy recristalizadas, masivas, que presentan señales de edafización (huellas de raíces) a techo.

88.- 0,5m : Calizas micríticas, algo nodulosas, que presentan, en el techo, porosidad fenestral, huellas de raíces y fuerte ferruginización.

89.- 0,4m : Tramo cubierto.

90.- 1,7m : Calizas blancas o rosadas, estratificadas en dos bancos de 0,8m aproximadamente. Tienen textura micrítica (*wackestone - mudstone*) y presentan, a techo, fuerte transformación pedogenética. Estas "zonas alteradas" están nodulizadas y tienen una potencia de 0,2m.

91.- 0,4m : Pelbiomicritas rosadas, con fuerte transformación pedogenética. Destaca la presencia de micronódulos edáficos.

92.- 1,1m : Calizas un poco arcillosas, estratificadas en bancos de 0,1 -0,2m. Son micritas *mudstone* con ostrácodos. En algunos puntos se aprecia una fina laminación de algas. Presentan señales de microkarstificación, huellas de raíces y nódulos de óxidos de hierro.

93.- 0,8m : Biomicritas *wackestone* con abundantes gasterópodos globosos y en menor proporción, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos, y algún pequeño radiolítido. En la parte superior, nivel de alteración edáfica, algo noduloso.

94.- 0,4m : Tramo cubierto.

95.- 0,9m : Calizas blancas. Son micritas fosilíferas *mudstone*, en bancos decimétricos. Se reconocen ostrácodos.

96.- 6,4m : Calizas blancas, muy recristalizadas, estratificadas en bancos decimétricos (mal definidos en la base). Son fundamentalmente biomicritas *wackestone-packstone* con abundantes algas verdes, miliólidos, otros foraminíferos y ostrácodos. Cada banco puede presentar señales de exposición subaérea y pedogénesis en su parte superior, pero nunca reflejan un gran desarrollo. Se identifica:

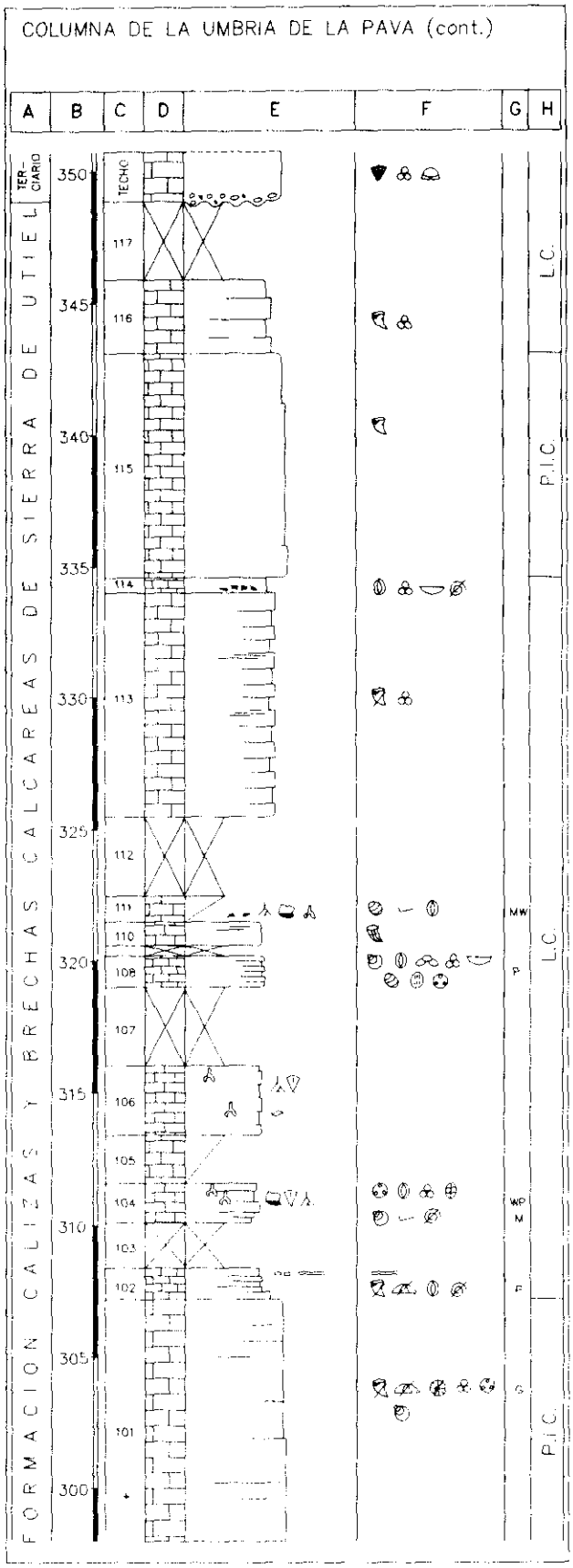
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)

97.- 0,5m : Tramo cubierto.

98.- 1,1m : Calizas muy similares a las del tramo 96, pero presentan niveles edáficos más desarrollados. La textura original era *wackestone - packstone*. Se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes.

99.- 4m : Tramo cubierto.

100.- 1,9m : Calizas blancas fuertemente recristalizadas, en dos bancos de 0,8m. A techo se reconoce un



nivel noduloso de 0,3m.

101.- 10,8m : Calizas muy masivas bioströmicas, que dan un tramo duro fuertemente encostrado. Se reconoce una estratificación difusa en bancos de 0,3 a 1,2m. Son dominantemente biointraesparitas *grainstone* a *rudstone*, con fragmentos dominantes de rudistas, aunque son frecuentes también las placas de equínidos y las algas verdes, los restos de gasterópodos y corales, así como miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, que están muy micritizados. Se han determinado:

Dictyopsella kiliani SCHLUMB.
Orbitolinopsis senonicus GENDROT
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Spiroplectammina sp.
Bacinella irregularis RADOICIC

102.- 1,2m : Calizas micríticas blancas, tableadas en niveles de 0,2m. son dominantes las biomicritas y pelbiomicritas *packstone* con fragmentos de rudistas y equínidos, miliólidos y otros bioclastos, todos fuertemente micritizados. Ocasionalmente aparecen niveles con laminación de algas cianofíceas e intraclastos (cantos planos).

103.- 1,7m : Tramo cubierto.

104.- 1,5m : Calizas rosadas tableadas y en ocasiones nodulosas. Las microfacies oscilan entre: (1) biopelmicritas *wackestone - packstone* con algas verdes, miliólidos, ataxofrágmidos y otros foraminíferos bentónicos; y (2) micritas *mudstone* con gasterópodos, ostrácodos y algún otro bioclasto. Están fuertemente alteradas por pedogénesis. Se encuentra señales de microkarstificación, rellenos geopetales, huellas de pequeñas raíces y *Microcodium*. Entre el contenido fosilífero, se han identificado:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Pseudolituonella mariae GENDROT
Minouxia sp.
Periloculina sp.

105.- 1,8m : Semicubierto: afloran calizas blancas muy

recristalizadas.

106.- 2,6m : Calizas micríticas con algunos gasterópodos, mal estratificadas, seminodulosas y con abundantes señales de exposición subaérea y pedogénesis: porosidad fenestral agrandada, microkarstificación, huellas de raíces y *Microcodium*.

107.- 3m : Tramo cubierto.

108.- 1,2m : Calizas de tonos rosados, muy recristalizadas y estratificadas en niveles de 0,2m, en los que se observan biointramicritas *packstone* con gasterópodos, miliólidos, discórbidos, otros foraminíferos, ostrácodos, pelecípodos, algas verdes, oogonios de carofitas y *pellets* fecales. Se determina:

Favreina murciensis (CUV., BASS. y FOURC.)

109.- 0,4m : Cubierto.

110.- 0,9m : Calizas muy recristalizadas, bioclásticas, en ocasiones laminadas. Se reconocen pequeños radiolítidos.

111.- 1m : Semicubierto. Afloran calizas blancas o rosadas. Son micritas fosilíferas *mudstone* a biomicritas *wackestone* con restos de carofitas, ostrácodos y pequeños miliólidos. Además se reconocen pequeños cantos negros redondeados, huellas de raíces, microkarstificación y rellenos geopetales.

112.- 3m : Tramo cubierto.

113.- 8,5m : Calizas blancas estratificadas en bancos de 0,4-0,6m, muy recristalizadas y encostradas, en las que se reconocen fragmentos de rudistas y foraminíferos bentónicos.

114.- 0,6m : Tramo calizo constituido por pelbiomicritas con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, restos de pelecípodos y otros bioclastos. En la base aparece una acumulación de intraclastos (con cantos negros abundantes).

115.- 8,5m : Calizas blancas muy recristalizadas y masivas que dan un tramo compacto, hoy fuertemente encostrado. Se encuentran abundantes restos de rudistas.

116.- 2,8m : Calizas blancas fuertemente recristalizadas, estratificadas en bancos de 0,7m. Fantasmas de rudistas y foraminíferos bentónicos.

117.- 3m : Cubierto.

Techo: >10m. Calizas bioclásticas con algas rojas, que pueden ser muy arenosas. Se reconoce *Amphistegina lessoni* (D'ORB.), *Operculina complanata* DEFR., *Elphidium* sp., *Cibicides* sp. y *Globigerinidae*, que reflejan una edad Mioceno (probable Burdigaliense). Estos niveles presentan un conglomerado basal con cantos calizos cretácicos.

29. COLUMNA DE LAS CASAS DE LA CINGLA I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **806,3**
Y= **442,6**
Techo: X= **806,5**
Y= **442,6**

Base.- >1m : Areniscas ocres dolomíticas, muy cementadas. Presentan estratificación cruzada de surco de gran escala.

1.- 6m : Tramo cubierto.

2.- 1,2m : Tramo de arcillas dolomíticas muy limosas, de tonos blancos a ocres, masivas.

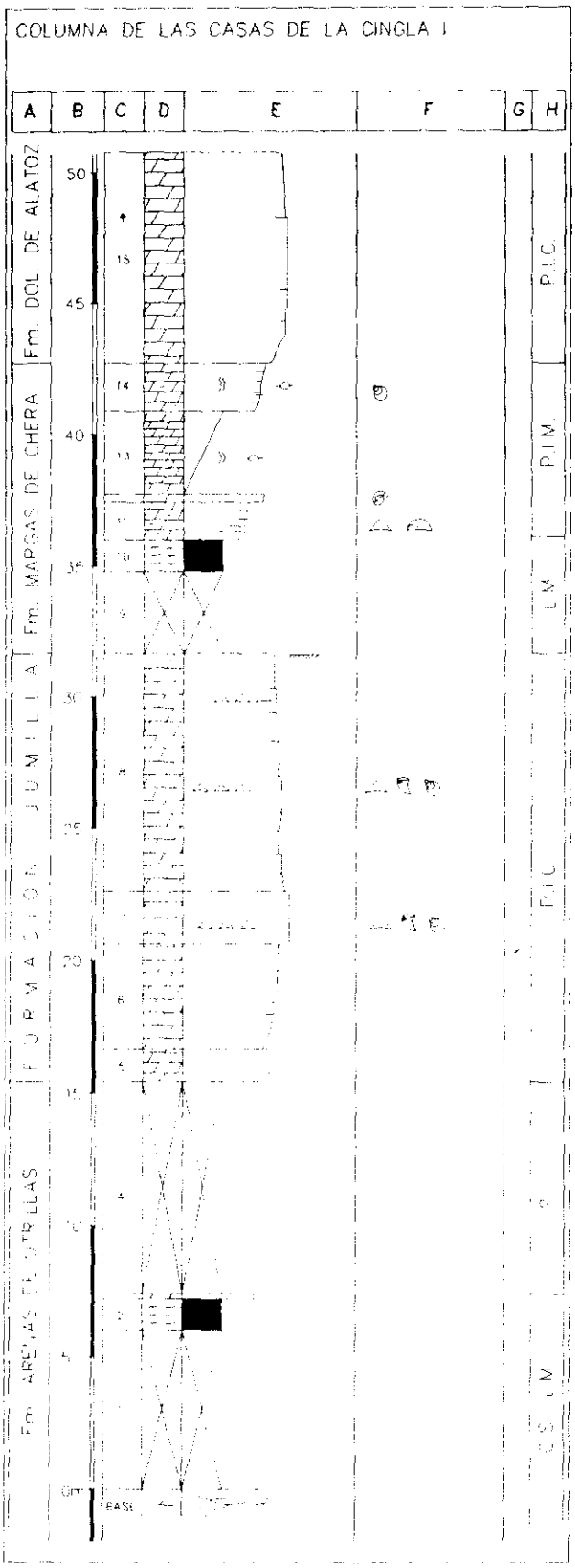
3.- 0,2m : Pasada de dolomías arenoso-limosas.

4.- 8m : Tramo cubierto.

5.- 1,2m : Banco de dolomías blancas, masivas, con cierta proporción de clásticos.

6.- 4m : Tramo de dolomías grises, en las que se reconoce una estratificación en niveles decimétricos a métricos, mal definida. Estos son internamente masivos.

7.- 2m : Dolomías calcareníticas ocres, sacaroideas y macrocristalinas, muy porosas y bastante competentes. En el conjunto del tramo se reconocen fantasmas de rudistas y gasterópodos y, ocasionalmente, acumulaciones de orbitolínidos.



8.- 9m : Dolomías calcareníticas ocres, sacaroideas y macrocristalinas, muy porosas y poco competentes. Con fantasmas de gasterópodos y rudistas, así como algunas acumulaciones de orbitolínidos. Sobre el tramo hay una costra ferruginosa.

9.- 3,2m : Tramo cubierto.

10.- 1,2m : Arcillas dolomíticas amarillentas.

11.- 1,4m : Dolomías arcillosas, muy porosas, seminodulares, con pasadas margosas. Se reconocen orbitolínidos dispersos y algunos requiénidos.

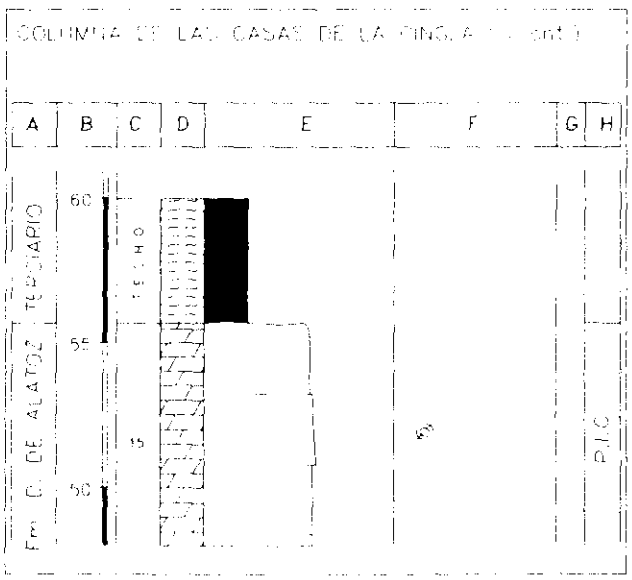
12.- 0,3m : Banco de dolomía blanca compacta, muy bioclástica.

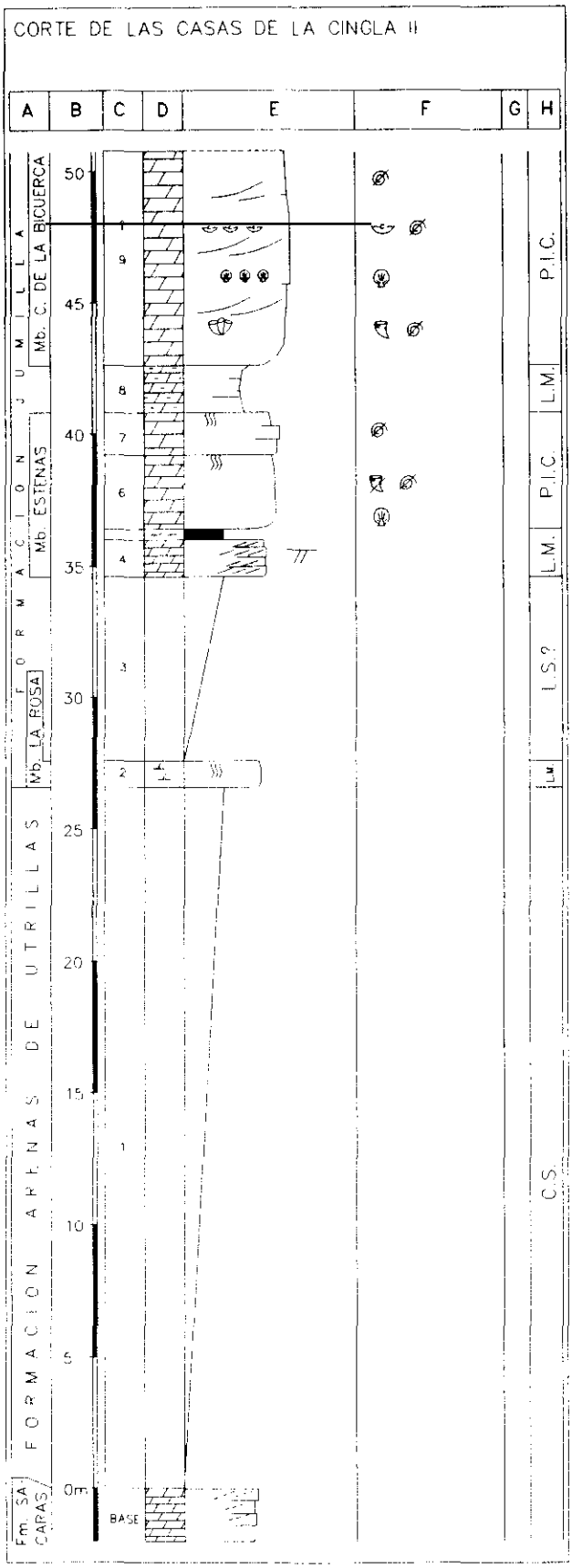
13.- 3,2m : Tramo semicubierto. Está constituido por dolomías poco arcillosas, algo ferruginizadas, seminodulares. Se reconocen señales de bioturbación.

14.- 1,8m : Dolomías poco arcillosas, muy ferruginizadas, que presentan estratificación seminodular y son poco competentes. Entre los restos orgánicos se han encontrado fantasmas de gasterópodos. También se han observado señales de bioturbación.

15.- 13m : Dolomías grises masivas o mal estratificadas en bancos gruesos, que presentan fantasmas de bioclastos.

Techo: Margas de tonos azulados, que se apoyan discordantes. Tienen edad terciaria.





30. CORTE DE LAS CASAS DE LA CINGLA II

Hoja M.T.N. Escala 1:50,000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **806,0**
Y= **443,2**
Techo: X= **806,0**
Y= **443,5**

Base.- >3m : Dolomías arenosas de color ocre o ladrillo, con laminación cruzada, alternando con niveles arenosos poco cementados. El techo está muy ferruginizado.

1.- 26,6m : Tramo muy cubierto. Afloran arenas de grano fino con pasadas lutíticas, de tonos claros.

2.- 1m : Areniscas cementadas por carbonato, de tonos ocres, fuertemente bioturbadas (tubos del tipo de los producidos por *Callyanasa).*

3.- 7m : Semicubierto. Arenas blancas o cremas, de grano fino.

4.- 1,4m : Dolomías muy arenosas (30%) de tonos ocres, con estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos.

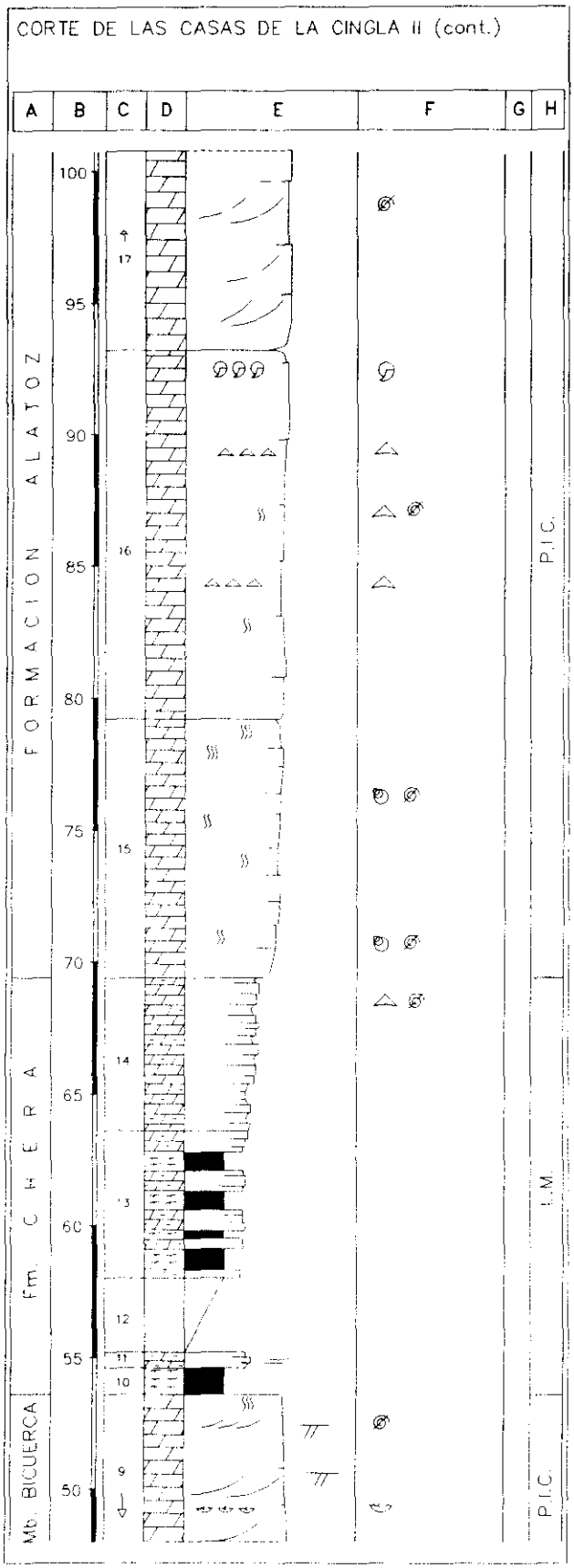
5.- 0,4m : Arcillas dolomíticas ocres.

6.- 2,8m : Tramo de dolomía bastante masiva, mesocristalina y muy bioclástica, en la que se reconocen abundantes fragmentos de rudistas. En la base se encuentra un nivel de acumulación de pectínidos, mientras que a techo existe una zona de grano más fino en el que la bioturbación es muy importante.

7.- 1,6m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos con ligera tendencia estratodecreciente. Son bioclásticas y presentan a techo importante bioturbación.

8.- 1,8m : Tramo blando de dolomías arcilloso-limosas ocres, en finos niveles que se reconocen mal.

9.- 11m : Dolomías beiges, dominantemente calcareníticas, mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos y masivos o con estratificación cruzada planar de gran escala (disminuye el tamaño de los *sets* hacia techo). Se reconocen así mismo pequeños niveles de



rudistas cónicos, pectínidos y/o condrodontos. A techo del tramo, la bioturbación es muy importante.

10.- 1m : Arcillas dolomíticas beiges que afloran mal.

11.- 0,6m : Dolomías limoso - arcillosas de tonos claros, en los que se puede reconocer cierta laminación de óxidos de hierro.

12.- 2,8m : Semicubierto: Afloran arenas claras de grano fino.

13.- 5,6m : Tramo formado por una alternancia de niveles decimétricos de arcillas dolomíticas de tonos verdosos y dolomías limoso - arcillosas más claras y compactas.

14.- 5,8m : Alternancia de niveles decimétricos de dolomías masivas y compactas, y de dolomías limoso-arcillosas macrocristalinas y poco compactas. En los niveles superiores se reconocen orbitolínidos y otros bioclastos.

15.- 9,8m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos gruesos. Son micro a mesocristalinas. Presentan importante bioturbación (que llega a ser muy fuerte a techo del tramo). Se reconocen fantasmas de bioclastos dispersos, destacando la presencia de gasterópodos.

16.- 14m : Dolomías beiges, estratificadas en niveles decimétricos a métricos, bioclásticas. Destaca la abundancia de orbitolínidos, que en algunos puntos forman acumulaciones, y de rudistas. La bioturbación es importante a techo de algunos bancos. En un nivel próximo al techo se reconoce:

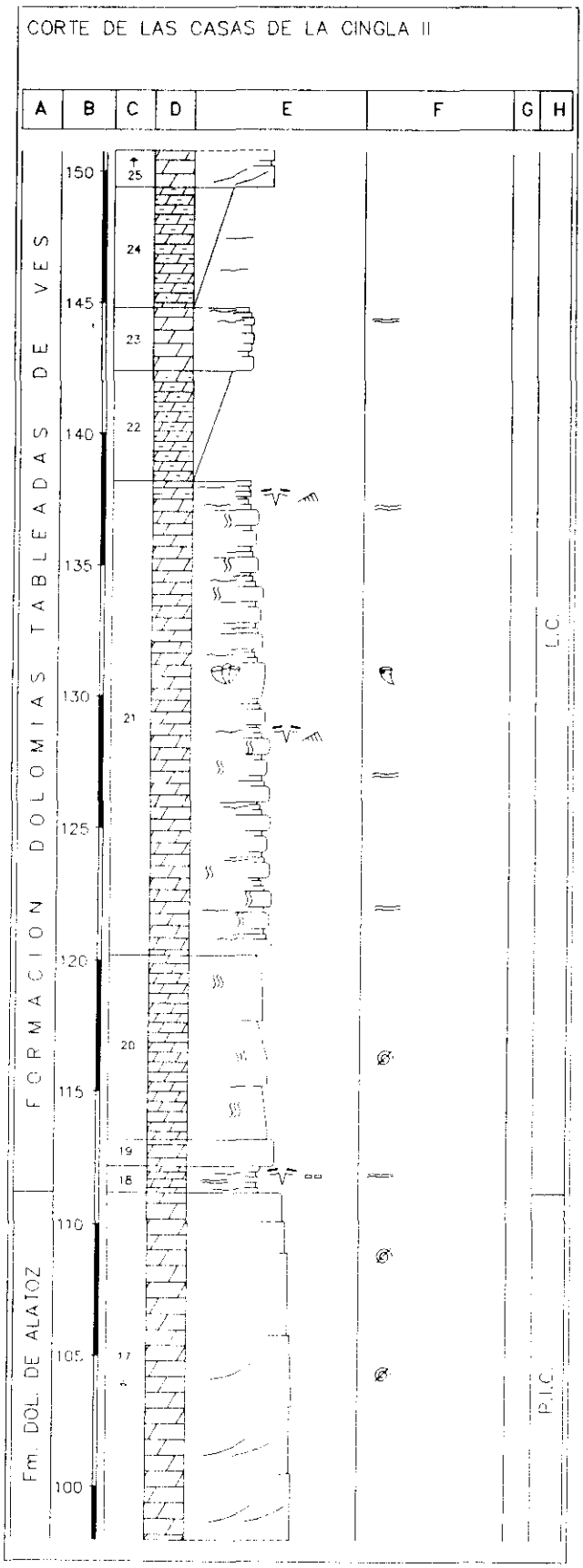
Ichthyosarcolites sp.

17.- 18m : Dolomías beiges masivas, calcareníticas y bioclásticas. En ocasiones con estratificación cruzada difusa.

18.- 1m : Tramo de dolomías finamente tableadas con niveles estromatolíticos, que parecen adaptarse a la morfología de barras del techo del tramo infrayacente. Se aprecian, grietas de retracción y cantos planos.

19.- 1m : Dolomías masivas, calcareníticas.

20.- 7m : Tramo constituido por tres niveles de dolomías fuertemente bioturbadas, en las que se reconocen



fantasmas de bioclastos dispersos.

21.- 18m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos (0,2-0,6m) en general masivos. En algunos bancos la dolomía tiene grano grueso y carácter originalmente calcarenítico, mientras que en otros el grano es mucho más fino y se aprecian señales bioturbación. También aparecen dolomías con bioacumulaciones de rudistas. Todos estos bancos pueden presentar a techo, niveles en general menos potentes de dolomías con laminación estromatolítica subhorizontal, grietas de retracción, cantos planos, pequeñas láminas con *ripples* intercaladas... Los niveles estromatolíticos se hacen más importantes hacia techo del tramo, donde también se encuentran intercalaciones margosas.

22.- 4,2m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas de tonos claros, con moteado de óxidos de hierro y nivelillos de algas. Presentan alguna intercalación más competente de dolomía con laminación estromatolítica o masiva.

23.- 2,4m : Dolomías en bancos decimétricos, de grano fino, con niveles de laminación algar a techo.

24.- 4,6m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcillosas que presentan intercalaciones más competentes (dolomíticas) con laminación estromatolítica. Tramo de características similares a las del 22.

25.- 3,2m : Dolomías calcareníticas estratificadas en bancos decimétricos, internamente masivos o con estratificación cruzada difusa. Entre los bancos aparecen niveles más finos con laminación subhorizontal estromatolítica.

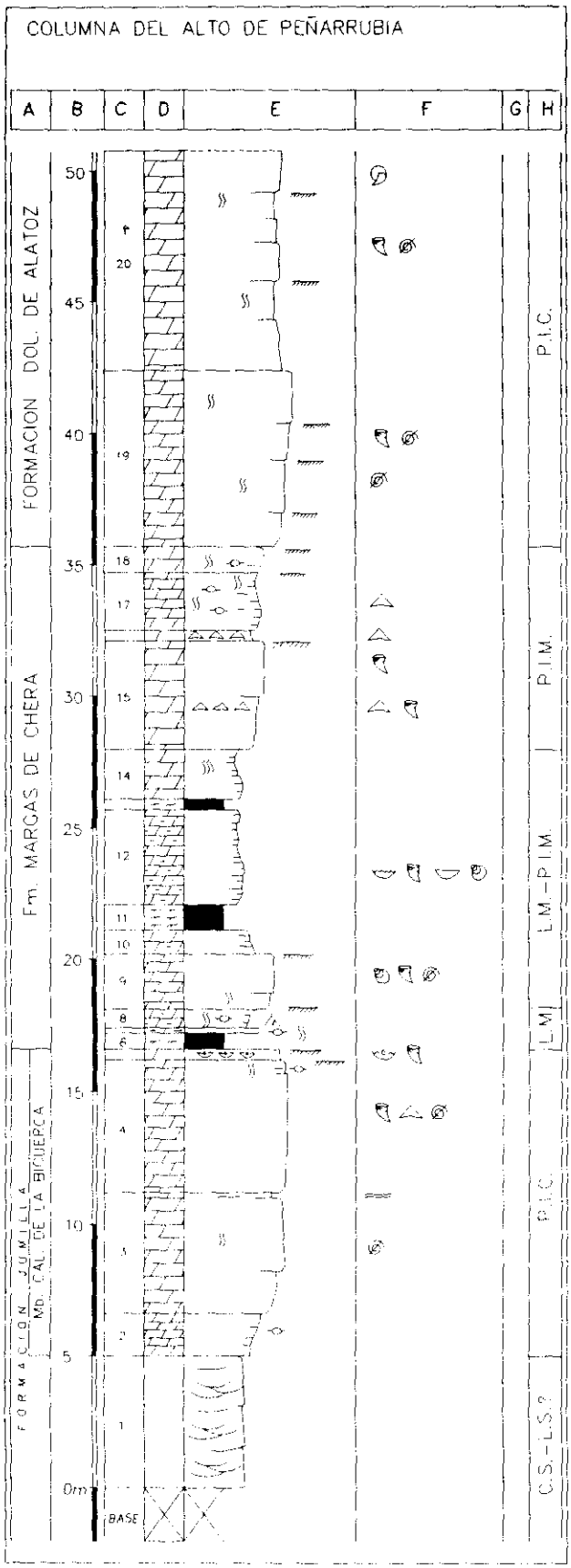
26.- 19,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías tableadas, que pueden ser masivas o presentar laminación de algas. Son igualmente frecuentes las intercalaciones de dolomías arcillosas de tonos cremas claros.

27.- 7,6m : Tramo más competente de dolomías estratificadas en niveles también algo más gruesos, masivos, y con laminación estromatolítica a techo.

28.- 16,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías tableadas, frecuentemente estromatolíticas y dolomías arcillosas, de características similares a las del tramo 26.

29.- 2m : Dolomías más competentes en bancos decimétricos gruesos, masivos, que presentan niveles de


CORTE DE LAS CASAS DE LA CINGLA II (cont.)
A
B
C
D
E
F
G
H
FORMACION DOLOMIAS TABLEADAS DE VILLA DE VES
200
195
190
185
180
175
170
165
160
155
150
30
29
28
27
26
25
L.C.
CORTE DE LAS CASAS DE LA CINGLA II (cont.)
Fm. SIERRA DE UTIEL
Fm ALARCON?
TECHO
250
245
240
235
230
225
220
215
210
205
200
36
35
34
33
32
31
30
L.C.
?



laminación de algas intercalados. Se reconocen algunos fantasmas de bioclastos.

30.- 6,2m : Tramo semicubierto. Dolomías tableadas, masivas, con laminación de algas o dolomías arcillosas.

31.- 3,2m : Tramo más masivo, con bancos de caliza estratificados en niveles decimétricos masivos, de textura originalmente micrítica, con niveles con laminación estromatolítica a techo.

32.- 5,6m : Tramo semicubierto. Se observan calizas tableadas, con abundantes laminaciones estromatolíticas. Entre los niveles dolomíticos se encuentran pasadas de dolomías arcillosas.

33.- 16,2m : Tramo de dolomías mal estratificadas, bastante masivas, grises, que presentan bioturbación importante. En los primeros metros se encuentran algunos niveles con laminación estromatolítica intercalados.

34.- 4,2m : Dolomías estratificadas en niveles masivos de potencia decimétrica, que presentan a techo laminación estromatolítica.

35.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías finamente tableadas.

36.- 1,2m : Tramo cubierto.

Techo: >15m : Calizas blancas, estratificadas en niveles decimétricos. Son fundamentalmente micritas *mudstone* y biointramicritas *wackestone*, con algunos miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Presentan señales de exposición subaérea y pedogénesis.

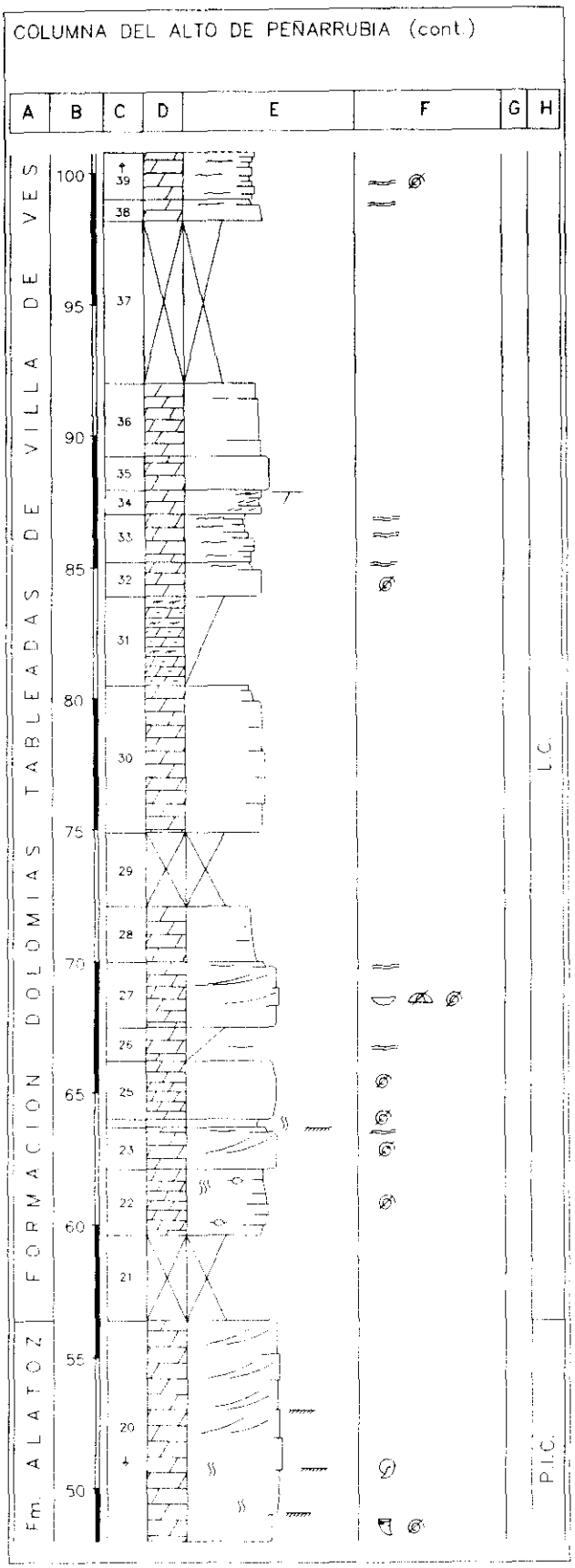
31. COLUMNA DEL ALTO DE PEÑARRUBIA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **804,9**
Y= **440,4**
Techo: X= **805,5**
Y= **440,7**

Base.- Cubierto.



1.- 5m : Arenas beiges, rosadas o rojas, de grano fino, muy poco cementadas y que afloran mal. Presentan estratificación cruzada de surco de gran escala, en sets decimétricos.

2.- 1,6m : Dolomías muy arenosas (>40% en la base) ocres, pardas o rosadas, sacaroideas, mal estratificadas en niveles decimétricos de contactos difusos y ondulados.

3.- 4,6m : Dolomías grises de grano medio a fino, muy masivas, en las que se reconocen algunos fantasmas de restos fósiles. En algunas zonas se aprecian señales de bioturbación importante y, en el techo, laminaciones subhorizontales de origen estromatolítico.

4.- 5m : Dolomías masivas, de grano medio y colores pardos a beiges. Son seminodulares a techo, donde se encuentran evidencias de bioturbación importante. En el conjunto del tramo se reconocen fantasmas de rudistas, orbitolínidos y otros restos fósiles. Sobre el mismo aparece una costra ferruginosa.

5.- 0,4m : Dolomías beiges muy bioclásticas, de carácter lumaquélico en muchos puntos. Presentan acumulaciones de condrodontos (aunque se reconocen también fantasmas de rudistas cónicos). Sobre el tramo hay una costra ferruginosa de gran desarrollo.

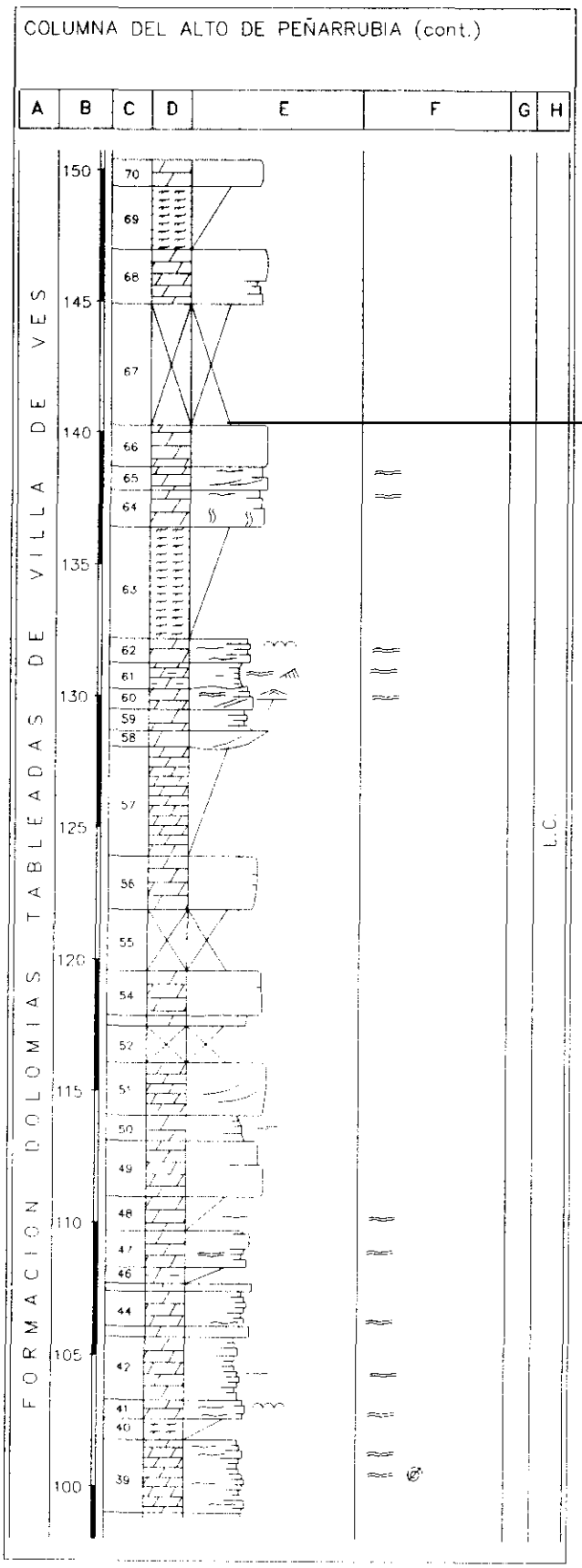
6.- 0,6 : Arcillas dolomíticas, ocres a verdes, masivas.

7.- 0,1 : Dolomías arcilloso-limosas, sacaroideas, de aspecto nodular, posiblemente generado por bioturbación.

8.- 0,8 : Dolomías arcillosas verdes a ocres, muy ferruginizadas, seminodulares y bioturbadas. Con huellas de raíces. En el techo aparece una costra ferruginosa.

9.- 2,1m : Dolomías ocres a beiges, masivas y fuertemente ferruginizadas. En los decímetros basales se aprecia abundante bioturbación. Se han reconocido fantasmas de bioclastos, entre los que destacan los gasterópodos y los rudistas cónicos (radiolítidos?). Sobre el tramo hay una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

10.- 0,9m : Dolomías arcilloso-limosas (>10%), de grano fino y de colores claros (blancas en la base y amarillentas a techo). Localmente aparecen brechificadas y presentan moteado de óxidos de hierro.



11.- 1m : Arcillas dolomíticas verdes, masivas.

12.- 3,6m : Dolomías ocres, en ocasiones arcillosas, que afloran mal. Se reconocen restos de ostreidos, rudistas, otros bivalvos, y gasterópodos.

13.- 0,4m : Arcillas dolomíticas (a dolomías arcillosas) de color verde claro, que afloran muy mal.

14.- 1,9m : Dolomías levemente arenosas (<5%, de grano fino), de tonos ocres. Aparecen fuertemente bioturbadas y muy ferruginizadas. Se reconocen orbitolínidos, que constituyen acumulaciones importantes (la textura original era *wackestone-packstone*).

15.- 4,1m : Dolomías grises, masivas y compactas. Presentan fantasmas de orbitolínidos (que en ocasiones forman acumulaciones importantes) y de rudistas cónicos. Sobre el techo aparece una costra ferruginosa de gran desarrollo.

16.- 0,4m : Tramo de dolomías muy ferruginizadas, mesocristalinas, en las que se aprecian acumulaciones importantes de orbitolínidos planos, muchos de ellos ferruginizados. Textura original calcarenítica.

17.- 2,2m : Dolomías amarillentas seminodulares, bioturbadas, en las que se reconocen fantasmas dispersos de orbitolínidos. A techo aparece una costra ferruginosa de escaso desarrollo.

18.- 1m : Dolomías masivas seminodulares, muy bioturbadas (a techo sobre todo, donde aparece, además, una costra ferruginosa).

19.- 6,7m : Dolomías esencialmente doloesparitas mesocristalinas, beiges a grises, masivas o mal estratificadas en bancos métricos limitados por pequeñas costras ferruginosas, con alta porosidad, mucha de ella de origen móldico (disolución de bioclastos). Posible textura original calcarenítica. Este nivel da un resalte importante. Se reconocen algunos fantasmas de rudistas cónicos.

20.- 14m : Dolomías ocres a grises, masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos, delimitados en ocasiones por superficies ferruginosas, en los que se reconocen zonas con alta bioturbación y fantasmas de rudistas cónicos y otros bioclastos. En los niveles superiores se distingue estratificación cruzada difusa, posiblemente planar de gran escala. Se ha

determinado:

Ichthyosarcolites cf. *triangularis* DESM.

21.- 3,2m : Tramo cubierto.

22.- 2,5m : Dolomías seminodulares beiges, macrocristalinas, sacaroideas, que presentan bioturbación importante. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

23.- 1,6m : Dolomías beiges muy masivas, de carácter calcarenítico, en las que se reconocen fantasmas de bioclastos. Hacia techo se distingue estratificación cruzada difusa y un nivel superior con laminación subhorizontal estromatolítica (0,2m). Sobre el tramo se desarrolló una costra ferruginosa.

24.- 0,3m : Dolomías claras masivas, con bioturbación y fantasmas de bioclastos dispersos.

25.- 2,2m : Dolomías masivas en las que se reconocen fantasmas de bioclastos y textura original calcarenítica.

26.- 1,3m : Semicubierto. Se reconocen dolomías con laminación de algas.

27.- 2,5m : Dolomías beiges estratificadas en bancos decimétricos internamente masivos o con estratificación cruzada difusa. Carácter original calcarenítico y bioclástico (se reconocen restos de bivalvos y equínidos), excepto en los últimos veinte centímetros, de color más claro, y en los que se reconocen laminaciones algares.

28.- 2,1m : Dolomías de tonos claros, muy porosas, de tacto sacaroideo, muy masivas.

29.- 2,8m : Tramo cubierto.

30.- 5,6m : Dolomías grises claro mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos, excepto a techo, donde se reconocen dos niveles de 0,2m bien definidos.

31.- 3,4m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosolimosas y arcillas dolomíticas de tonos ocres a amarillos.

32.- 1,3m : Dolomía gris clara, masiva, con fantasmas de bioclastos dispersos. A techo se individualiza un nivel bien estratificado, de 0,2m, que presenta laminación estromatolítica subhorizontal y finas intercalaciones calcareníticas.

33.- 1,8m : Dolomías finamente tableadas en niveles decimétricos que presentan laminaciones subhorizontales de origen algar.

34.- 0,9m : Dolomías claras, bien estratificadas en niveles de 0,2-0,3m, internamente masivos o con estratificación cruzada difusa.

35.- 1,3m : Dolomía de color gris claro, masiva.

36.- 2,8m : Dolomías mal estratificadas en bancos de 0,5-0,7m, masivos.

37.- 6,2m : Tramo cubierto.

38.- 0,8m : Dolomías grises masivas, de grano medio. A techo aparece un nivel de 0,1m con laminación de origen algar.

39.- 2,8m : Dolomías finamente tableadas, con laminaciones algares en algunos puntos y algunos fantasmas de bioclastos. Afloran mal y están muy diaclasadas.

40.- 0,8m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas beiges.

41.- 0,7m : Dolomías con laminación estromatolítica (bastante onduladas).

42.- 2,4m : Dolomías claras a blancas, que afloran mal, finamente estratificadas en niveles decimétricos, en los que se reconocen laminaciones estromatolíticas subhorizontales.

43.- 0,4m : Dolomía beige masiva.

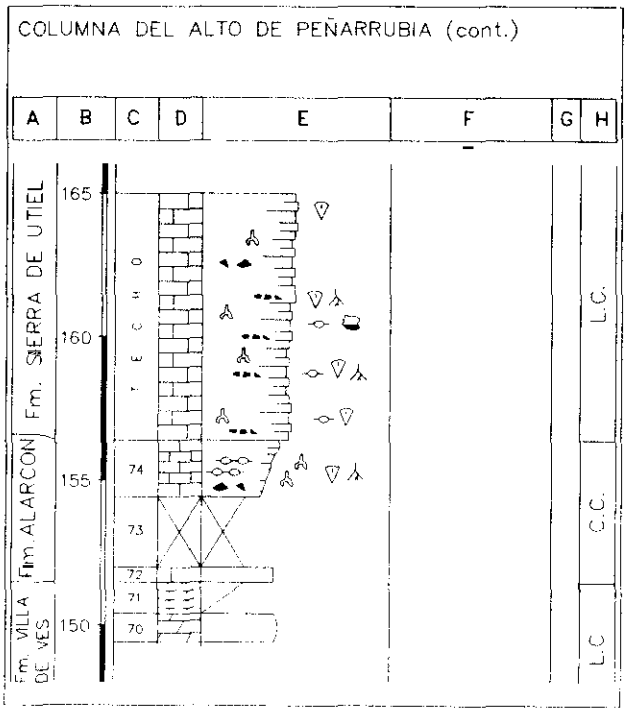
44.- 1,3m : Dolomías finamente estratificadas, amarillentas, con motas de óxido. Puntualmente se reconoce una fina laminación estromatolítica.

45.- 0,3m : Dolomía beige masiva.

46.- 0,6m : Semicubierto. Dolomías arcillosas.

47.- 1,4m : Tramo de dolomías tableadas, de tonos claros, que presentan laminaciones algares subhorizontales. Existen además algunos niveles más potentes intercalados, que son masivos.

48.- 1,3m : Semicubierto. Dolomías blancas de aspecto lajoso, muy diaclasadas. En algunos puntos se reconoce laminación estromatolítica.



49.- 2,1m : Dolomías grises fuertemente masivas, que dan un resalte topográfico.

50.- 1m : Dolomías mal estratificadas en las que, en ocasiones, se reconoce una laminación difusa, posiblemente de origen algar.

51.- 2m : Dolomías grises, fuertemente masivas o con estratificación cruzada difusa.

52.- 1,4m : Tramo cubierto.

53.- 0,4m : Dolomías blancas de aspecto lajoso.

54.- 1,7m : Banco de dolomías de color gris claro, muy masivas. Presenta la base ondulada, muy irregular.

55.- 2,3m : Cubierto.

56.- 2m : Dolomías grises masivas, poco competentes, afloran mal.

57.- 4,2m : Semicubierto. Afloran dolomías blancas finamente tableadas.

58.- 0,6m : Cuerpo dolomítico lenticular de base irregular (erosiva) y techo plano, que internamente presenta estratificación cruzada aunque muy difusa. Continuidad lateral de unos 15m.

59.- 0,8m : Dolomías blancas a amarillentas, lajosas y algo arcillosas.

60.- 0,8m : Dolomías grises que presentan estratificación cruzada difusa de gran escala (*sets* decimétricos) y laminaciones algares intercaladas. A techo aparece un nivel estromatolítico de gran desarrollo, con grandes estructuras de tipo *te-pee*.

61.- 1m : Dolomías arcilloso limosas finamente laminadas, en las que se reconocen estructuras algares e intercalaciones milimétricas de origen calcarenítico con *ripples* de corriente.

62.- 0,9 : Dolomías tableadas con estructuras estromatolíticas, en general subhorizontales o dando ligeras formas dómicas.

63.- 4,2m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas amarillentas y dolomías arcillosas.

64.- 1,4m : Dolomías bien estratificadas en niveles de 0,2-0,4m. Los niveles próximos a la base presentan señales de bioturbación y mientras que el resto se caracterizan por tener laminaciones estromatolíticas.

65.- 0,9m : Dolomías grises masivas o con estratificación cruzada difusa. Cerca del techo se reconoce laminaciones algares.

66.- 1,6m : Dolomía masiva gris. Da un pequeño resalte en el terreno.

67.- 4,6m : Cubierto.

68.- 2,1m : Dolomías mal estratificadas y encostradas, que afloran mal.

69.- 2,4m : Arcillas dolomíticas blancas, masivas, que afloran mal.

70.- 1m : Dolomía masiva muy encostrada.

71.- 1,1m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas beiges claro.

72.- 0,5m : Caliza parcialmente dolomitizada, gris, masiva y muy compacta. Son micritas fosilíferas

mudstone, con ostrácodos. Presentan cierta proporción de clásticos (tamaño arena fina). Están edafizadas y se encuentran bioturbación de raíces y *Microcodium*.

73.- 2,4m : Cubierto.

74.- 2m : Calizas dolomíticas, limosas, de color blanco, nodulosas e intensamente edafizadas. Se reconocen abundantes cantos negros, huellas de raíces y *Microcodium*.

75.- 22m : Tramo de calizas de color claro, algo arenosas en los tramos basales. Están bien estratificadas en bancos decimétricos internamente masivos o seminodulares. En ellas se reconocen cantos negros y abundantes señales de procesos edáficos (melanización, micronodulización, micro y macrobrechificación, microkarstificación, rellenos geopetales, huellas de raíces, *Microcodium*, etc.). En ocasiones están parcialmente dolomitizadas. La textura original de estas calizas era *mudstone* a *wackestone:* fundamentalmente eran micritas fosilíferas y biomicritas. El contenido paleontológico está formado por ostrácodos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y otros bioclastos. Se ha identificado:

Cuneolina pavonia D'ORB.

Techo: Superficie topográfica.

32. COLUMNA DE LA SIERRA DEL ESCABEZADO

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **796,3**
Y = **439,4**
Techo: X= **796,3**
Y= **439,7**

Base.- : Tramo cubierto.

1.- 7m : Semicubierto. Afloran dolomías arenosas, mal estratificadas en niveles de 0,2-0,3m, con porosidad móldica de origen bioclástico.

2.- 3,1m : Dolomías arenosas (la proporción de terrígenos disminuye hacia techo), de carácter originalmente calcarenítico. Tienen tonos ocres y están estratificadas en niveles decimétricos que pueden presentar estratificación cruzada de gran escala. A techo del tramo se aprecian señales de bioturbación importante. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos y otros restos bioclásticos.

3.- 0,6m : Dolomías macrocristalinas, arcilloso limosas, deleznables, con señales de bioturbación importante.

4.- 0,6m : Dolomías beiges escasamente limosas, que presentan fuerte bioturbación y abundantes fantasmas de bioclastos.

5.- 5,6m : Tramo muy competente de dolomías bioclásticas estratificadas en dos bancos de 1m aprox en la base y de 0,4m en el resto. Presentan estratificación cruzada de gran escala, bastante difusa. Se reconocen abundantes fantasmas de bioclastos, identificándose algunos fragmentos de rudistas. Hacia techo del tramo existe una bioturbación muy intensa. Sobre el mismo se encuentra una costra ferruginosa.

6.- 2,4m : Arenas poco consolidadas, de grano fino y color blanco. Presentan señales de cierta bioturbación. Bastante cubiertas hacia el techo.

7.- 0,2m : Dolomías microcristalinas limosas de tonos amarillentos, en las que son abundantes los restos de pelecípodos.

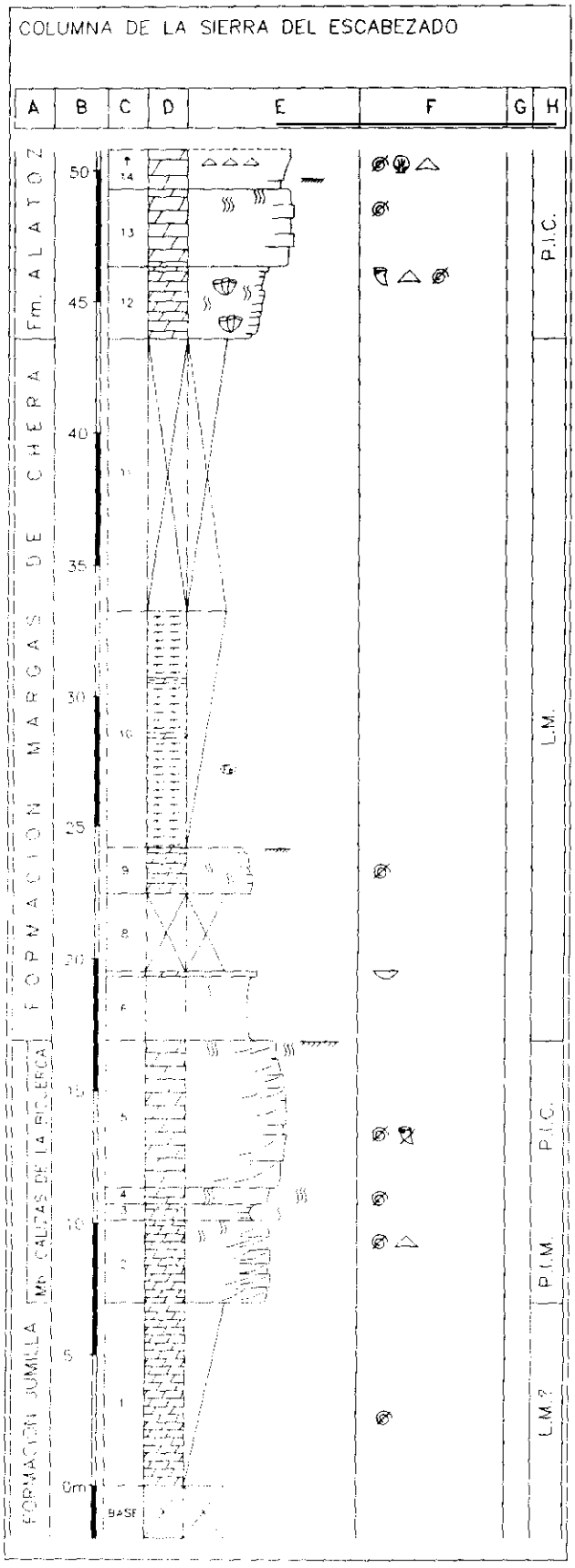
8.- 3m : Tramo cubierto.

9.- 1,7m : Dolomías limoso - arcillosas de colores beiges o amarillentos, estratificadas en niveles de 0,4m. Están bioturbadas y se reconocen fantasmas de bioclastos dispersos. Sobre el techo se encuentra una costra ferruginosa.

10.- 9m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas de tonos verdes a ocres (en la base), con intercalaciones más dolomíticas y compactas. Se han encontrado nódulos ferruginosos.

11.- 10,4m : Tramo cubierto.

12.- 2,7m : Dolomías de grano medio a fino, beiges, mal estratificadas en niveles de 0,1-0,2m, en las que se reconocen pequeñas colonias de rudistas cónicos, así como fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos y frecuentes señales de bioturbación.



13.- 3m : Dolomías de carácter calcarenítico, muy bioclásticas, estratificadas en niveles decimétricos. Presentan intercalaciones menos bioclásticas. En el techo del tramo la bioturbación es muy intensa.

14.- 8,9m : Tramo competente de dolomías bastante masivas o mal estratificadas en bancos métricos. En la base se reconocen acumulaciones de orbitolínidos, además de abundantes pectínidos y otros bioclastos. En el resto del tramo las dolomías son muy bioclásticas, tienen carácter calcarenítico y presentan alguna señal de bioturbación.

15.- 0,4m : Nivel de dolomía masiva beige, menos competente que la anterior, que da un pequeño entrante.

16.- 2,4m : Tramo dolomítico muy masivo y competente, que presenta señales de bioturbación. Hacia techo se reconocen fantasmas de rudistas cónicos, además de otros bioclastos.

17.- 2,1m : Dolomía masiva bioclástica, que presenta estratificación cruzada difusa de gran escala. Se reconocen grandes caprínidos y condrodontos. Estos últimos están especialmente concentrados hacia techo. Se ha determinado:

Ichthyosarcolites sp.

18.- 4,2m : Dolomías de grano medio a fino, competentes, mal estratificadas en bancos de 1-1,5m aprox. que son internamente masivos.

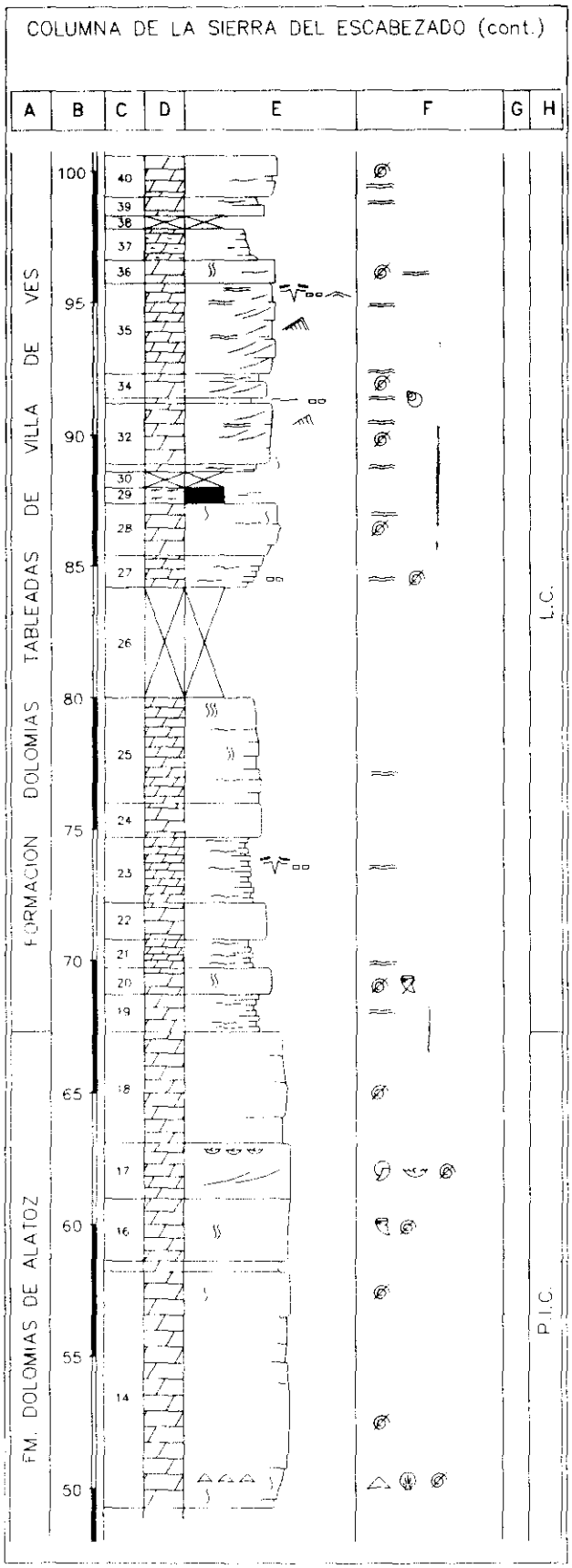
19.- 1,4m : Dolomías bien estratificadas en niveles de 0,05-0,2m, de colores claros, que presentan laminación subhorizontal de origen algar.

20.- 1m : Banco de dolomía masiva, de carácter calcarenítico, con abundantes fantasmas de bioclastos y escasos de rudistas. Presenta señales de bioturbación.

21.- 1,1m : Dolomías tableadas en niveles decimétricos (0,1-0,2m), que presentan laminación subhorizontal de origen estromatolítico.

22.- 1,4m : Banco de dolomía masiva competente.

23.- 2,5m : Tramo de dolomías finamente tableadas (niveles de 0,1-0,2m), que hacia techo se hacen arcillosas. Tienen tonos muy claros. Presentan laminación



estromatolítica de origen algar, grietas de retracción y se reconocen niveles de concentración de cantos planos.

24.- 1,3m : Dolomía masiva beige.

25.- 4m : Tramo de dolomías estratificadas en bancos decimétricos (0,4m-0,6m) que presentan bioturbación muy intensa (especialmente a techo). Entre estos bancos se disponen nivelillos centimétricos que presentan laminación subhorizontal estromatolítica.

26.- 4,2m : Tramo cubierto.

27.- 1,2m : Banco de dolomía de color gris claro, que presenta una alternancia de niveles decimétricos masivos con otros finamente laminados (estromatolitos). Se reconocen algunos niveles centimétricos de acumulación de grandes bio y litoclastos (*tempestitas*?).

28.- 2m : Tramo más competente de dolomías mal estratificadas en bancos decimétricos. En origen eran calcarenitas. Se encuentran abundantes fantasmas de bioclastos. Hacia techo se reconocen algunos niveles centimétricos de laminaciones subhorizontales estromatolíticas así como escasas señales de bioturbación.

29.- 0,6m : Nivel de arcillas dolomíticas deleznables, de colores claros, que presentan cierta laminación paralela.

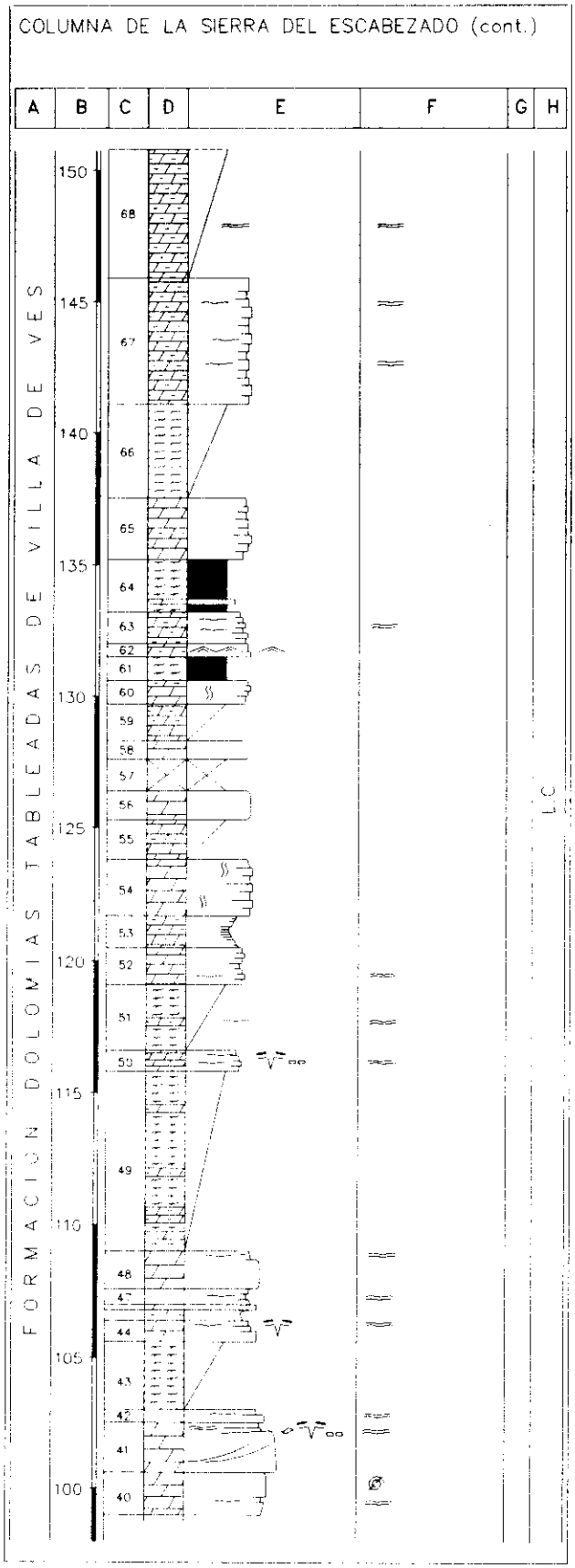
30.- 0,6m : Tramo cubierto.

31.- 0,3m : Tramo de dolomías tableadas con laminación estromatolítica. Presentan hacia techo tubos de bioturbación rellenos por materiales del tramo suprayacente.

32.- 2,3m : Tramo dolomítico muy competente, que presenta estratificación en bancos de 0,6m. Estos pueden ser masivos o presentar estratificación cruzada de gran escala (bastante difusa). Presentan abundantes fantasmas de bioclastos. Los bancos están separados por pasadas con laminación subhorizontal estromatolítica y nivelillos de *ripples*.

33.- 0,2m . Nivel dolomítico con laminación de algas y abundantes cantos planos. También son abundantes los gasterópodos turritelados.

34.- 0,9m : Banco de dolomías de carácter calcareníticо, muy bioclásticas y con estratificación cruzada en *sets* de 0,3m. A techo presentan un nivel decimétrico



de laminación algar.

35.- 3,4m : Tramo de dolomías bioclásticas de carácter calcarenítico en bancos gruesos separados por pequeños niveles estromatolíticos. Presentan estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos). En algunos puntos se reconoce la morfología de *megaripples*. Hacia techo, los niveles de algas se hacen dominantes, presentando importantes intercalaciones calcareníticas. En este último tramo se reconocen grietas de retracción, niveles de concentración de cantos planos y estructuras de tipo *te-pee*.

36.- 0,9m : Paquete de dolomía bioclástica (en origen calcarenitas), con intercalaciones de laminaciones algares centimétricas. Hacia techo se aprecian señales de bioturbación.

37.- 1,2m : Tramo de dolomías arcillosas de color crema claro, que presentan fina laminación.

38.- 0,5m : Tramo cubierto.

39.- 0,7m : Nivel de dolomía masiva en la base, con algunos fantasmas de bioclastos. Hacia techo se reconocen 0,3m de dolomías finamente tableadas con laminación algar (y frecuentes pasadas calcareníticas intercaladas).

40.- 1,6m : Bancos decimétricos de dolomías bioclásticas de carácter calcarenítico, separados por niveles con laminación estromatolítica y que constituyen un tramo muy competente.

41.- 1,9m : De base a techo, se han diferenciado:

1,6m : Dolomías de carácter calcarenítico, con estratificación cruzada planar de gran escala. Se reconocen algunos gasterópodos turritelados y, a techo, grandes caprínidos de tipo *Ichthyosarcolites*.

0,3m : Dolomías tableadas en niveles de 0,3m, que presentan laminación subhorizontal estromatolítica. Se aprecian grietas de retracción, porosidad fenestral y niveles de acumulación de cantos planos.

42.- 0,5m : Banco de dolomía masiva. A techo se encuentra un nivel de 0,1m con laminación estromatolítica.

43.- 2,6m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas de tonos claros.

44.- 0,8m : Tramo formado por un banco de dolomía masiva (0,4m) sobre el que se encuentran 0,3m de dolomías tableadas (en niveles de 0,1m), con laminación estromatolítica, grietas de retracción...

45.- 0,4m : Dolomía arcillosa de tonos claros, deleznable.

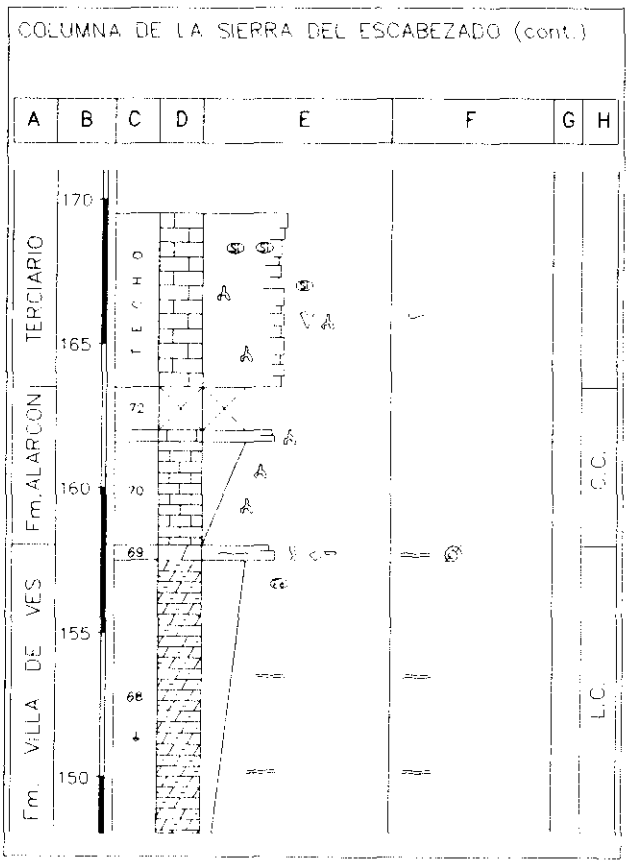
46.- 0,2m : Banco de dolomía masiva.

47.- 0,6m : Dolomías de grano fino, mal estratificadas en niveles de 0,2m, que pueden presentar laminación algar. Son poco competentes.

48.- 1,4m : Dolomía masiva gris claro, que presenta, a techo, un nivel con laminación de algas.

49.- 6,8m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas y dolomías arcilloso-limosas, de tonos cremas a amarillos. Se encuentran niveles de dolomías más competentes intercalados, siendo estos más frecuentes hacia la base.

50.- 0,8m : Dolomías tableadas (en niveles de 0,1m), que presentan laminación estromatolítica. También se han observado grietas de retracción y niveles de acumulación de cantos planos.



51.- 2,5m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas y dolomías arcillosas, de tonos cremas a amarillos. Se encuentran niveles de dolomías más competentes intercalados (potencia en torno a 0,1-0,2m) que presentan laminación estromatolítica. Estas intercalaciones son más frecuentes hacia la base.

52.- 1,4m : Tramo de dolomías de grano fino (micro a mesocristalinas) finamente estratificadas en bancos de 0,1-0,3m, masivos o con laminación subhorizontal estromatolítica.

53.- 1,2m : Dolomías arcilloso-limosas finamente tableadas, de colores cremas.

54.- 2,1m : Tramo dolomítico formado por bancos bien definidos de 0,3m aproximadamente. Estas dolomías son de grano fino y tienen colores amarillentos. Se han encontrado señales de bioturbación.

55.- 1,5m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías de características similares a las del tramo infrayacente, alternando con pasadas de dolomías arcillosas.

56.- 1,1m : Banco de dolomía masiva.

57.- 1,2m : Tramo cubierto.

58.- 0,7m : Banco de dolomía masiva de grano fino.

59.- 1,4m : Tramo semicubierto. Aflora dolomía arcillosa de color crema.

60.- 0,9m : Tramo de dolomías estratificadas en bancos masivos de 0,1-0,2m. A techo se hacen algo arcillosas, al mismo tiempo que adquieren tonalidades ocres. Se reconocen señales de bioturbación.

61.- 0,9m : Arcillas dolomíticas ocres, que presentan algunas intercalaciones dolomíticas más compactas.

62.- 0,5m : Dolomías algo arcillosas (más hacia techo), que presentan en la parte superior del tramo grandes estructuras *te-pee*.

63.- 1,2m : Dolomías arcillosas claras, estratificadas en pequeños niveles centimétricos, que pueden presentar laminaciones subhorizontales de algas cianofíceas.

64.- 2m : Tramo de arcillas dolomíticas beiges con intercalaciones más dolomíticas y compactas.

65.- 2,3m : Dolomías de grano fino, color claro, estratificadas en bancos de 0,3m, que presentan intercalaciones de dolomías arcillosas.

66.- 3,6m : Tramo semicubierto. Afloran margas masivas de tonos amarillentos.

67.- 4,8m : Tramo de dolomías de grano fino (en ocasiones arcillosas) estratificadas en bancos de 0,3m, masivos o con laminación estromatolítica. Ésta se encuentra fundamentalmente en los tramos basales, donde también se observa la presencia de grietas de retracción, niveles de acumulación de cantos planos y un moteado de óxidos de hierro.

68.- 11,6m : Tramo semicubierto, en el que afloran dolomías arcillosas poco compactas, de tonos amarillentos. Presentan laminaciones estromatolíticas. Hacia techo se hacen ferruginosas, apareciendo pequeños nódulos de óxidos de hierro.

69.- 0,5m : Paquete de dolomías competentes. Presentan abundantes fantasmas de bioclastos, litoclastos y señales de bioturbación. También se reconocen finas intercalaciones de láminas estromatolíticas. En algunos puntos este tramo tiene aspecto carniolar, estando bastante ferruginizado y karstificado.

70.- 3,6m : Tramo semicubierto. Afloran calizas blancas, recristalizadas, en ocasiones de tacto pulverulento (*chalky*) o nodulosas. Están fuertemente edafizadas.

71.- 0,4m : Tramo constituido por dos bancos de caliza compacta, muy recristalizada y edafizada.

72.- 1,5m : Tramo cubierto.

Techo: 6m : Tramo formado por calizas oscuras, micríticas, muy recristalizadas, bien estratificadas en bancos de 0,2-0,8m, que presentan nódulos de silex. Están intensamente edafizadas, destacando el gran desarrollo que alcanzan las colonias de *Microcodium*, las brechas edáficas y las micro y macronodulizaciones. Se reconocen ostrácodos. Este tramo corresponde al Paleógeno y se apoya discordantemente sobre los tramos infrayacentes.

33. COLUMNA DE FUENTE DEL PINO

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **844 ONTUR**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **808,6**
Y= **441,6**
Techo: X= **808,4**
Y= **441,8**

Base.- >2m : Lutitas rojas y verdes, masivas.

1.- 0,2m : Nivel muy compacto de areniscas dolomíticas de tonos ocres.

2.- 3,8m : Dolomías arenosas beiges a ocres, mal estratificadas en bancos decimétricos, con señales de bioturbación importante. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo.

3.- 2,8m : Tramo cubierto.

4.- 4,2m : Tramo bastante masivo de dolomías (muy arenosas en su base). En la mitad inferior se reconoce estratificación cruzada difusa, y abundantes fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos no identificables. En la superior fantasmas de rudistas en general poco fragmentados y frecuentemente en posición de vida (pequeñas bioconstrucciones).

5.- 1,4m : Muy cubierto. Afloran arcillas dolomíticas amarillentas y alguna pasada de areniscas dolomíticas con tubos de bioturbación abundantes.

6.- 2,7m : Dolomías beiges masivas, con acumulación de orbitolínidos. Se reconocen también moldes de otros bioclastos.

7.- 2m : Semicubierto. Afloran dolomías arcilloso - limosas, macrocristalinas y deleznables, en niveles de 0,1m mal definidos.

8.- 0,4m : Arenisca dolomítica ocre y masiva.

9.- 1m : Tramo cubierto.

10.- 8,4m : Tramo dolomítico en el que, de base a techo, se han diferenciado:
2,5m : Dolomías beiges masivas.
0,9m : Dolomías bien estratificadas en bancos de 0,2-0,3m, que presentan laminación subhorizontal estroma-



tolítica.

0,6m : Dolomías seminodulares de tonos verdosos, con bioturbación intensa.

2,4m : Dolomías más compactas, mal estratificadas, con fantasmas de rudistas y otros fósiles.

2m : Dolomías calcareníticas con estratificación cruzada difusa y fantasmas de bioclastos.

11.- 2,8m : Muy cubierto. Afloran arcillas dolomíticas verdes y dolomías limoso arcillosas (en los niveles basales).

12.- 1,2m : Areniscas dolomíticas de tonos ocres con fantasmas de orbitolínidos, mal estratificadas en bancos decimétricos (0,4m).

13.- 0,3m : Dolomías arcilloso - limosas macrocristalinas, de tonos ocres.

14.- 5,4m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos, que dan escaso resalte. Se reconoce microporosidad móldica y señales de bioturbación.

15.- 1,7m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,2m, que dan escaso resalte. Se reconocen fantasmas de rudistas, orbitolínidos y otros bioclastos.

16.- 11,6m : Dolomías masivas con microporosidad de origen móldico, similares a las del tramo 14.

17.- 1m : Tramo cubierto.

18.- 5,6m : Dolomías masivas beiges, mal estratificadas y que no dan resalte importante. Se reconocen orbitolínidos, gasterópodos y otros bioclastos.

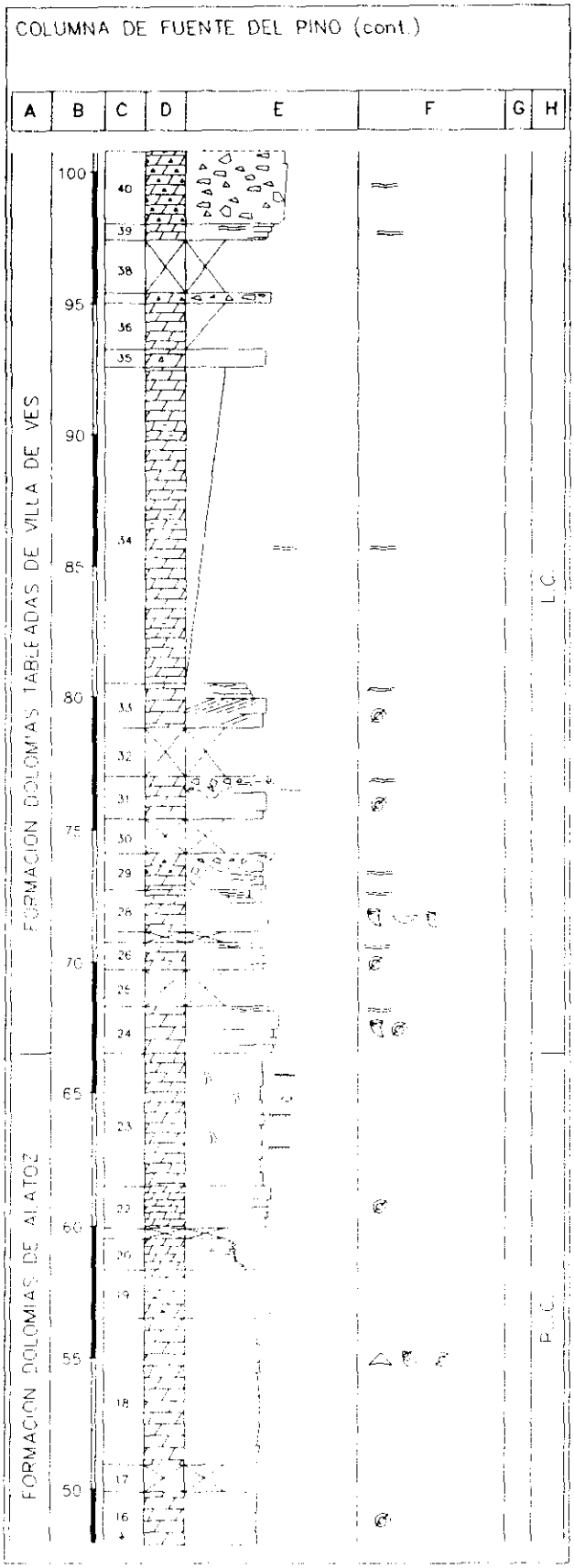
19.- 1,8m : Dolomía gris compacta y masiva, parcialmente brechificada.

20.- 1,2m : Dolomías limosas blancas y microcristalinas con moteado de óxidos de hierro y señales de bioturbación.

21.- 0,4m : Tramo cubierto.

22.- 1,6m : Dolomías bien estratificadas en niveles de 0,1m, con bioclastos dispersos.

23.- 5m : Dolomías ocres masivas o mal estratificadas en niveles decimétricos separados por pequeñas superficies ferruginosas. La bioturbación es intensa y puede dar un aspecto seminodular a estos niveles.



24.- 1,8m : Dolomías masivas con abundantes fantasmas de rudistas cónicos. A techo se encuentra un nivel mejor definido de 0,2m, más claro y con laminación subhorizontal estromatolítica.

25.- 1,4m : Tramo cubierto.

26.- 1m : Dolomías calcareníticas en bancos de 0,2m, muy bioclásticas. A techo se reconocen laminaciones de origen algar.

27.- 0,4m : Cubierto.

28.- 1,6m : Dolomía gris masiva (excepto a techo), con abundantes macrofósiles poco fragmentados: rudistas, otros bivalvos y gasterópodos. Los niveles superiores son tableados (0,1m) y presentan laminaciones estromatolíticas subhorizontales.

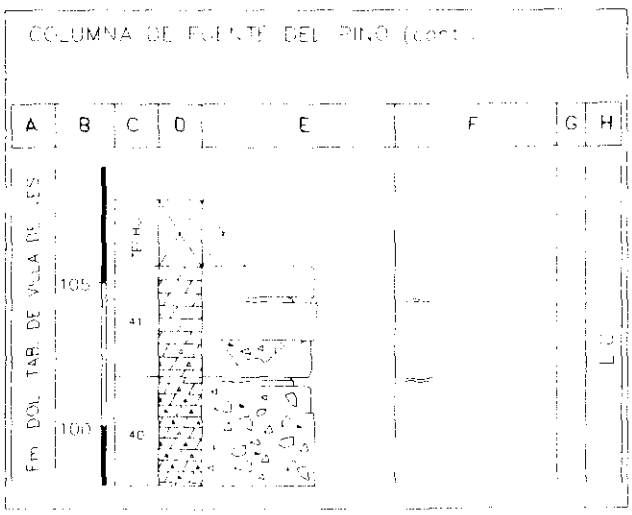
29.- 1,4m : Dolomías tableadas con laminación estromatolítica, que localmente (y especialmente hacia techo) están fuertemente brechificadas. La brechificación corta las superficies de estratificación.

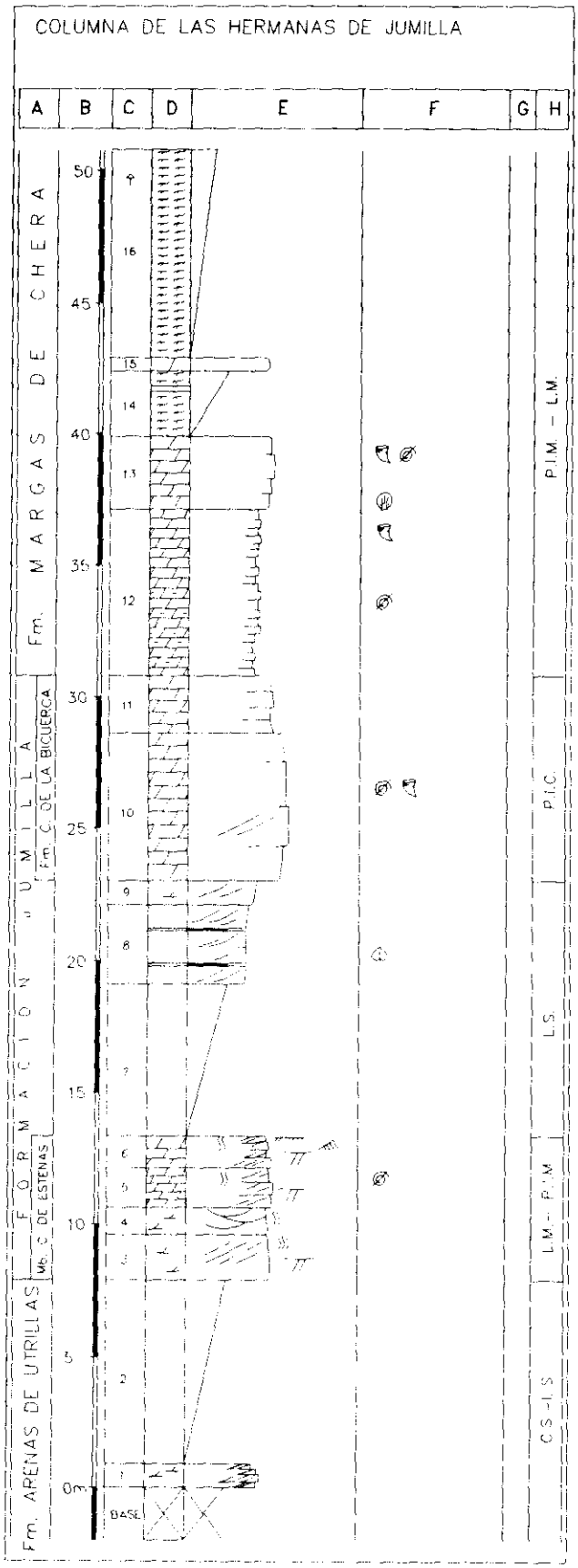
30.- 1,3m : Tramo cubierto.

31.- 1,6m : Dolomías grises mal estratificadas en niveles de 0,3m, con fantasmas de bioclastos. A techo, 0,3m de dolomías con laminación subhorizontal estromatolítica, parcialmente brechificada.

32.- 1,8m : Tramo cubierto.

33.- 1,7m : Dolomías calcareníticas bioclásticas con estratificación cruzada difusa de gran escala (*sets*





decimétricos). A techo se encuentra un nivel decimétrico con intercalaciones estromatolíticas.

34.- 12m : Semicubierto. Tramo muy tectonizado (diaclasado). Se reconoce una alternancia de dolomías arcillosas blancas con laminación estromatolítica y dolomías compactas y masivas (o también con laminación estromatolítica). Todas están finamente estratificadas (tableadas).

35.- 0,7m : Nivel de dolomías masiva gris.

36.- 1,8m : Semicubierto. Afloran dolomías en niveles decimétricos, ocasionalmente con laminación algar, y localmente brechificadas.

37.- 0,4m : Brechas dolomíticas heterométricas.

38.- 2m : Tramo cubierto.

39.- 0,6m : Dolomías claras finamente tableadas en niveles de 0,1m o menores, con laminación subhorizontal de origen algar. Se reconocen cantos planos y grietas de desecación.

40.- 3,7m : Dolomías fuertemente brechificadas, que constituyen un tramo muy caótico y masivo, que da resalte topográfico importante. En las zonas menos brechificadas (fundamentalmente hacia el techo), se reconocen niveles tableados masivos o con laminaciones estromatolíticas.

41.- 2,9m : Dolomías grises mal estratificadas en bancos de 0,7m-1m, que presentan intercalaciones más finas con laminación algar. Algunos de los bancos aparecen intensamente brechificados (en su parte superior).

Techo.- Tramo cubierto.

34. COLUMNA DE LAS HERMANAS DE JUMILLA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **791,6**
Y= **433,7**

Techo: X= **791,5**

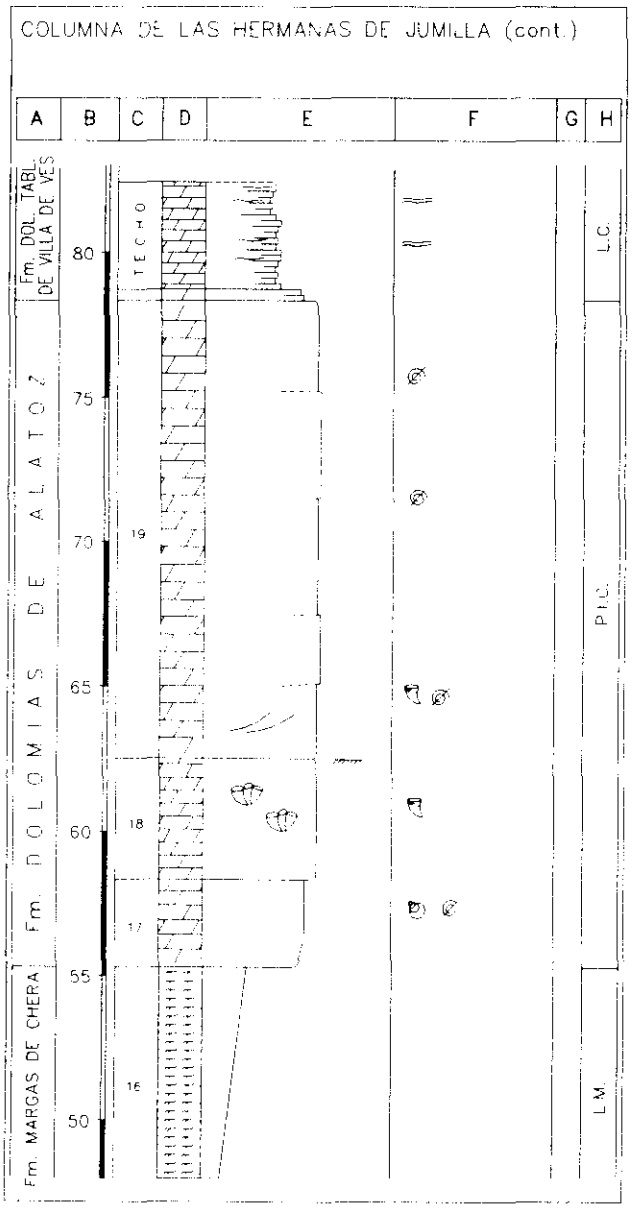
Y= **433,9**

Base.- Cubierto.

1.- 0,9m : Areniscas ocres fuertemente cementadas por dolomita. Presentan estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos.

2.- 7m : Muy cubierto. Afloran arenas de tonos claros y grano fino.

3.- 1,7m : Areniscas dolomíticas de color ocre con estratificación cruzada planar de gran escala y alto ángulo. A techo aparecen fuertemente bioturbadas.



4.- 1m : Arenas dolomíticas con estratificación cruzada de surco de gran escala. Señales de bioturbación a techo.

5.- 1,5m : Paquete de areniscas (con cemento dolomítico) con estratificación cruzada difusa, planar, en *sets* decimétricos. A techo del tramo se encuentran señales de bioturbación. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

6.- 1,2m : Dolomías arenosas con estratificación cruzada de gran escala (en *sets* de 0,2m) excepto en los niveles más altos, donde es de pequeña escala (*ripples*). Presentan señales de bioturbación. Sobre este tramo existe una costra ferruginosa.

7.- 5,8m : Muy cubierto. Afloran arenas claras de grano fino.

8.- 3m : Arenas blancas de grano fino, homométricas, con laminación cruzada planar de bajo ángulo, en *sets* decimétricos, alternando con niveles de arcillas dolomíticas blancas, pasadas lutíticas ferruginizadas y costras ferruginosas. En las arenas se han encontrado restos de vegetales.

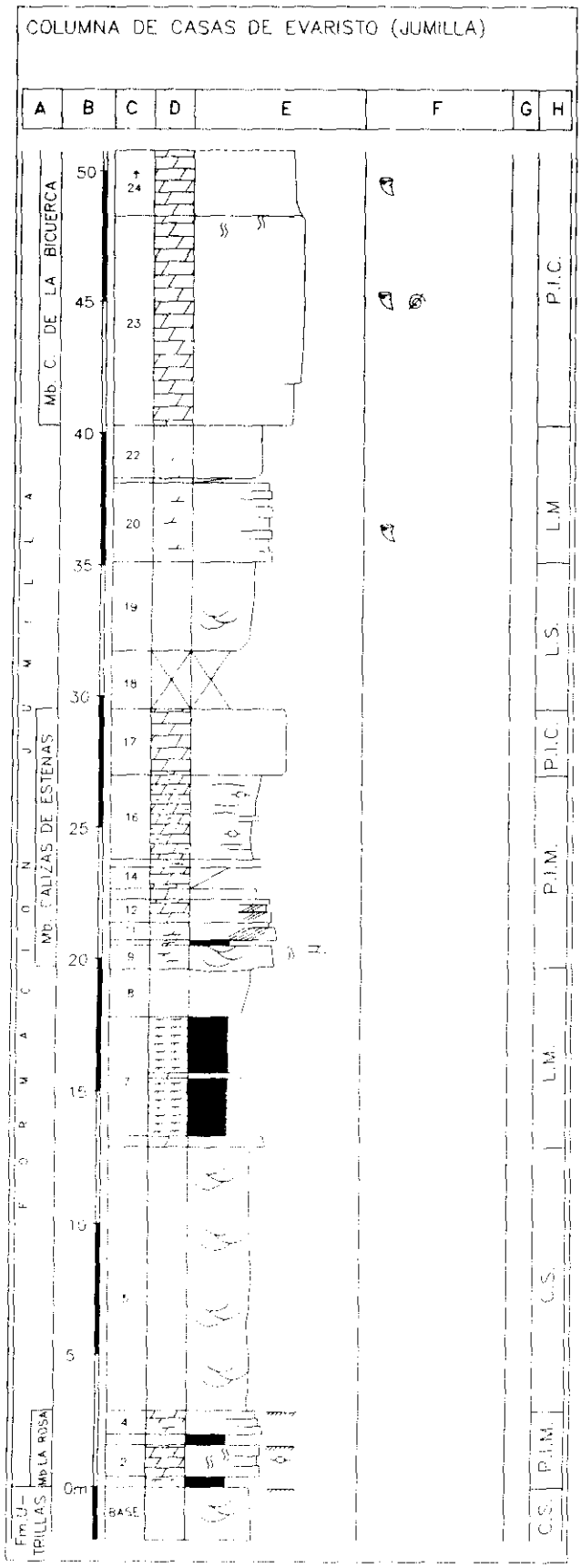
9.- 0,9m : Areniscas poco consolidadas, con cemento carbonático, de tonos ocres y masivas.

10.- 5,6m : Dolomías masivas, grises, muy bioclásticas, con estratificación cruzada en los niveles basales, donde además se aprecia cierta proporción de terrígenos (< 10% del total). Hacia techo se reconocen fantasmas de rudistas.

11.- 2,2m : Dolomías grises, estratificadas en niveles masivos de 0,5m aproximadamente.

12.- 6,3m : Tramo blando formado por dolomías limoso arcillosas, microcristalinas y estratificadas en niveles decimétricos. También se aprecian intercalaciones de arcillas dolomíticas, que son más abundantes hacia la base. En el conjunto del tramo se reconocen fantasmas de bioclastos y, únicamente en el techo, pequeños rudistas cónicos.

13.- 2,8m : Dolomías compactas, bien estratificadas en niveles de 1m. Son bioclásticas y calcareníticas. Presentan estratificación cruzada difusa de gran escala. En la base se encuentran abundantes pectínidos y, en el resto del tramo, algunos fantasmas de rudistas y de otros bioclastos.



14.- 2,5m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas de tonos amarillentos, con algunas pasadas de arenas de grano fino intercaladas.

15.- 0,5m : Nivel masivo de dolomías arenosas (porcentaje aprox. de terrígenos: 10%).

16.- 12,4m : Muy cubierto. Afloran arcillas dolomíticas de tonos verdosos.

17.- 3m : Dolomías grises masivas y compactas, en las que se reconocen fantasmas de gasterópodos, bivalvos y otros bioclastos.

18.- 4,2m : Dolomías masivas, mesocristalinas, con colonias de rudistas cónicos. A techo se reconoce una superficie ferruginizada.

19.- 15,8m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos limitados en ocasiones por superficies ferruginosas. En algunos puntos se reconoce estratificación cruzada difusa. Son bioclásticas y, en los niveles próximos a la base, se distinguen algunos restos de rudistas.

20.- 0,4m : Tramo formado por dos bancos dolomíticos bien definidos e internamente masivos.

Techo.- >18m : Dolomías tableadas (en niveles de 0,2m) de colores grises claros, que frecuentemente presentan laminación subhorizontal de origen algar.

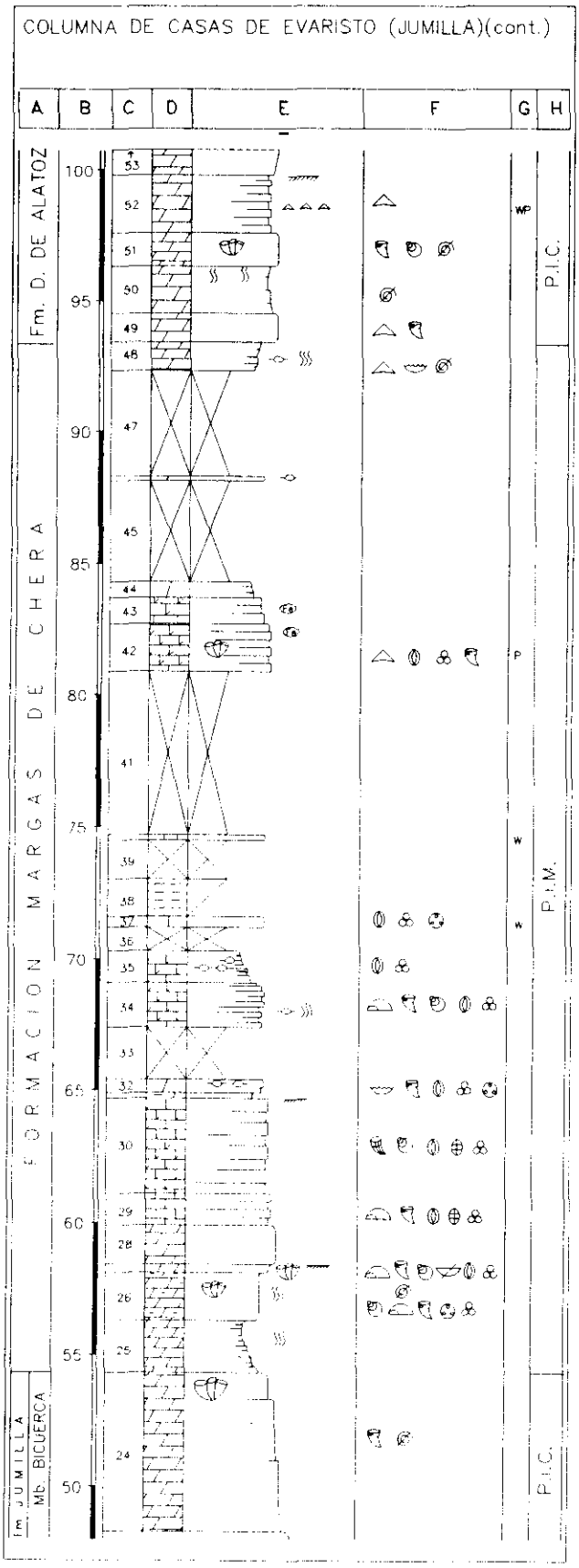
35. COLUMNA DE LA CASA DE EVARISTO (JUMILLA)

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **807,4**
Y= **436,0**
Techo: X= **807,5**
Y= **435,6**

Base.- >10m : Arenas blancas de grano fino a medio con estratificación cruzada de surco de gran escala. Se encuentran nódulos ferruginosos y, a techo, una costra ferruginosa.



1.- 0,4m : Arcillas dolomíticas masivas de tonos verdes.

2.- 1,2m : Dolomías arenosas a areniscas dolomíticas (grano grueso a fino) estratificadas en niveles decimétricos, seminodulosos hacia techo, donde además aparece una costra ferruginosa. Tienen color ocre. La base es ligeramente erosiva.

3.- 0,4m : Arenas blancas de grano fino, cuarzosas.

4.- 0,9m : Areniscas dolomíticas (base) y dolomías arenosas (techo) en bancos decimétricos. Hacia techo se encuentra bioturbación intensa y una costra ferruginosa.

5.- 10m : Arenas poco cementadas con estratificación cruzada de surco de gran escala con *sets* decimétricos.

6.- 0,4m : Nivel de dolomías limoso-arenosas compactas.

7.- 4,5m : Tramo de arcillas dolomíticas masivas con finas intercalaciones de dolomías limosas muy ferruginizadas. A techo hay una superficie ferruginosa.

8.- 1,8m : Arenas de grano fino a medio muy homométricas y de color blanco.

9.- 1m : Areniscas dolomíticas con estratificación cruzada de surco de gran escala y base erosiva. A techo se reconoce laminación cruzada de pequeña escala y señales de bioturbación.

10.- 0,1m : Pasada de arcillas dolomíticas.

11.- 0,7m : Areniscas dolomíticas con estratificación cruzada planar.

12.- 0,9m : Dolomías arenosas con estratificación cruzada planar en *sets* de 0,1m.

13.- 0,4m : Dolomías arenosas (40%) masivas.

14.- 0,8m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arenosas similares a las del tramo anterior.

15.- 0,3m : Areniscas dolomíticas masivas de tonos ocres a verdes.

16.- 3,2m : Dolomías arcilloso-limosas de tonos ocres

y seminodulares. Hacia la mitad del tramo se reconoce alguna pasada más dolomítica y compacta.

17.- 2,5m : Dolomías masivas beiges, algo arenosas en la base.

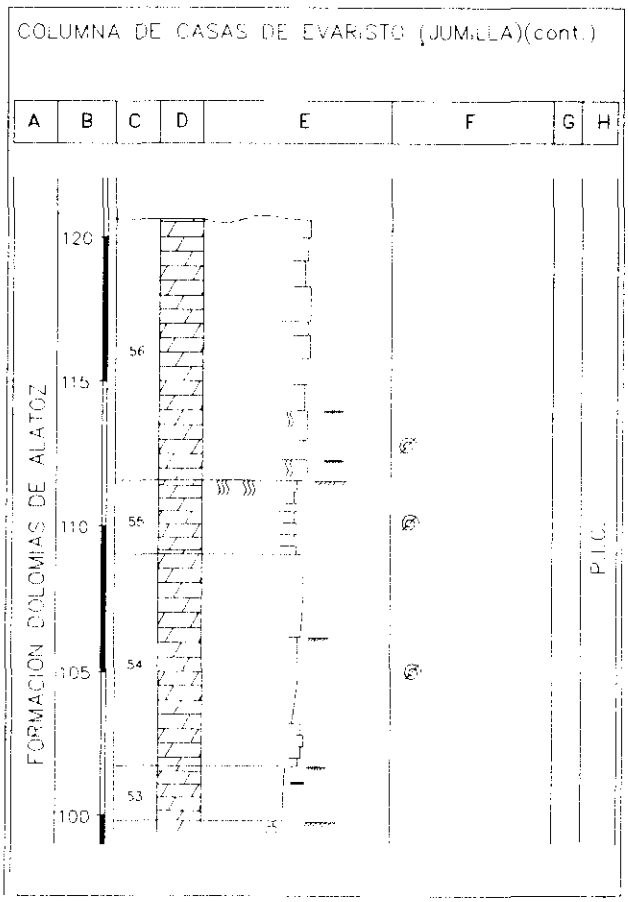
18.- 2,2m : Tramo cubierto.

19.- 3,4m : Arenas blancas de grano fino, homométricas, con estratificación cruzada de surco. A techo hay una pequeña superficie ferruginosa.

20.- 3m : Areniscas dolomíticas beiges, mal estratificadas en bancos de 0,2m. Se han reconocido fantasmas de rudistas. Sobre el techo se reconoce una superficie ferruginosa.

21.- 0,2m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas blancas de grano muy fino.

22.- 2m : Arenas dolomíticas poco cementadas de tonos beiges que pasan hacia techo a dolomías limoso-arenosas de tonos verdes y con moteado de óxidos de hierro.



23.- 8m : Dolomías beiges muy masivas y algo arenosas en la base. Se reconocen fantasmas de rudistas y otros bioclastos. En los últimos metros la bioturbación es intensa.

24.- 6m : Dolomías de características similares a las del tramo anterior pero mejor estratificadas hacia techo y con abundantes fantasmas de rudistas. En los últimos niveles se encuentran pequeñas colonias de estos organismos. También se reconocen otros bioclastos.

25.- 2m : Dolomías limoso-arenosas poco compactas de tonos ocres con bioturbación intensa.

26.- 1,8m : Dolomías arcilloso-limosas de color amarillento con gasterópodos, requiénidos, rudistas cónicos (a veces formando colonias), abundantes algas verdes y algunos foraminíferos bentónicos. La bioturbación es muy intensa. Se ha identificado:

Apricardia sp.

27.- 0,3m : Dolomías y calizas dolomíticas limosas, con acumulación de rudistas (pequeños cónicos y requiénidos) formando colonias. Texturalmente son biopelesparitas a biopelmicritas *grainstone - packstone* con abundantes foraminíferos bentónicos (destacan los miliólidos) y fragmentos de ostreidos, gasterópodos y rudistas. A techo hay una superficie ferruginosa.

28.- 1,5m : Dolomía masiva.

29.- 1,2m : Calizas en bancos decimétricos que pueden presentar acumulación de requiénidos y otros rudistas. Se reconocen, además, miliólidos, cuneolinas y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Cuneolina pavonia D'ORB.
Nezzazata simplex OMARA
Pseudolituonella reicheli MARIE
Lenticulina sp.

30.- 3,7m : Calizas parcialmente dolomitizadas bien estratificadas en niveles de 0,3m a 0,5m que presentan intercalaciones de dolomías arcillosas siendo estos más abundantes hacia la base. Se reconocen pequeños bancos de radiolítidos, así como gasterópodos, miliólidos, cuneolinas y otros foraminíferos bentónicos. A techo hay una superficie ferruginosa. Se han determinado:

Cuneolina sp.

Quinqueloculina sp.

31.- 0,1m : Dolomías arcillosas fuertemente ferruginizadas.

32.- 0,5m : Dolomías limoso-arenosas, nodulares, en las que se reconocen conchas de ostreidos, rudistas, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. También se han encontrado algas verdes.

33.- 2m : Tramo cubierto.

34.- 1,7m : Calizas grises parcialmente dolomitizadas y levemente limosas, mal estratificadas en niveles de 0,1-0,2m seminodulares, que presentan bioturbación intensa (tubos) y en las que se encuentran abundantes rudistas, fundamentalmente requiénidos, gasterópodos, miliólidos, lituólidos y otros foraminíferos bentónicos.

35.- 1,2m : Tramo noduloso de calizas dolomíticas limosas de tonos amarillentos. Se reconocen miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

36.- 0,9m : Tramo cubierto.

37.- 0,4m : Caliza gris masiva. Es una biomicrita *wackestone*, con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos y algas verdes.

38.- 1,4m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas y margas de tonos verdosos, con pasadas dolomítico-arcillosas.

39.- 1,5m : Tramo cubierto.

40.- 0,2m : Caliza limosa. *Wackestone* bioclástico.

41.- 6,2m : Tramo cubierto.

42.- 1,8m : Calizas parcialmente dolomitizadas, con proporciones variables de terrígenos finos (5-15% del total), tableadas en niveles de 0,25m. Texturalmente son *packstone* bioclásticos con abundantes orbitolínidos. Además se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y rudistas (que pueden constituir pequeñas colonias). En los niveles más altos aparecen abundantes nódulos ferruginosos milimétricos. Se han determinado:

Orbitolina (O.) duranddelgai SCHROEDER
Pseudolituonella reicheli MARIE
Quinqueloculina sp.
Cuneolina sp.

43.- 1m : Calizas parcialmente dolomitizadas y limosas, poco compactas, con nódulos ferruginosos milimétricos.

44.- 0,6m : Dolomías macrocristalinas arcillosas, muy poco compactas.

45.- 3,8m : Tramo cubierto.

46.- 0,2m : Dolomía limosa seminodular.

47.- 4m : Tramo cubierto.

48.- 1,1m : Dolomías limoso arcillosas en niveles nodulares. Presentan textura calcarenítica, con abundantes bioclastos. Se reconocen orbitolínidos y ostreidos, así como intensa bioturbación. Son abundantes los ejemplares de:

Orbitolina (O.) duranddelgai SCHROEDER
Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (ERMAN)

49.- 1,1m : Dolomía bioclástica gris, muy compacta, con fantasmas de orbitolínidos y rudistas.

50.- 1,8m : Dolomías beiges claro, masivas, con porosidad móldica de origen bioclástico y señales de bioturbación a techo.

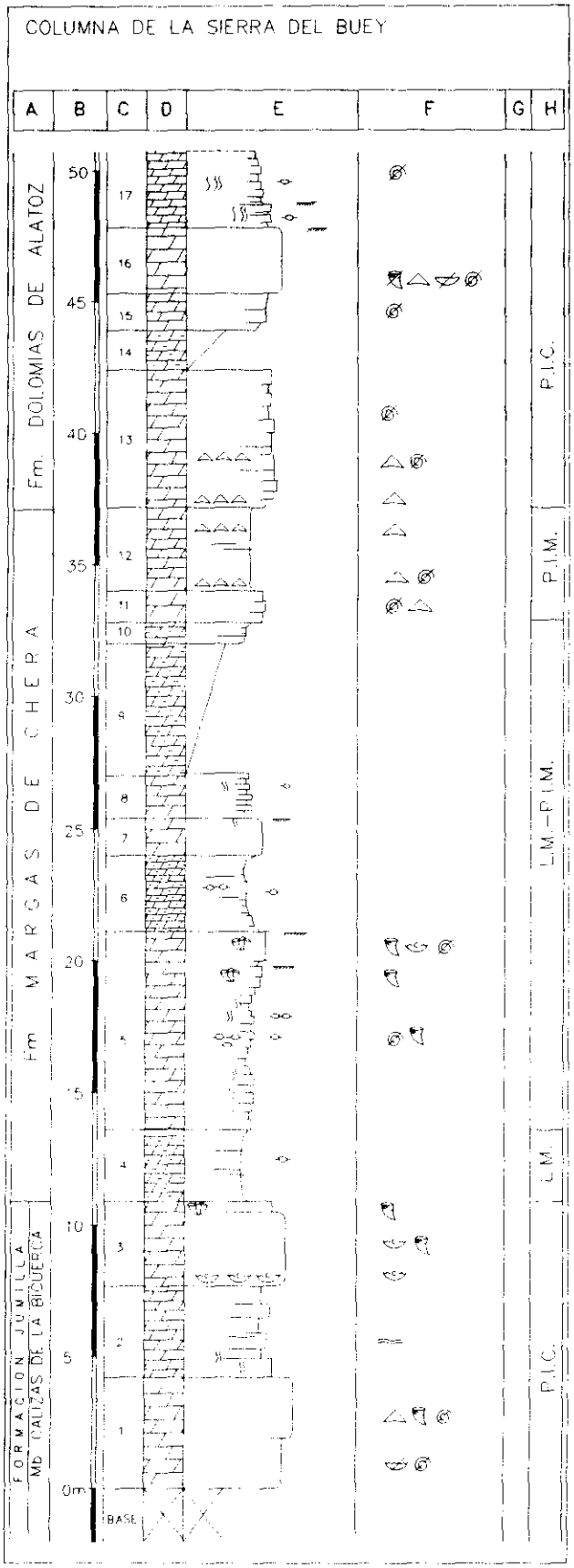
51.- 1,3m : Dolomía masiva que presenta colonias (*clusters*) de pequeños rudistas cónicos. También se reconocen gasterópodos y bioclastos no determinables.

52.- 2,2m : Dolomías grises compactas, bien estratificadas en niveles de 0,2m, que presentan acumulación de orbitolínidos (textura original *wackestone-packstone*). A techo costra ferruginosa de gran desarrollo.

53.- 1,9m : Dolomía beige, masiva. Superficie ferruginosa a techo.

54.- 7,3m : Tramo de dolomías de tonos beiges, masivas o mal estratificadas en bancos métricos (decimétricos en la base) en ocasiones delimitados por pequeñas superficies ferruginizadas. Se reconocen abundantes fantasmas de bioclastos.

55.- 2,6m : Dolomías mal estratificadas en bancos de 0,2-0,7m, con fantasmas de bioclastos. El último nivel presenta bioturbación muy intensa, y sobre el se encuentra una costra ferruginosa.



56.- 9m : Dolomías con textura original calcarenítica(?), estratificadas en bancos de 0,4-1,2m (delimitados por superficies ferruginizadas e internamente muy masivos). Se reconocen fantasmas de bioclastos y bioturbación a techo de algunos tramos.

Techo.- Superficie de erosión actual, cima del cerro.

36. COLUMNA DE LA SIERRA DEL BUEY

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **809,4**
Y= **436,1**
Techo: X= **809,2**
Y= **435,3**

Base.- Cubierto.

1.- 4,2m : Dolomías grises, bioclásticas, mal estratificadas en dos niveles de aprox. 2m. El primero de ellos es calcarenítico y presenta fantasmas ostreidos y otros bioclastos. El segundo es bioclástico y tiene rudistas cónicos, orbitolínidos y fantasmas de otros bioclastos.

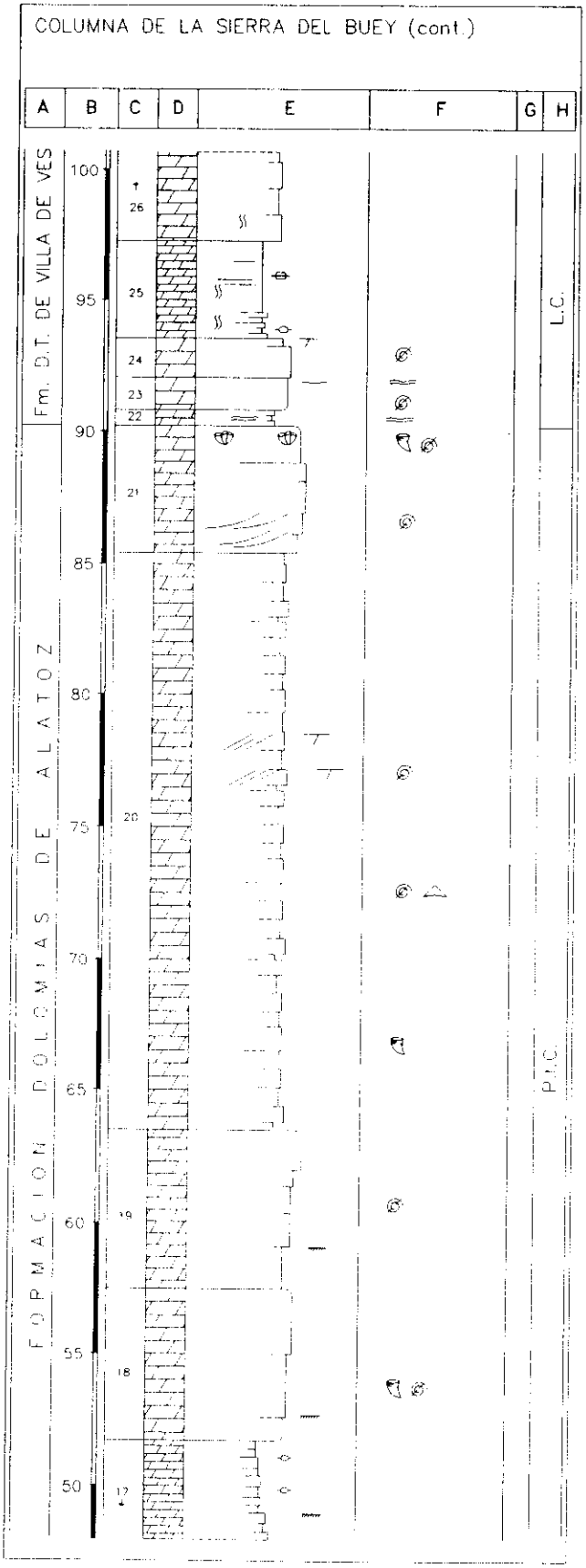
2.- 3,5m : Dolomías mejor estratificadas en bancos decimétricos, en ocasiones fuertemente bioturbados, y con pasadas centimétricas de laminación subhorizontal de origen algar.

3.- 3,3m : Dolomías masivas, con niveles de acumulación de condrodontos en su base y de rudistas cónicos en el techo. Sobre el conjunto del tramo se reconoce una costra ferruginosa de poco desarrollo.

4.- 2,7m : Dolomías arcilloso-limosas ocres, macrocristalinas (de tacto "sacaroideo"). La proporción de terrígenos disminuye hacia el techo.

5.- 7,5m : Dolomías estratificadas en niveles decimétricos (0,2-0,8m), en ocasiones seminodulosas, delimitados por pequeñas superficies ferruginosas. Pueden presentar importante bioturbación. Se reconocen fantasmas de rudistas, condrodontos y otros bioclastos.

6.- 2,9m : Dolomías arcillosas mal estratificadas, seminodulosas, macrocristalinas. Tienen colores grises, verdosos o amarillentos. Además, aparecen finas



intercalaciones (0,1m) de dolomía blanca más compacta y de grano fino.

7.- 1,4m : Dolomía beige masiva. Se aprecia bioturbación poco importante y fantasmas de rudistas y otros bivalvos. A techo aparece una costra ferruginosa.

8.- 1,6m : Dolomías de tonos claros, finamente estratificadas, seminodulosas y con zonas ferruginizadas. Presentan intensa bioturbación.

9.- 5m : Semicubierto. Afloran dolomías arcilloso-limosas, de colores ocres y macrocristalinas.

10.- 0,8m : Dolomías limosas masivas.

11.- 1,2m : Dolomía mal estratificada en niveles decimétricos, fuertemente bioclástica. Textura original *wackestone-packstone*. Se reconocen fantasmas de grandes orbitolínidos.

12.- 3,2m : Dolomías limosas de tonos amarillentos y aspecto lajoso o seminodular, con acumulaciones de orbitolínidos (textura *packstone*).

13.- 5,2m : Dolomías beiges compactas, mal estratificadas en niveles de 0,7-1,2m. Aparecen acumulaciones de orbitolínidos en los primeros niveles. Hacia techo se reconocen fantasmas de bioclastos dispersos.

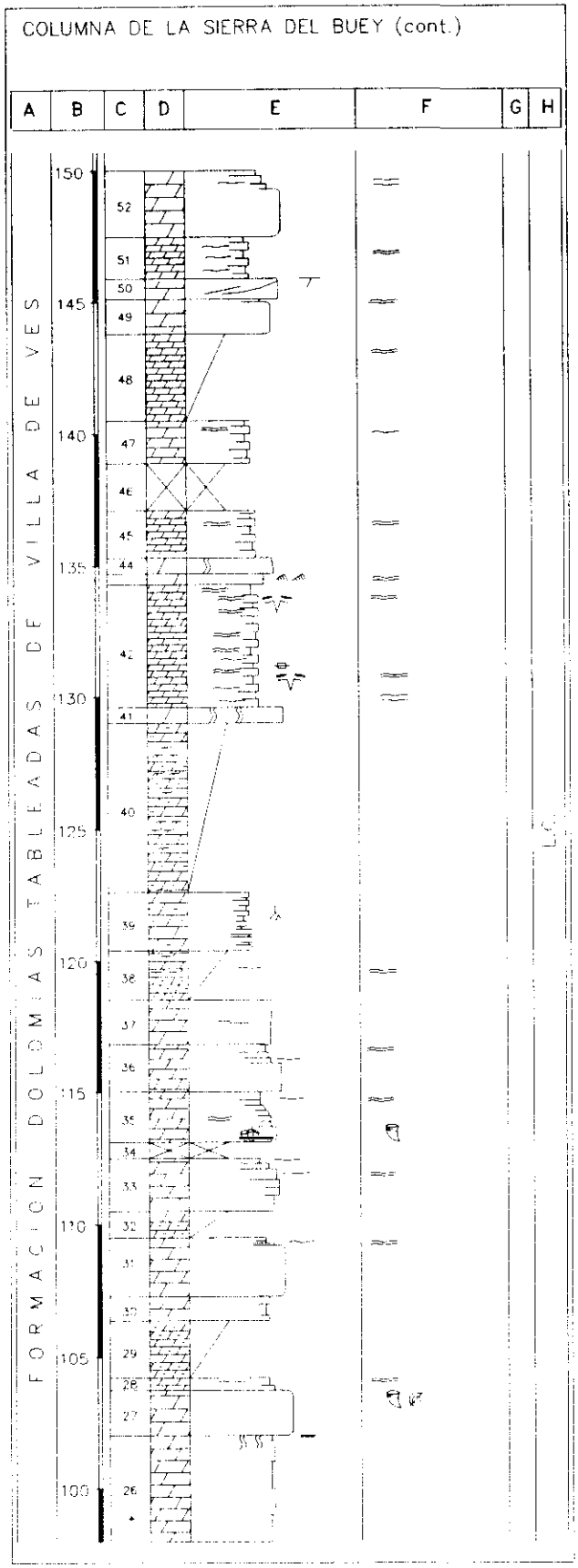
14.- 1,5m : Semicubierto: Afloran dolomías algo arcillosas, deleznables, sacaroideas, de grano grueso.

15.- 1,4m : Dolomías grises mal estratificadas en bancos de 0,3m, que presentan microporosidad móldica dispersa.

16.- 2,5m : Dolomías grises masivas, que dan un pequeño resalte. Son calcareníticas y bioclásticas, reconociéndose en ellas fantasmas de orbitolínidos, rudistas y otros pelecípodos. Sobre el techo se encuentra una pequeña costra ferruginosa.

17.- 3,9m : Dolomías de tonos grises claros a amarillentos, seminodulosas, con importante bioturbación y microporosidad móldica dispersa de origen bioclástico. El techo de algunos niveles aparece ferruginizado.

18.- 5,8m : Dolomías beiges, compactas, mal estratificadas en bancos de 0,8m en ocasiones delimitados por superficies ferruginosas. Se reconocen pequeños rudistas cónicos y fantasmas de bioclastos.



19.- 6m : Tramo de dolomías beiges estratificadas en bancos de 0,6-1,5m mal definidos, internamente masivos. Dan un pequeño resalte topográfico. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

20.- 21,9m : Tramo muy monótono de dolomías beiges bioclásticas mal estratificadas en niveles de 0,4-0,6m, internamente masivos excepto en algunos puntos, donde se reconoce estratificación cruzada difusa. Se han encontrado algunos fantasmas de pequeños rudistas cónicos y posibles orbitolínidos.

21.- 4,8m : Dolomías beiges, mal estratificadas en bancos de 0,8m a 1m. Son fuertemente bioclásticas. De base a techo se han diferenciado:
3,4m de niveles dolomíticos de carácter calcarenítico, son masivos o con estratificación cruzada difusa;
1,4m de niveles con bioacumulaciones de pequeños rudistas cónicos (que constituyen pequeñas bioconstrucciones).

22.- 0,6m : Dolomías de tonos claros, finamente estratificadas en niveles de 0,1m ("tableadas"), con laminación subhorizontal de algas cianofíceas.

23.- 1,2m : Banco de dolomías grises, masivas, con fantasmas de bioclastos, que presenta a techo una pasada centimétrica de laminación subhorizontal estromatolítica.

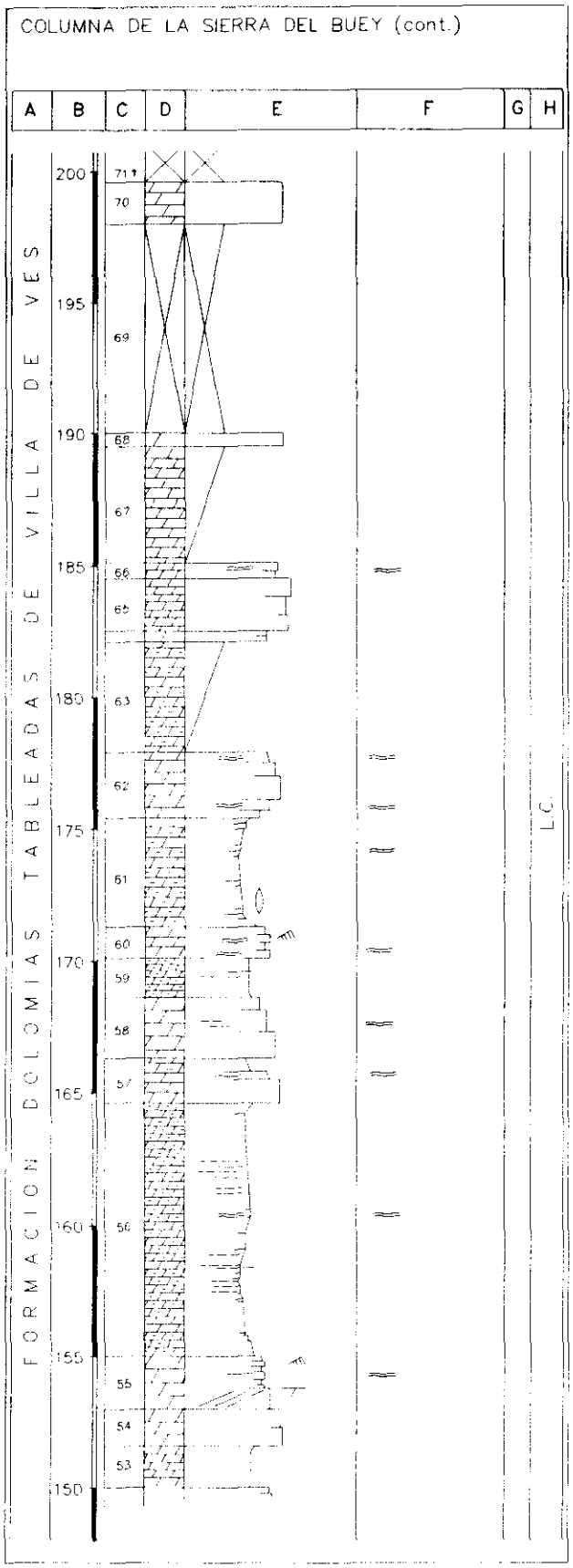
24.- 1,5m : Dolomía beige masiva muy bioclástica. A techo se distingue un nivel de 0,2m con estratificación cruzada planar de gran escala.

25.- 3,8m : Tramo de dolomías blancas, lajosas o finamente estratificadas, microcristalinas. Se reconocen bioclastos dispersos y moteado de óxidos de hierro. En la base la bioturbación es importante.

26.- 4,7m : Dolomías mal estratificadas en bancos de 1,2m aprox. Estos son internamente masivos excepto a techo donde las señales de bioturbación confieren un aspecto noduloso y frecuentemente se encuentra una costra ferruginosa.

27.- 1,7m : Dolomías masivas en las que se reconocen fantasmas de bioclastos. Hacia techo también se encuentran rudistas cónicos de pequeño tamaño.

28.- 0,5m : Dolomías bien estratificadas en niveles de 0,1-0,2m, de tonos muy claros y con laminación



irregular de algas cianofíceas.

29.- 2,2m : Semicubierto: dolomías arcillosas de tonos amarillos, con moteado de óxidos de hierro.

30.- 0,9m : Dolomías "tableadas" en niveles de 0,2m, grises.

31.- 2,2m : Dolomías muy masivas, con algunos fantasmas de bioclastos. A techo se diferencia un nivel de 0,4m de dolomías con laminaciones subhorizontales estromatolíticas.

32.- 1m : Semicubierto. Afloran dolomías limoso-arcillosas.

33.- 2m : Dolomías bien estratificadas en bancos de 0,6 a 0,2m, con tendencia estratodecreciente hacia techo. Los niveles basales son bioclásticos, mientras que en los superiores dominan las laminaciones subhorizontales de algas.

34.- 0,6m : Tramo cubierto.

35.- 1,9m : Tramo dolomítico que da un leve resalte topográfico en el que podemos reconocer, de base a techo: 0,6m de dolomías con acumulación de rudistas; 0,5m de dolomías finamente tableadas con laminación algar; y 0,2 de dolomías limoso-arcillosas blancas.

36.- 1,8m : De base a techo: 1,1m de dolomías grises claras mesocristalinas; 0,7m de dolomías bien estratificadas en niveles de 0,1-0,2m con laminación de algas.

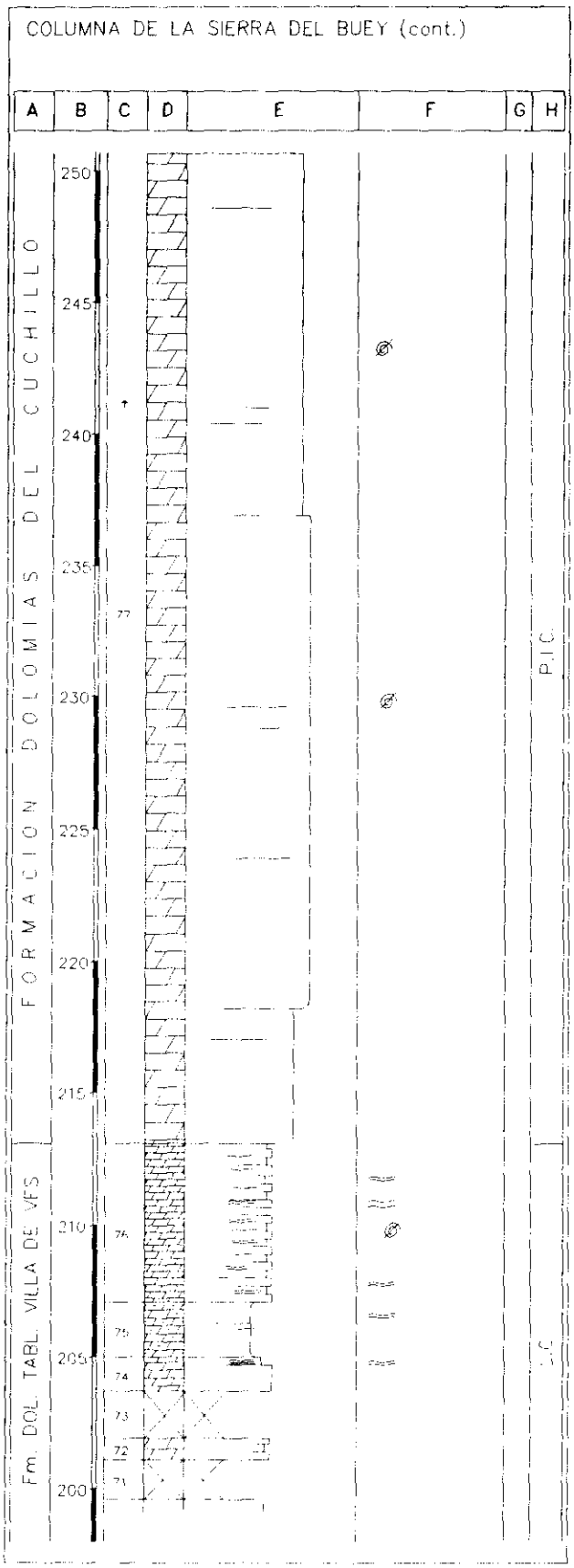
37.- 1,7m : Dolomías muy encostradas, grises, masivas.

38.- 1,9m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas y dolomías arcilloso-limosas, de tonos claros amarillentos, con fina laminación subhorizontal, pequeños nivelillos de algas, grietas de retracción...

39.- 2,2m : Dolomías limoso-arcillosas blancas finamente tableadas o lajosas, con moteado de óxidos de hierro y posibles pequeñas huellas de raíces. Se reconoce algún nivel de dolomías más compactas y potentes (0,2m aprox.) intercalado.

40.- 6,4m : Semicubierto: Afloran dolomías limoso-arcillosas y arcillas dolomíticas amarillas o verdosas.

41.- 0,6m : Dolomías masivas beiges, con importante



bioturbación y ferruginizadas.

42.- 4,7m : Dolomías finamente tableadas (niveles de 0,1m) o lajosas, con abundantes laminaciones estromatolíticas. Se reconocen grietas de retracción.

43.- 0,4m : Tramo formado por dos niveles de 0,2m de dolomías con laminación subhorizontal de algas y con importantes pasadas centimétricas de carácter calcarenítico (con *ripples*). Se reconocen grietas de retracción y nivelitos de cantos planos.

44.- 0,6m : Dolomías beiges masivas, con importante bioturbación.

45.- 1,8m : Dolomías finamente estratificadas (niveles de 0,05 -0,1m), poco arcillosas, con algún nivel de laminación algar.

46.- 1,8m : Tramo cubierto.

47.- 1,6m : Dolomías estratificadas en niveles de 0,2m, internamente masivos, excepto el superior, que presenta laminación de algas cianofíceas.

48.- 3,3m : Semicubierto. Afloran dolomicritas blancas finamente tableadas, con moteado de óxidos de hierro y algunos niveles con laminación estromatolítica.

49.- 1,3m : Dolomías grises, masivas y compactas. A techo se encuentra un nivel de 0,1m con laminación de algas.

50.- 0,8m : Nivel de dolomías calcareníticas compactas, beiges, con estratificación cruzada difusa.

51.- 1,6m : Dolomías blancas finamente estratificadas, con laminación algar.

52.- 2,5m : Dolomías beiges muy masivas, que dan un resalte importante. A techo se reconocen 0,8m de dolomías mejor estratificadas con laminación subhorizontal estromatolítica.

53.- 1,6m : Dolomicritas blancas lajosas, con moteado de óxidos de hierro.

54.- 1,4m : Tramo constituido por dos niveles de 0,7m mal definidos e internamente muy masivos. Dan un resalte topográfico considerable.

55.- 2m : Dolomías estratificadas en bancos decimétri-

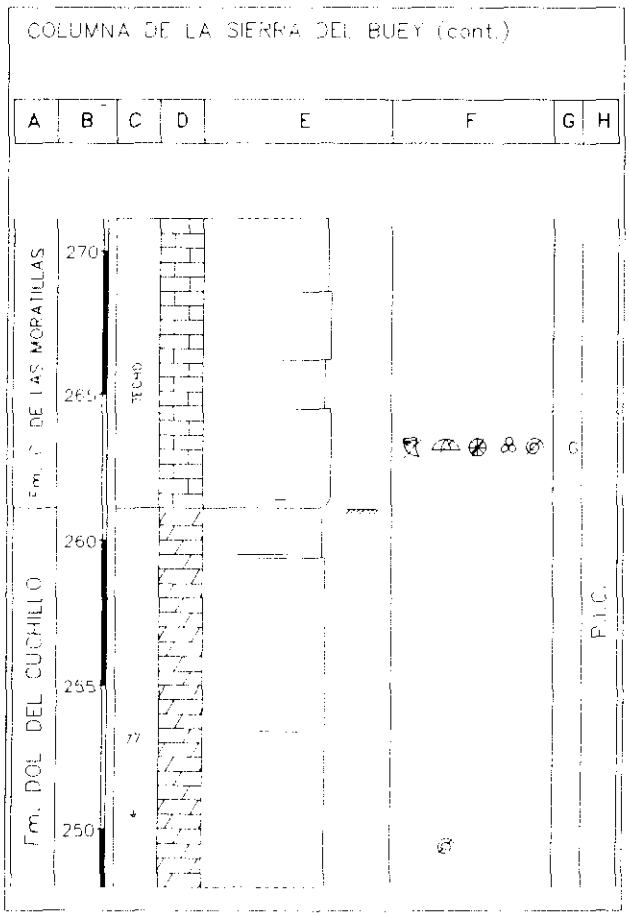
cos. De base a techo reconocemos:
0,8m de dolomías con estratificación cruzada difusa de gran escala e intercalaciones con laminación algar y *ripples*;
1,2m de dolomías con laminaciones estromatolíticas y pasadas calcareníticas.

56.- 9,6m : Tramo muy monótono de dolomías arcilloso-limosas de tonos amarillentos, seminodulares o lajosas, con laminación irregular y moteado de óxidos de hierro.

57.- 1,7m : Formado por tres subtramos que, de base a techo, son: 0,7m de dolomías beiges masivas; 0,2m de dolomías con laminación subhorizontal estromatolítica y grietas de retracción; 0,8m de dolomías arcillosas amarillentas con moteado de óxidos de hierro.

58.- 2,3m : Dolomías beiges en niveles de 0,5-0,8m, dominantemente masivos. También se reconocen pasadas estromatolíticas de tonos más claros.

59.- 1,5m : Dolomicritas blancas finamente tableadas, poco arcillosas, con moteado de óxidos de hierro.



60.- 1,2m : Dolomías en bancos de 0,05 - 0,2m. Presentan laminación de algas subhorizontal y frecuentes pasadas calcareníticas con *ripples*.

61.- 4,1m : Dolomicritas arcillosas blancas o grises claras, casi lajosas, que aparecen finamente laminadas (algas cianofíceas). Se han encontrado pseudomorfos y cristales de yeso.

62.- 2,5m : Dolomías claras, estratificadas en bancos decimétricos mal definidos en la base y mejor hacia techo. Esos bancos son internamente masivos, excepto los primeros y los últimos, que tienen laminación subhorizontal de algas.

63.- 4,2m : Semicubierto. Son dolomías arcillosas blancas, con intercalaciones de bancos dolomíticos masivos, más frecuentes hacia el techo.

64.- 0,4m : Dolomías bien estratificadas, de tonos claros.

65.- 2m : Dolomías grises mal estratificadas en niveles de 0,7m, internamente masivos. Son mesocristalinas y muy masivas. Dan un pequeño resalte.

66.- 0,6m : Dolomías tableadas con laminación subhorizontal estromatolítica, en niveles de 0,2m.

67.- 4,4m : Semicubierto: Dolomías de tonos claros en bancos decimétricos internamente masivos.

68.- 0,5m : Dolomía gris masiva, mesocristalina y muy compacta.

69.- 8m : Tramo cubierto por derrubios de ladera.

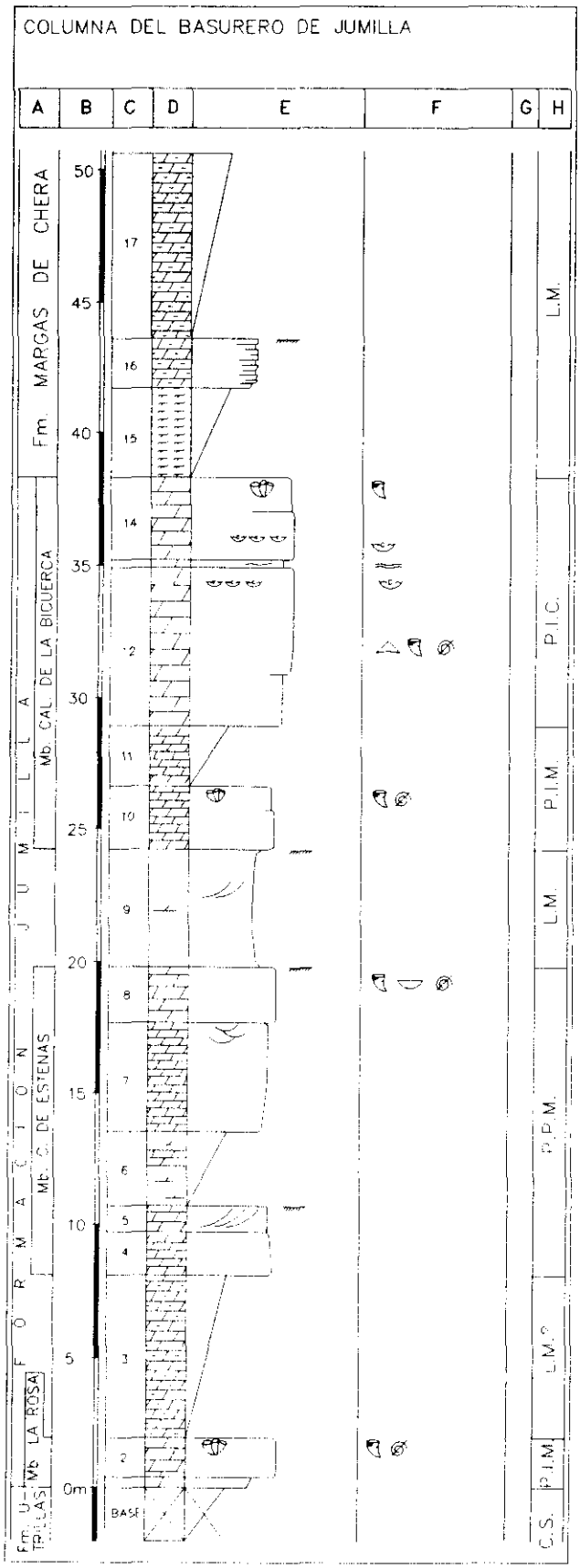
70.- 1,6m : Dolomía gris masiva. Bastante cubierto.

71.- 1,5m : Tramo cubierto.

72.- 0,8m : Dolomías grises tableadas, en bancos de 0,2m. Bastante cubierto.

73.- 1,8m : Cubierto.

74.- 1,3m : De base a techo se reconoce: 1m de dolomía gris masiva; 0,3 de dolomía con laminación subhorizontal de origen algar.



75.- 2,1m : Dolomicritas arcillosas blancas, finamente tableadas y con moteado de óxidos de hierro. Se reconoce laminación algar.

76.- 6m : Tramo de dolomías claras tableadas en niveles de 0,2m, con laminación subhorizontal de algas o masivas, pudiéndose reconocer fantasmas de bioclastos dispersos (microporosidad móldica).

77.- 50m : Tramo muy monótono de dolomías oscuras, muy masivas o mal estratificadas en niveles métricos. Se reconocen fantasmas de bioclastos. Algunas zonas aparecen brechificadas. A techo del tramo se reconoce una costra ferruginosa. (Esta zona es muy inaccesible por los fuertes escarpes existentes).

Techo: > 10m : Calizas blancas masivas muy recristalizadas (y dolomitizadas en la base), de carácter calcarenítico. Se reconocen fragmentos de rudistas, equínidos, corales y otros bioclastos.

37. COLUMNA DEL BASURERO DE JUMILLA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **807,8**
Y= **435,4**
Techo: X= **807,8**
Y= **434,9**

Base.- Cubierto.

1.- 0,4m : Dolomías limoso arenosas deleznables.

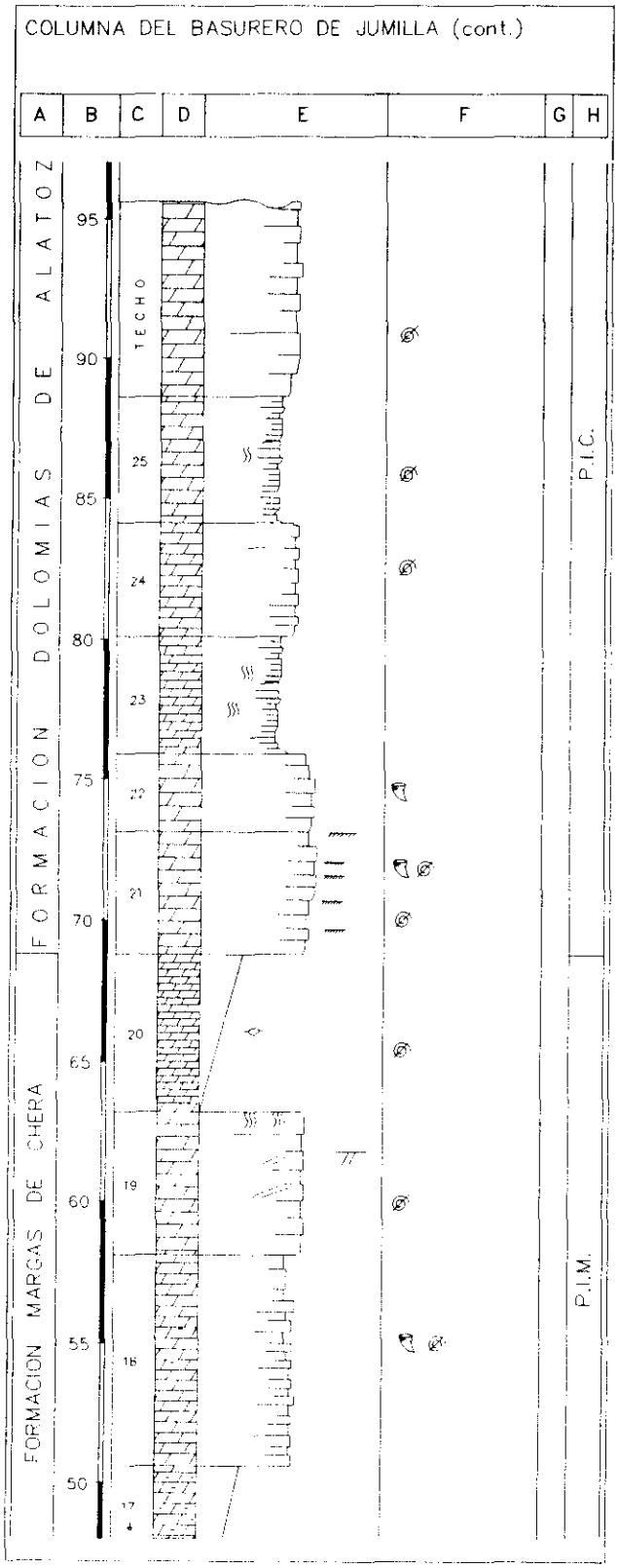
2.- 1,5m : Dolomías masivas grises, con fantasmas de pequeñas colonias de rudistas en el techo, así como de otros bioclastos (porosidad móldica).

3.- 6,2m : Tramo muy cubierto. Afloran dolomías arcillosas.

4.- 1,6m : Dolomías muy arenosas beiges, masivas.

5.- 1m : Dolomías arenosas con estratificación cruzada difusa de gran escala. A techo presentan una costra ferruginosa.

6.- 2,8m : Tramo semicubierto. Afloran arenas dolomíticas bastante cementadas y dolomías limoso arenosas



de tonos ocres.

7.- 4,2m : Tramo de dolomías arenosas de tonos ocres. Presentan estratificación cruzada de surco con *sets* decimétricos a techo.

8.- 2,1m : Dolomías grises, masivas, en las que se reconocen fantasmas de bioclastos no determinables y, a techo, pequeños rudistas y otros bivalvos. Tramo coronado por una superficie ferruginosa.

9.- 4,4m : Arenas blancas de grano fino (ocres a techo), homométricas, con estratificación cruzada de surco de gran escala. Hacia techo aparecen cementadas (por carbonato). Nivel ferruginoso sobre el techo.

10.- 2,4m : Dolomías arenosas (tienen entre 10-15% de arenas, proporción que disminuye hacia techo) y bioclásticas. En la parte superior del tramo se reconocen colonias de rudistas cónicos pequeños, así como fantasmas de otros bioclastos.

11.- 2,3m : Tramo semicubierto de dolomías limoso-arenosas mal estratificadas, de tonos ocres a blancos.

12.- 6m : Dolomías masivas. Presentan niveles con acumulaciones de condrodontos, así como abundantes orbitolínidos, escasos fantasmas de rudistas y otros bioclastos.

13.- 0,3m : Nivel de dolomía clara, con laminación subhorizontal estromatolítica.

14.- 3,1m : Tramo dolomítico muy masivo. En su mitad inferior son abundantes los condrodontos que forman acumulaciones, mientras que a techo dominan los rudistas que constituyen pequeñas colonias.

15.- 3,4m : Semicubierto. Arcillas dolomíticas ocres a verdosas.

16.- 1,9m : Dolomías limoso-arcillosas, de tonos amarillentos, que hacia techo se hacen más compactas. A techo hay un nivel más dolomítico sobre el que se encuentra una pequeña costra ferruginosa.

17.- 7m : Semicubierto: Afloran dolomías arcillosas y limosas de tonos ocres, que presentan intercalaciones centimétricas a decimétricas de dolomías más compactas y de color blanco.

18.- 7,5m : Dolomías en niveles decimétricos, en ocasiones limoso - arcillosas, de tonos beiges a amari-

llentos. Los últimos niveles son más compactos y algo más potentes. Se reconocen rudistas cónicos y fantasmas de bioclastos.

19.- 5,1m : Dolomías compactas, estratificadas en niveles de 0,5m y que dan un resalte importante. Cada nivel es internamente masivo o puede presentar estratificación cruzada planar (muy difusa). Se reconocen moldes de bioclastos. El techo del tramo está bioturbado intensamente.

20.- 5,6m : Tramo parcialmente cubierto en el que afloran dolomías, en ocasiones limosas y de tonos amarillentos. Son seminodulares, macrocristalinas y muy porosas. Se reconocen moldes de bioclastos dispersos.

21.- 4,3m : Dolomías beiges a grises, estratificadas en niveles de 0,4m limitados frecuentemente por superficies ferruginizadas. Presentan fantasmas de bioclastos abundantes entre los que, ocasionalmente, se reconocen rudistas. En su conjunto el tramo da un resalte topográfico importante. Sobre él se encuentran una superficie ferruginosa.

22.- 2,8m : Tramo dolomítico semejante al anterior, con abundantes rudistas cónicos.

23.- 4,2m : Dolomías de tonos ocres, mal estratificadas en niveles decimétricos finos. Muy bioturbadas.

24.- 4m : Dolomías beiges mal estratificadas en niveles de 0,3m, con fantasmas de bioclastos.

25.- 4,5m : Tramo dolomítico de características semejantes al 23. Presenta señales de bioturbación y fantasmas de bioclastos.

Techo.- : >7m : Dolomías beiges, masivas o mal estratificadas en niveles decimétricos. Presentan fantasmas de bioclastos. La textura original posiblemente fue *wackestone - packstone*. El techo está cortado por la superficie erosiva actual.

38. COLUMNA DEL CASTILLO DE JUMILLA

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **804,9**
Y= **434,4**
Techo: X= **805,2**
Y= **434,1**

Base.- Tramo cubierto por el cuaternario.

1.- 3,4m : Arenas de grano fino (cuarzoarenitas poco consolidadas) blancas y homométricas. Presentan estratificación cruzada de surco y en menor medida planar de gran escala. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

2.- 1m : Lutitas verdes a ocres, masivas y muy ferruginizadas. A techo aparece una costra ferruginosa muy desarrollada.

3.- 4,8m : Arenas de grano fino a medio, rosadas o beiges, con estratificación cruzada de surco de gran escala. Los niveles, de potencia decimétrica, están separados unos de otros por costras ferruginosas. A techo del tramo también se encuentra una costra.

4.- 0,8m : Arcillas dolomíticas con pasadas de dolomías limosas centimétricas.

5.- 3,7m : Areniscas de grano fino y color blanco o crema, con estratificación cruzada de surco a gran escala. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

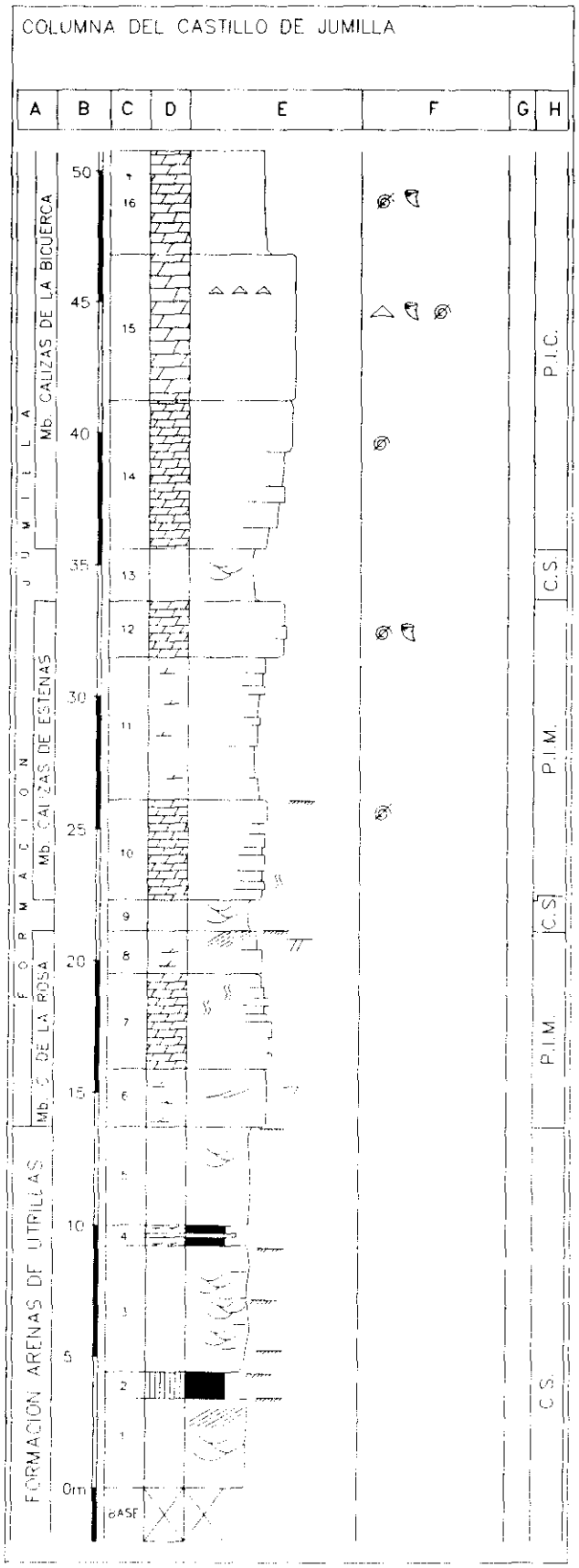
6.- 2,2m : Areniscas dolomíticas ocres, de grano fino, con estratificación cruzada difusa. Costra ferruginosa a techo.

7.- 3,6m : Dolomías limoso arenosas de tonos ocres, mal estratificadas en la base y mejor hacia techo donde se reconocen tubos de bioturbación vertical.

8.- 1,6m : Areniscas dolomíticas de grano fino, masivas (en la base) y con estratificación cruzada planar muy tendida (hacia techo). Sobre el tramo se desarrolló una costra ferruginosa.

9.- 1,2m : Arenas de grano fino, beiges y con estratificación cruzada de surco.

10.- 3,8m : Dolomías grises, compactas, fuertemente arenosas en la base y poco hacia techo. Están estratificadas en bancos decimétricos bastante masivos, con señales de bioturbación. En los niveles superiores se reconocen fantasmas de bioclastos. Sobre el tramo existe una costra ferruginosa.



11.- 5,4m : Areniscas bastante cementadas (por carbonato), de grano fino a muy fino y tonos ocres. Los niveles superiores son más compactos, presentando una mayor proporción de carbonato.

12.- 2,1m : Dolomías limosas mesocristalinas, compactas, mal estratificadas en niveles decimétricos gruesos, internamente masivos. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo (25%-5%), y se reconocen fantasmas de bioclastos y restos de pequeños rudistas.

13.- 2m : Arenas homométricas (cuarzoarenitas) blancas a cremas de grano fino, con estratificación cruzada de surco a gran escala.

14.- 5,6m : Dolomías arenosas (1-15% del total), estratificadas en bancos de 0,6 a 2m que reflejan una tendencia estratocreciente. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

15.- 5,6m : Dolomías grises, masivas, que dan un resalte importante. Son bioclásticas y se reconocen fantasmas de orbitolínidos (que, en ocasiones constituyen acumulaciones) y pequeños rudistas cónicos.

16.- 6,2m : Dolomías grises que afloran mal (muy encostradas). Se reconocen fantasmas de bioclastos y, en particular, restos de pequeños rudistas. Sobre el techo se encuentra una costra ferruginosa.

17.- 1,5m : Tramo cubierto (blando).

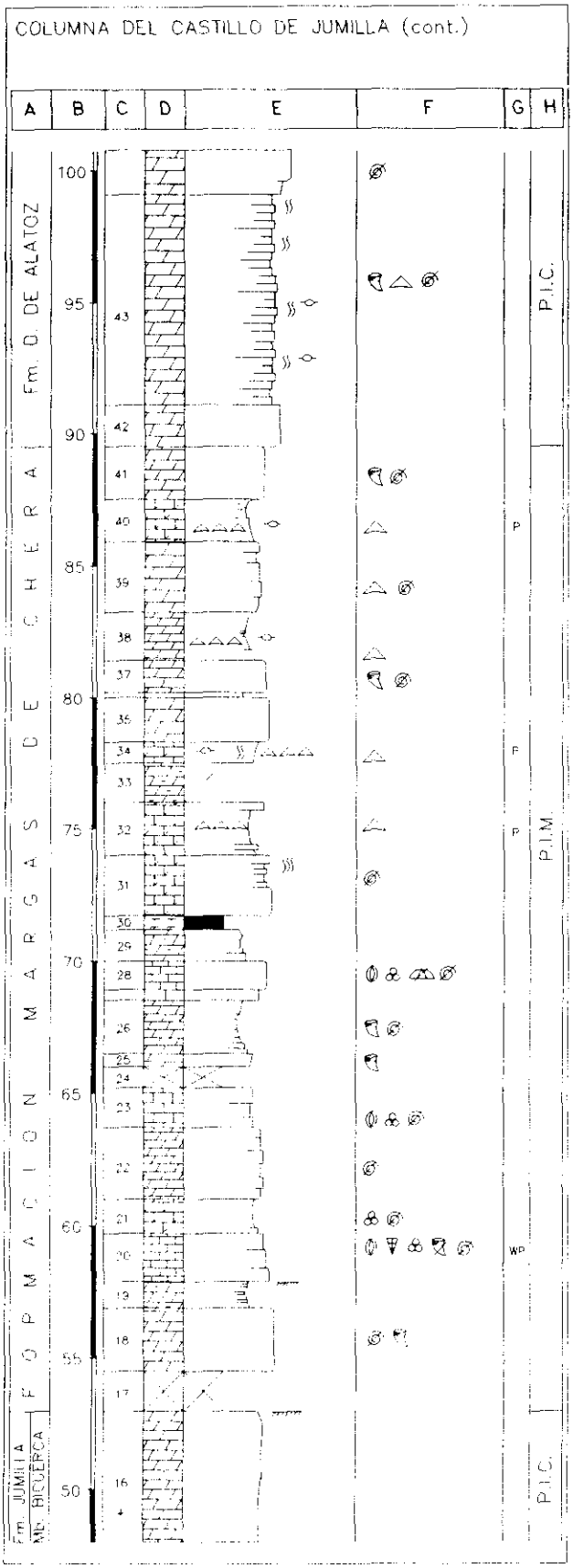
18.- 2,4m : Dolomías arenosas grises, muy masivas, bioclásticas. Se reconocen fantasmas de rudistas cónicos y otros bioclastos.

19.- 1m : Dolomías arcilloso limosas de tonos ocres, deleznables, presentan a techo una pequeña superficie ferruginosa.

20.- 1,8m : Calizas biomicríticas *wackestone-packstone*, parcialmente dolomitizadas. Tienen tonos grises y están bien estratificadas en niveles decimétricos. Se reconocen fragmentos de rudistas así como miliólidos, nezzazátidos, textuláridos, lituólidos, otros foraminíferos bentónicos y otros bioclastos. Se han identificado:

Cuneolina sp.
Nezzazata cf. *simplex* OMARA

21.- 1,3m : Calizas dolomíticas arenosas a limosas, con



textura calcarenítica. Se reconocen foraminíferos bentónicos y otros bioclastos.

22.- 2,7m : Dolomías arenoso - limosas masivas, de color gris, con fantasmas de bioclastos.

23.- 1,5m : Calizas parcialmente dolomitizadas, estratificadas en bancos de 0,4-0,5m. Son biomicritas con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas.

24.- 0,8m : Tramo cubierto.

25.- 0,5m : Calizas muy dolomitizadas y limosas, con rudistas cónicos pequeños.

26.- 2m : Dolomía escasamente limosa, con abundantes rudistas y otros bioclastos, que presenta mala estratificación. Se reconocen intercalaciones finas de dolomías más compactas y color blanco.

27.- 0,4m : Calizas limoso arenosas parcialmente dolomitizadas, de tonos amarillentos.

28.- 1,1m : Calizas arenoso - limosas (porcent. terrígeno aprox.: 25%). Son biomicritas *wackestone*, con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, placas de equínidos y otros bioclastos.

29.- 1,2m : Dolomías arcilloso-limosas deleznables, mal estratificadas en niveles finos, que presentan intercalaciones mejor definidas y más compactas de dolomías microcristalinas grises.

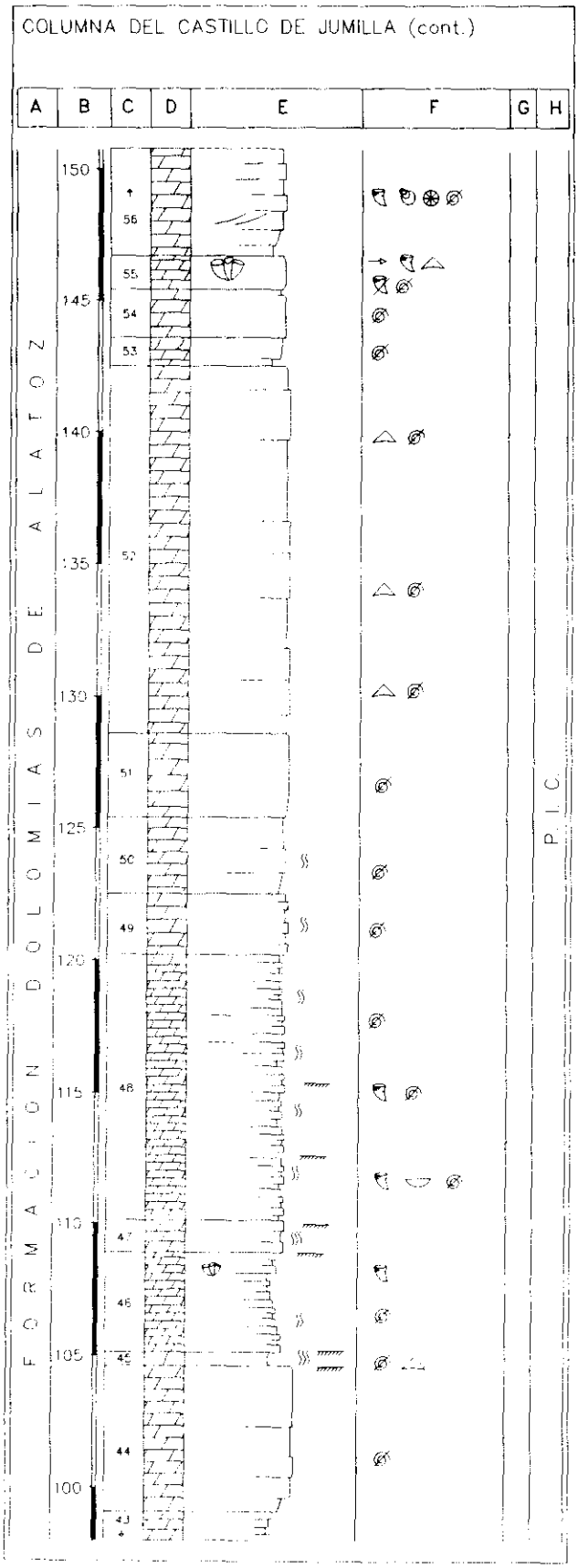
30.- 0,5m : Arcillas dolomíticas ocres, masivas, con moteado de óxidos de hierro.

31.- 2,3m : Calizas dolomíticas y dolomías, beiges, mal estratificadas en la base y mejor en el techo. Presentan bioturbación desigualmente repartida según los niveles. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

32.- 2m : Calizas dolomíticas arenoso-limosas, ocres, mal estratificadas en bancos decimétricos. Son biomicritas *packstone* con acumulación de orbitolínidos. A techo se reconoce un nivel menos arenoso. Se han identificado:

Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai SCHROEDER
Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (ERMAN)

33.- 1,5m : Tramo semicubierto. Dolomías arcillosas



de tonos amarillentos.

34.- 0,8m : Calizas dolomíticas arenoso-limosas, amarillas y seminodulares. Son *packstone* con acumulación de grandes orbitolínidos planos. Se aprecia bioturbación importante. Se reconoce:

Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (ERMAN)
Orbitolina (Conicorbitolina) cuvillieri (MOULL.)
Hensonina lenticularis (HENSON)

35.- 1,7m : Banco de dolomía masiva gris.

36.- 0,1m : Dolomías arcillosas amarillentas.

37.- 1,3m : Dolomías masivas grises, mesocristalinas y compactas. Se reconocen fantasmas de rudistas y otros bioclastos.

38.- 1,8m : Dolomías limoso-arenosas, seminodulares, de tonos ocres, con importante bioturbación. Se reconocen abundantes fantasmas de orbitolínidos y de algunos rudistas.

39.- 2,7m : Dolomías grises, mal estratificadas en bancos de 0,7m. Son mesocristalinas y en ellas se reconocen algunos fantasmas de bioclastos (entre ellos de orbitolínidos).

40.- 1,6m : Calizas limoso-arenosas. Son biomicríticas *packstone* parcialmente dolomitizadas. Tienen tonos amarillentos, son poco compactas y su estratificación es seminodular. Presentan acumulaciones de orbitolínidos. Entre ellos se ha reconocido:

Orbitolina (O.) duranddelgai SCHROEDER

41.- 2m : Dolomías grises compactas poco arenosas. Son bioclásticas y se reconocen restos de pequeños rudistas.

42.- 1,6m : Dolomías grises, muy masivas, meso a macrocristalinas. Afloran mal.

43.- 8m : Dolomías grises, poco compactas y mal estratificadas en bancos de 0,3m que en ocasiones pueden ser seminodulosos. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos, rudistas y otros bioclastos, siempre bastante dispersos, así como señales de bioturbación, más importantes a techo de los bancos.

44.- 5,5m : Dolomías grises, masivas o mal estratifica-

das en bancos de 0,8 a 1m que dan un resalte importante. Son mesocristalinas. Se encuentran algunos fantasmas de bioclastos. En el techo se reconoce una costra ferruginosa.

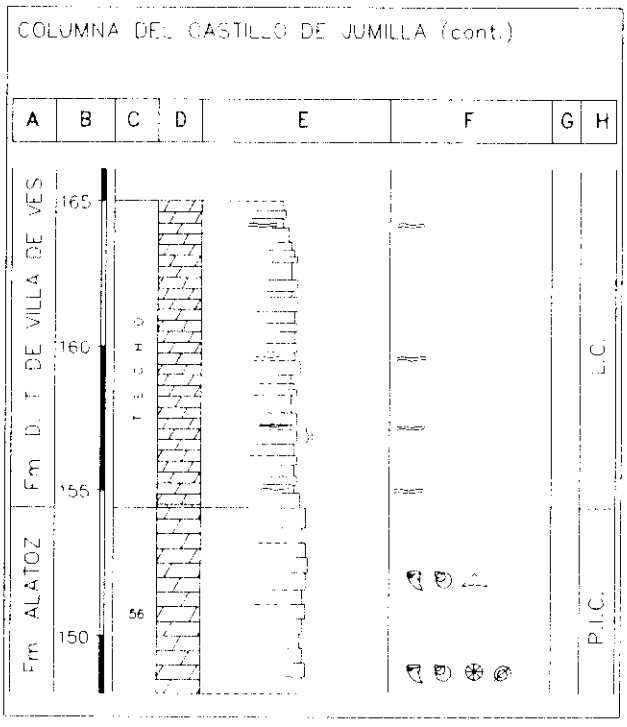
45.- 0,5m : Nivel seminoduloso de dolomías altamente bioturbadas. Tiene tono amarillento y da un leve blando topográfico. Se encuentran orbitolínidos abundantes. A techo hay una costra ferruginosa.

46.- 3,8m : Dolomías beiges, estratificadas en niveles de 0,2m. Presentan señales de bioturbación y porosidad móldica dispersa de origen bioclástico. En la parte superior se reconocen niveles de acumulación de rudistas. A techo hay una costra ferruginosa.

47.- 1,2m : Dolomías en bancos de 0,4m, fuertemente bioturbadas. A techo hay una costra ferruginosa.

48.- 10,1m : Dolomías beiges, estratificadas en niveles de 0,2m, delimitados en ocasiones por pequeñas superficies ferruginosas. Se reconocen fantasmas de bioclastos, entre los que destacan rudistas y otros bivalvos, enteros o poco fragmentados. La bioturbación puede llegar a ser importante.

49.- 2,3m : Dolomías beiges, mal estratificadas y más masivas que las subyacentes. Tienen porosidad móldica dispersa (de origen bioclástico) y posibles señales de bioturbación.



50.- 2,9m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos de 1m, con elevada microporosidad móldica. Bioturbación en la base.

51.- 3,2m: Dolomías grises, masivas, muy bioclásticas.

52.- 13,9m : Dolomías grises, masivas a mal estratificadas en bancos mal definidos de 0,8-1,5m. Son fuertemente bioclásticas y presentan abundantes orbitolínidos.

53.- 1,1m : Nivel de dolomía gris, semejante a la del tramo infrayacente, pero separado de este por una intercalación más clara de grano más fino.

54.- 1,8m : Banco de dolomía masiva y bioclástica, a techo del cual se reconoce una franja de tonos más claros, con los límites muy bien definidos.

55.- 1,3m : Nivel masivo de dolomía beige con bioacumulación de rudistas cónicos a techo (pequeñas colonias). La base del tramo es calcarenítica y muy bioclástica, y se reconocen fantasmas de orbitolínidos.

56.- 7,7m : Dolomías beiges estratificadas en niveles decimétricos, masivos o con estratificación cruzada difusa. Se reconocen restos de gasterópodos, orbitolínidos, rudistas, escasos corales y otros bioclastos.

Techo.- >10m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos masivos, en ocasiones bioturbados. A techo de los bancos se encuentran niveles laminados de origen algar.

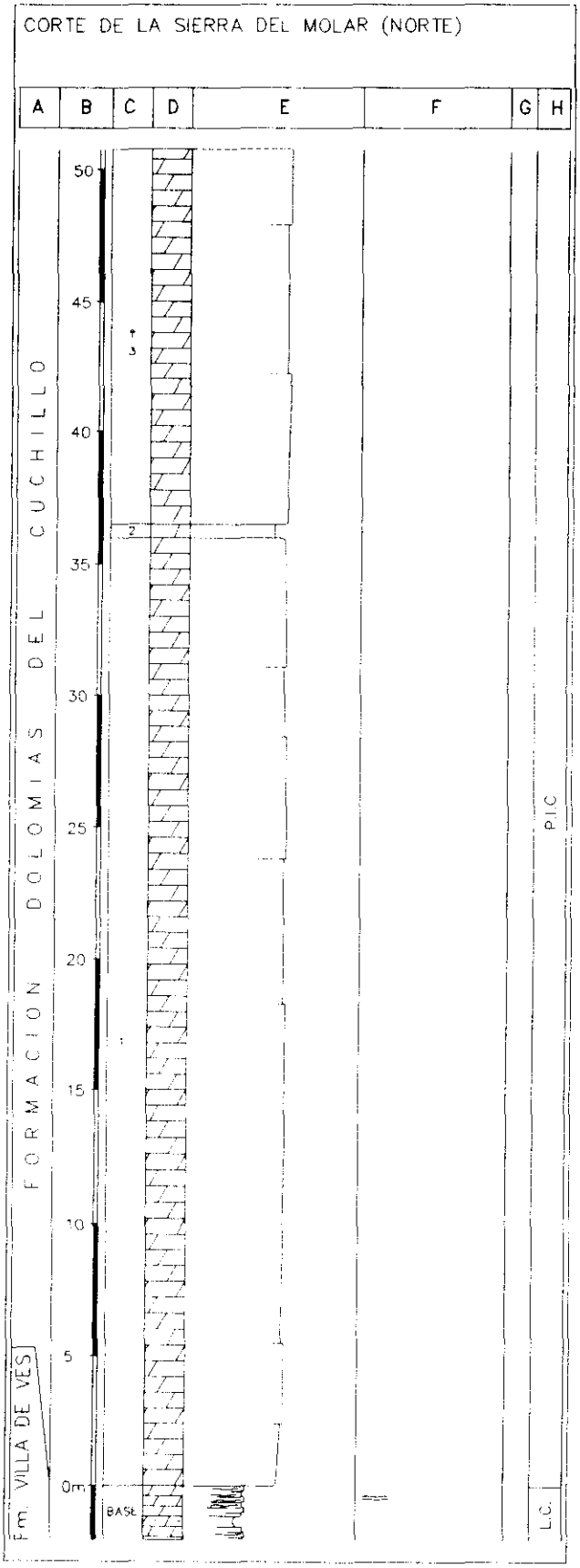
39. CORTE DE LA SIERRA DEL MOLAR NORTE

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **801,0**
Y= **431,7**
Techo: X= **801,3**
Y= **431,2**

Base.- >20m : Dolomías bien estratificadas en bancos decimétricos e intercalaciones de dolomías arcillosas de colores claros. La estructura más característica son las



laminaciones de algas. Este tramo aparece fuertemente tectonizado y parcialmente cubierto por derrubios.

1.- 36m : Tramo muy masivo y homogéneo de dolomías negras o grises macrocristalinas.

2.- 0,5m : Nivel decimétrico de dolomías más claras, algo ferruginizadas.

3.- 19,5m : Tramo de dolomías grises masivas, de tonos oscuros. El techo, aunque está bastante cubierto, tiene también tonos más claros y aparece ferruginizado y karstificado.

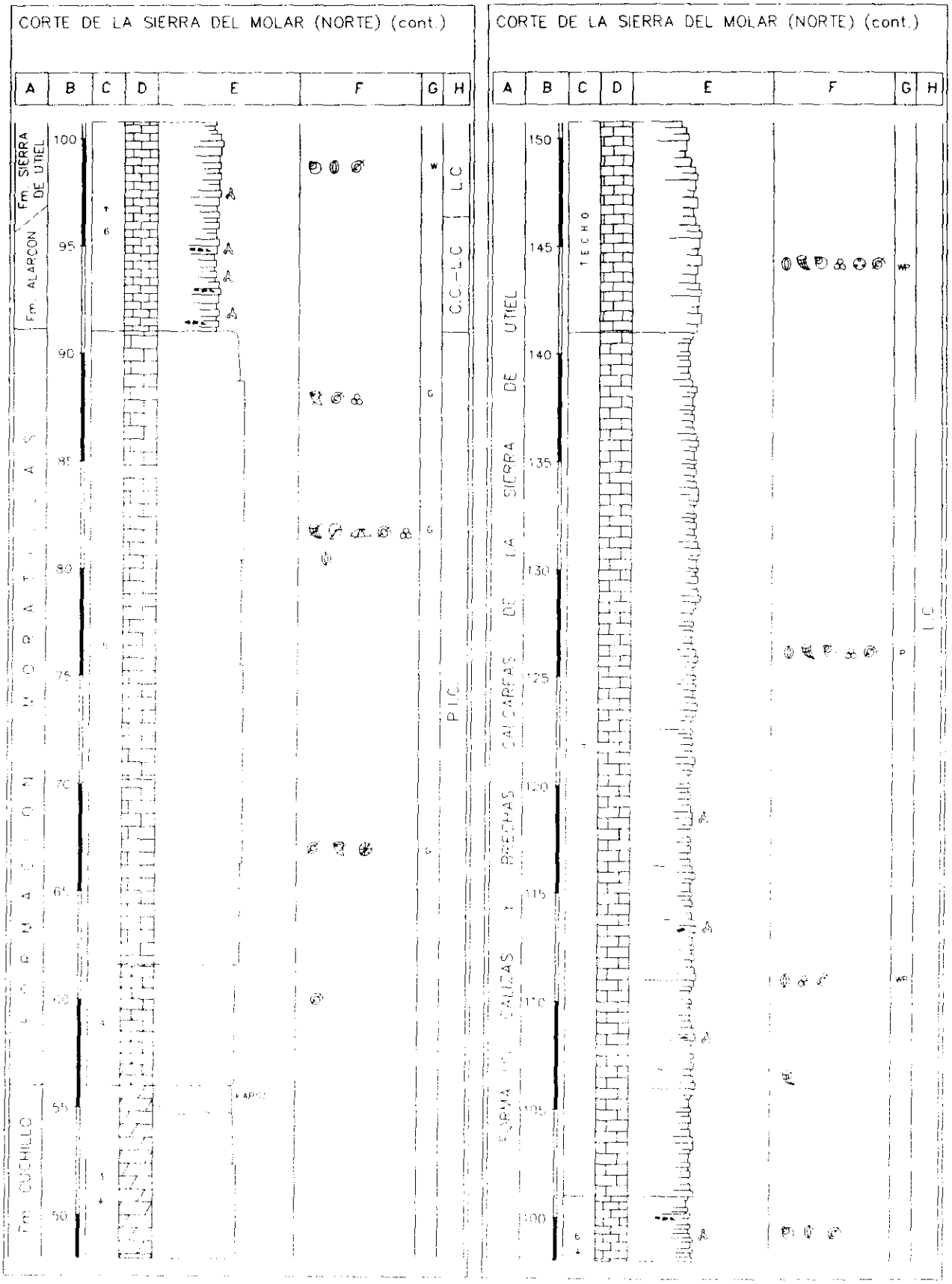
4.- 5,6m : Calizas dolomíticas a rosadas, masivas, fuertemente recristalizadas, que presentan cierta proporción de terrígenos finos. Se reconocen foraminíferos bentónicos y fantasmas de otros bioclastos (rudistas, ostreidos y otros lamelibranquios). El contacto con el tramo inferior está bastante cubierto. Se han determinado:

Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Trocholina sp.
Tritaxia sp.

5.- 29,4m : Calizas blancas a rosadas, fuertemente recristalizadas, puntualmente algo arenosas y muy dolomitizadas en la base. Dan un importante e inaccesible resalte topográfico. En su conjunto están casi exclusivamente constituidas por calcarenitas (fundamentalmente biopelmicritas *packstone*, bioesparitas *grainstone* y biointramicruditas *rudstone*), cuyo componente principal son los fragmentos de rudistas, fundamentalmente radiolítidos y caprínidos. También se reconocen placas y espinas de equínidos, fragmentos de corales, algunos miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

6.- 10m : Calizas finamente tableadas, micríticas, fuertemente edafizadas.

7.- 40m : Calizas blancas, bien estratificadas en bancos decimétricos que rara vez superan los 0,5m. Muchos de ellos, presentan abundantes cantos negros. Las microfacies más características son las biomicritas, pelbiomicritas y biointramicritas *wackestone* a *packstone*, con abundantes miliólidos y, en menor proporción, otros foraminíferos bentónicos, rudistas (radiolítidos), gasterópodos y algas verdes. Muchos de los bancos presentan caracteres edáficos bien desarrollados (huellas de raíces, micro y macronodulización, *Microco-*


CORTE DE LA SIERRA DEL MOLAR (NORTE) (cont.)
A
B
C
D
E
F
G
H
Fm. CUCHILLO
Fm. ALARCON
Fm. SIERRA DE UTIEL
P.I.C.
C.C.-L.C
L.C
CORTE DE LA SIERRA DEL MOLAR (NORTE) (cont.)
TECHO
SIERRA DE UTIEL
CALIZAS Y BRECHAS CALCAREAS DE LA SIERRA DE UTIEL
L.C

dium, microkarstificación, etc.)

Techo: >10m : Calizas bien estratificadas en niveles de 0,4-0,6m. Tienen características similares a las del tramo infrayacente. Se encuentran abundantes foraminíferos bentónicos y algas verdes, destacando la presencia de:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.

40. COLUMNA SIERRA DEL MOLAR ESTE

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **804,2**
Y= **430,2**
Techo: X= **803,6**
Y= **430,3**

Base.- >10m : Tramo semicubierto. Aflora caliza blanca masiva, muy encostrada.

1.- 1,1m : Calizas masivas, son biomicritas *wackestone* con miliólidos, bastante recristalizadas.

2.- 1m : Caliza blanca masiva, Son micritas fosilíferas *mudstone* en las que se reconocen restos de carofitas y ostrácodos. A techo aparece un nivel de 0,2m tableado, casi lajoso, que presenta señales de exposición subaérea y diagénesis (grietas de retracción, microkarstificación, micronodulización incipiente, etc.).

3.- 1,6m : Calizas micríticas con escasos miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y, hacia techo, pequeños rudistas (radiolítidos) y gasterópodos.

4.- 1,8m : Calizas biopelmicríticas, masivas, que presentan abundantes radiolítidos.

5.- 0,7m : Caliza micrítica poco arcillosa, nodulosa, de color blanco, que está bastante transformada por pedogénesis y diagénesis vadosa (micronodulización...).

6.- 0,3m : Caliza micrítica con señales de intensa bioturbación.

7.- 0,4m : Caliza micrítica, finamente laminada, Presenta porosidad fenestral y alternancia de niveles micríticos y pelmicríticos.

8.- 0,7m : Biomicritas con abundantes radiolítidos pequeños que constituyen colonias (*clusters*). A techo el nivel se hace más micrítico y, sobre él, aparece una superficie ferruginizada.

9.- 3,5m : Tramo calizo bastante masivo, constituido esencialmente por calcarenitas *packstone* muy recristalizadas, con fragmentos de rudistas, grandes gasterópodos, placas de equínidos y otros bioclastos. En la base, aparece un nivel parcialmente brechificado.

10.- 5,5m : Calizas (fundamentalmente bioesparitas *grainstone*) arenosas (5-20%) y muy recristalizadas. Presentan estratificación cruzada bastante difusa, planar a gran escala. Se reconocen abundantes bioclastos, destacando la presencia de fragmentos de rudistas y foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Peneroplis parvus DE CASTRO
Tritaxia sp.
Spiroplectammina sp.
Quinqueloculina sp.
Nummoloculina sp.
Trochospira avnimelechi HAMAOUI y S. MARC

11.- 0,7m : Calizas arenosas (15-20%) muy recristalizadas que presentan estratificación cruzada planar de gran escala. Son biomicritas *packstone* en las que se reconocen fragmentos de rudistas y foraminíferos bentónicos, entre otros bioclastos.

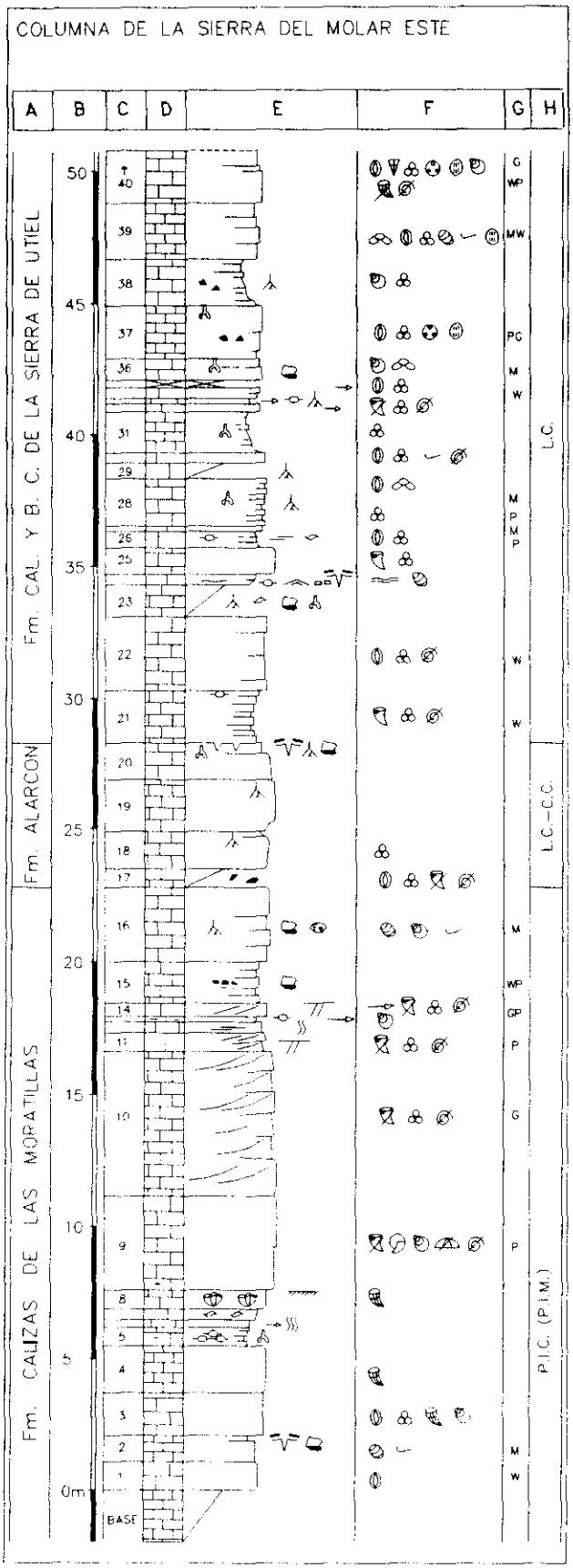
12.- 0,4m : Calizas limoso-arenosas muy recristalizadas que presentan laminación paralela en la base y son masivas y micríticas hacia techo, donde se aprecia cierta bioturbación.

13.- 0,2m : Calizas poco arcillosas nodulares. Son micritas y biomicritas con gasterópodos.

14.- 0,5m : Calcarenitas bioclásticas *grainstone-packstone* bastante recristalizadas y ligeramente arenosas (5-10%), con estratificación cruzada difusa planar y en las que, entre otros bioclastos, se reconocen fragmentos de rudistas y foraminíferos bentónicos. Se ha determinado:

Cuneolina sp.

15.- 1,6m : Pelbiomicritas *wackestone-packstone* estratificadas en bancos de 0,2 a 0,4m que presentan señales de exposición subaérea (micronodulización y



microkarstificación) y algunos cantos negros.

16.- 2,8m : Calizas micríticas *mudstone* estratificadas en bancos de 0,6-0,8m, que presentan restos de carofitas, gasterópodos y ostrácodos. Se reconoce la presencia de poros agrandados con rellenos geopetales, posible bioturbación de raíces y pequeños nódulos de hierro.

17.- 0,7m : Tramo semicubierto. Afloran calcarenitas pelmicríticas con abundantes miliólidos, foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas, entre otros bioclastos. También aparecen algunos cantos negros.

18.- 1,4m : Calizas bastante masivas muy recristalizadas y micríticas con escasos foraminíferos bentónicos y ligera bioturbación de raíces a techo.

19.- 2m : Calizas muy recristalizadas blancas de características similares a las del tramo infrayacente.

20.- 1,4m : Calizas micríticas mejor estratificadas, de color blanco, que presentan señales de exposición subaérea y diagénesis vadosa (huellas de raíces, grietas de retracción muy desarrolladas a techo, microkarstificación y sedimento interno geopetal).

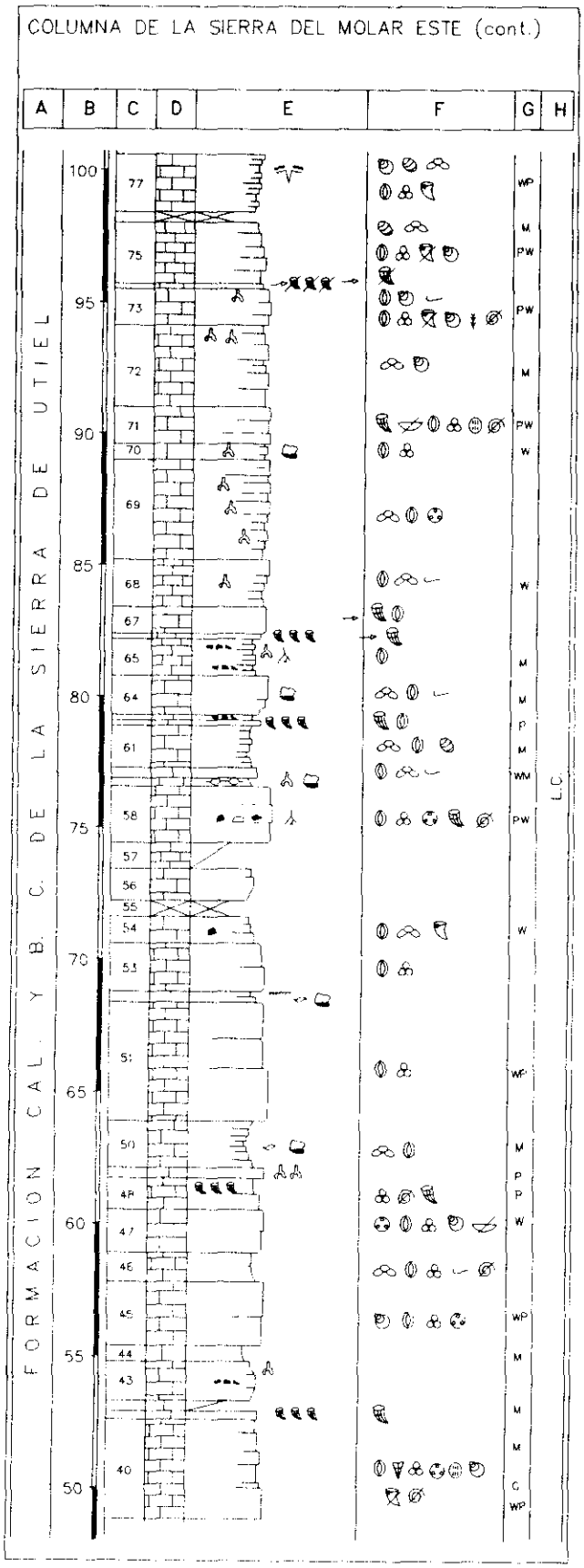
21.- 2m : Calizas biopelmicríticas (*wackestone*) en niveles de 0,3m aproximadamente, en ocasiones intraclásticas, en las que se reconocen radiolítidos, foraminíferos bentónicos y otros bioclastos. A techo del tramo aparece un nivel de 0,1m noduloso y ligeramente ferruginizado.

22.- 2,8m : Calizas estratificadas en bancos de 0,4m a 0,8m masivos. Esencialmente son biopelmicritas *wackestone* con foraminíferos bentónicos (entre los que destacan los miliólidos) y fragmentos de macrofauna.

23.- 1,2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas micríticas finamente estratificadas que presentan bioturbación de raíces, porosidad fenestral y señales de disolución. La transformación pedogenética es muy importante hacia techo.

24.- 0,4m : Calizas seminodulares que presentan una laminación estromatolítica irregular. Se reconocen grietas de retracción, cantos planos y estructuras de tipo *te-pee*. Intercalados aparecen niveles micríticos con carofitas e intramicríticos que pueden ser limosos.

25.- 1m : Banco de calizas biomicríticas con abundan-



tes rudistas. También se reconocen foraminíferos bentónicos. Se ha determinado:

Radiolitella sp.
Cuneolina sp.

26.- 0,6m : Calizas en bancos seminodulares de 0,2m, que son biomicritas *packstone* con radiolítidos y gran cantidad de foraminíferos bentónicos, destacando los miliólidos, nezzazatidos, etc. También se encuentran algas verdes. A techo hay un nivel laminado, con porosidad fenestral. Entre los fósiles se determinaron:

Dendritina gigantea (GENDROT)
Vidalina hispanica SCHLUMB.
Idalina antiqua D'ORB.
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Cuneolina sp.
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Aeolisaccus kotori RADOICIC

27.- 0,2m : Nivel masivo de micritas *mudstone*.

28.- 1,8m : Calizas estratificadas en niveles de 0,2m. Son fundamentalmente micritas fosilíferas *mudstone* con pequeños miliólidos y algunos discórbidos, excepto el nivel basal que está formado por pelbiomicritas *packstone* con foraminíferos bentónicos. Estas calizas presentan huellas de raíces y melanización diferencial.

29.- 0,6m : Tramo semicubierto. Son calizas micríticas blancas, mal estratificadas y poco compactas, con bioturbación de raicillas.

30.- 0,4m : Banco compacto de biomicritas muy micritizadas, con miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, ostrácodos y fragmentos de macrofósiles. Se reconoce:

Cuneolina sp.

31.- 1,6m : Calizas micríticas que afloran mal, estratificadas mal, en bancos decimétricos. Se reconocen escasos foraminíferos bentónicos. Están ligeramente edafizadas.

32.- 0,3m : Nivel más compacto, de biopelmicritas con fragmentos de rudistas, foraminíferos bentónicos y

otros bioclastos.

33.- 0,2m : Calizas nodulosas, muy recristalizadas, con bioturbación de raíces intensa.

34.- 0,4m : Biomicritas *wackestone* con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, muy recristalizadas.

35.- 0,3m : Tramo cubierto.

36.- 0,8m : Tramo formado por dos bancos masivos de caliza. Están constituidos por micritas fosilíferas *mudstone* con algunos gasterópodos y discórbidos. Se reconoce micronodulización, sedimento interno geopetal y microkarstificación. La edafización es más intensa hacia techo.

37.- 2m : Caliza en bancos decimétricos (0,8m, excepto el basal, de 0,4m) y masivos. Son esencialmente biopelmicritas (a bioesparitas) *packstone* (a *grainstone*), con abundantes foraminíferos bentónicos, ostrácodos, fragmentos de rudistas y algas verdes, así como *pellets* fecales y cantos negros. A techo de los bancos presentan señales de ligera edafización. Se reconoce la siguiente asociación:

Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nezzazatinella ("V.") parelloides (MAGNÉ y SIG.)
Spiroplectammina sp.
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Accordiella conica FARINACCI
Minouxia lobata GENDROT
Pseudotextulariella sp.
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Aeolisaccus kotori RADOICIC

38.- 1,8m : Calizas blancas mal estratificadas y poco compactas. Son micritas y pelbiomicritas, que presentan bioturbación de raíces y una melanización diferencial. Se reconocen cantos negros y otros intraclastos. Entre los fósiles se encuentran algunos gasterópodos y escasos foraminíferos pequeños.

39.- 2,1m : Calizas estratificadas en bancos de 0,4-0,6m. Afloran mal hacia techo. Están constituidas por micritas fosilíferas o pelletíferas *mudstone*, con discórbidos, carofitas y ostrácodos; y en menor proporción por pelbiomicritas *wackestone* que contienen *pellets* fecales, pequeños miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se ha reconocido:

Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)

40.- 3,8m : Tramo calizo constituido a su vez por seis bancos decimétricos (en torno a los 0,5-0,7m) masivos, formados esencialmente por biopelmicritas *wackestone - packstone* y bioesparitas *grainstone* con abundantes foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos, etc.), algas verdes, *pellets* fecales, gasterópodos, fragmentos de radiolítidos y otros bioclastos. Así mismo aparecen intercalaciones de micritas fosilíferas (*mudstone*) con escasos milioláceos, que están parcialmente brechificadas. Se han identificado:

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Nummofallotia sp.
Cuneolina sp.
Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)

41.- 0,3m : Biomicrita con acumulación de radiolítidos, removidos y ligeramente fragmentados.

42.- 0,4m : Tramo semicubierto. Afloran micritas *mudstone*, recristalizadas.

43.- 1,5m : Calizas mal estratificadas en niveles de 0,5m aprox., muy recristalizadas, micríticas. Se reconocen cantos negros y señales de edafización (melanización diferencial, micronodulización).

44.- 0,6m : Micritas *mudstone* blancas y poco compactas, que afloran mal.

45.- 2,4m : Tramo constituido por dos bancos masivos de caliza, de 1,1 y 1,3m respectivamente (de base a techo), que están formados esencialmente por intrabiomicritas y biomicritas *wackestone - packstone* con gasterópodos abundantes, además de miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y algas de tipo *Pycnoporidium*.

46.- 1,1m : Micritas fosilíferas e intraclásticas, con discórbidos, ostrácodos, y escasos y pequeños miliólidos y otros foraminíferos. Destaca la coloración rojiza que presentan estas calizas a techo.

47.- 1,6m : Calizas bastante masivas, blancas. Son biomicritas *wackestone* con algas verdes abundantes, miliólidos, gasterópodos, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de bivalvos. Están moderadamente edafizadas (micronodulización incipiente). Se identifica:

Cuneolina sp.

48.- 1,2m : Pelbiomicritas *packstone* muy recristalizadas, con algunos foraminíferos bentónicos y bioclastos. A techo hay un pequeño nivel de radiolítidos.

49.- 0,4m : Pelbiomicritas *packstone* muy edafizadas (micronodulización intensa). El nivel está ferruginizado a techo.

50.- 1,8m : Calizas rosadas en bancos de 0,25m. Esencialmente son micritas *mudstone* con discórbidos y escasos miliólidos pequeños. Presentan porosidad fenestral, agrandada por disolución, sedimento interno geopetal, micronudulización incipiente...

51.- 4,5m : Calizas muy micritizadas compactas, en bancos métricos. Son pelbiomicritas *wackestone* y *packstone* con abundantes foraminíferos bentónicos, especialmente miliólidos. Se identifica:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.

52.- 0,4m : Tramo compuesto por micritas en bancos de 0,2m, que presentan señales de exposición subaérea, como porosidad fenestral, microkarstificación y rellenos geopetales. A techo hay una superficie ferruginosa.

53.- 1,8m : Tramo masivo de caliza recristalizada en la que se reconocen pelbiomicritas intraclásticas, con miliólidos y algún otro foraminífero bentónico. Ligeramente edafizadas.

54.- 1m : Calizas en niveles decimétricos, que son biomicritas a pelmicritas *wackestone*, con miliólidos, discórbidos y algún pequeño rudista. Se encuentran cantos negros.

55.- 0,6 : Tramo cubierto.

56.- 1,2m : Banco de calizas muy recristalizadas y masivas.

57.- 1m : Tramo semicubierto. Afloran calizas muy recristalizadas y parcialmente dolomitizadas.

58.- 2,2m : Caliza bastante masiva (se reconoce una estratificación difusa en niveles de 0,8m), formada por biomicritas *packstone* - *wackestone* que presentan señales de edafización (posibles huellas de raíces, cantos planos, cantos negros, micronodulización incipiente...). Entre los bioclastos se reconocen abundantes miliólidos, nezzazátidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y pequeños radiolítidos, fragmentados o no. Se han determinado:

Biradiolites sp.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Pseudocyclammina sphaeroidea GENDROT
Quinqueloculina sp.
Cuneolina sp.
Spiroplectammina sp.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Pseudolituonella mariae GENDROT
Rotalia cf. *reicheli* HOTT.
Stensiöina surrentina TORRE
Minouxia conica FARINACCI
Cladocoropsis mirabilis FELIX
Archaeolithothamnium sp.
Aeolisaccus kotori RADOICIC

59.- 0,3m : Calizas fuertemente edafizadas, que presentan porosidad fenestral agrandada, rellenos geopetales y fuerte nodulización, más intensa hacia techo.

60.- 0,4m : Caliza blanca con fina laminación subhorizontal, formada por biomicritas y micritas (*wackestone - mudstone*) con escasos miliólidos, ostrácodos y discórbidos.

61.- 1,6m : Micritas fosilíferas *mudstone*, en bancos de 0,3m aprox. Se reconocen discórbidos, restos de carofitas y escasos miliólidos.

62.- 0,2m : Nivel biomicrítico *packstone* con abundantes miliólidos y acumulación de radiolítidos.

63.- 0,1m : Brecha intraclástica, con muchos cantos negros.

64.- 1,5m : Micritas fosilíferas *mudstone*, en dos paquetes masivos de 0,75m, con discórbidos, ostrácodos y escasos miliólidos hialinos. Presentan señales de microkarstificación incipiente.

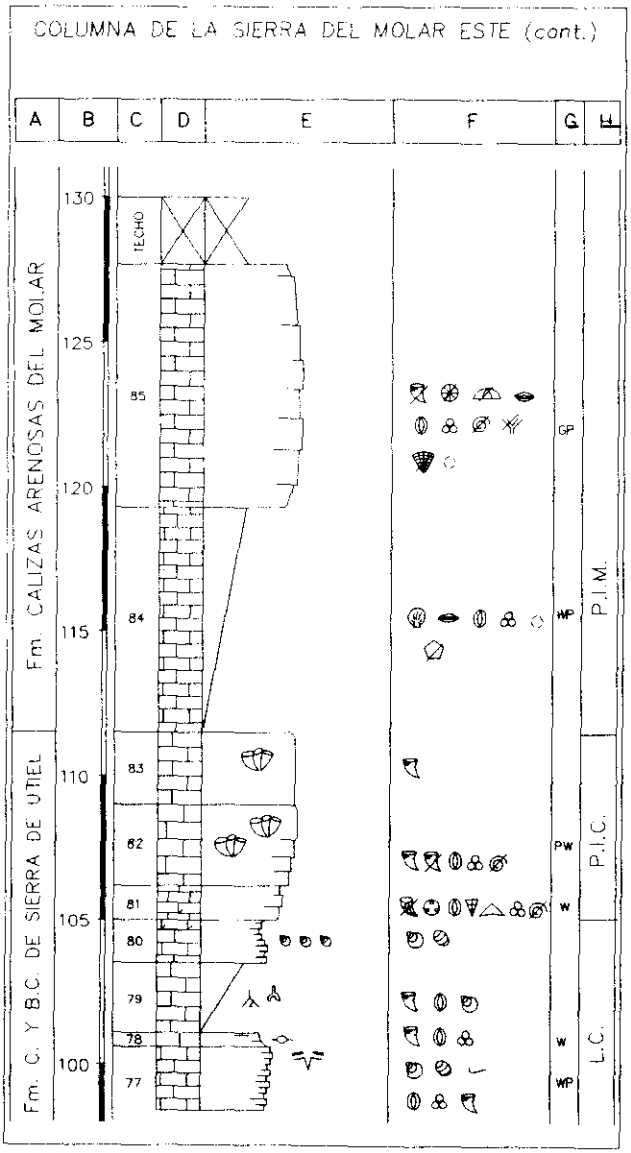
65.- 1,4m : Calizas en bancos de 0,2-0,3m, que son micritas *mudstone*, con escasos miliólidos, y cantos negros concentrados a favor de niveles. Presentan edafización (destacan las huellas de raíces y la melanización diferencial).

66.- 0,2m : Banco biomicrítico con acumulación de pequeños radiolítidos (pequeñas colonias o *clusters*).

67.- 1m : Banco masivo de caliza micrítica, con abundantes radiolítidos y algunos miliólidos.

68.- 1,8m : Calizas en bancos masivos de 0,3 a 0,6m, que son biomicritas *wackestone* con miliólidos fundamentalmente y micritas *mudstone*, con discórbidos y ostrácodos. A techo, los bancos presentan edafización variable.

69.- 3,8m : Tramo muy uniforme de calizas en bancos de 0,2 a 0,5m, masivos, constituidos esencialmente por micritas fosilíferas blancas, con discórbidos, escasos miliólidos y algas verdes, que presentan señales de edafización a techo (micronodulización, melanización diferencial...).



70.- 0,6m : Biomicritas *wackestone*, con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, que presentan señales de edafización (micronodulización, poros agrandados).

71.- 1,4m : Banco de caliza blanca, estratificada en niveles de 0,4m, formados esencialmente por biopelmicritas intraclásticas *packstone* y biomicritas *wackestone* muy recristalizadas, con abundantes radiolítidos, foraminíferos bentónicos (destacan los miliólidos), *pellets* fecales y fragmentos de bivalvos, gasterópodos y otros macrofósiles. Se han clasificado:

Nummofallotia sp.
Favreina murciensis (CUV.,BASS. y FOURC.)
Ophthalmidium sp.
Spiroplectammina sp.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Scandonea samnitica DE CASTRO
Rotalia reicheli HOTT.
Stensiöina surrentina TORRE
Cuneolina sp.
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Halimeda sp.
Minouxia conica FARINACCI
Aeolisaccus kotori RADOICIC

72.- 3,1m : Micritas *mudstone* en bancos de 0,3-0,6m, parcialmente dolomitizadas y que presentan un moteado de óxidos de hierro en muchos puntos. Así mismo se observa micronodulización edáfica (especialmente a techo del tramo). Se reconocen discórbidos y algunos gasterópodos.

73.- 1,4m : Tramo constituido por biomicritas y biopelmicritas muy micritizadas, con textura *packstone* a *wackestone*, estratificadas en niveles de 0,4-0,5m. Entre los restos fósiles, destacan los foraminíferos bentónicos, en especial los miliólidos, los fragmentos de rudistas, los gasterópodos y las algas. A techo hay un nivel micrítico, con algunos miliólidos, gasterópodos y ostrácodos, y que presenta señales de edafización moderada. En conjunto se identifican:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CAS-

TRO)

Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Ophthalmidium sp.
Spiroplectammina sp.
Pseudolituonella mariae GENDROT
Gendrotella rugoretis (GENDROT)

74.- 0,2m : Nivel lumaquélico de radiolítidos, poco fragmentados.

75.- 2,3m : Tramo bien estratificado de calizas en niveles de 0,2-0,6m, constituidos fundamentalmente por biopelmicritas *packstone-wackestone* con miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, fragmentos de rudistas y gasterópodos. También aparecen intercalaciones micríticas con carofitas y discórbidos, frecuentemente brechificadas.

76.- 0,4m : Tramo cubierto.

77.- 2,2m : Calizas bien estratificadas en niveles de 0,1 a 0,6m fundamentalmente constituidas por biopelmicritas *wackestone* o *packstone* intraclásticas, con foraminíferos bentónicos, miliólidos y rudistas; e intercalaciones micríticas con gasterópodos, discórbidos y carofitas, que presentan grietas rellenas de la facies suprayacente. En su conjunto se ha determinado:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.

78.- 0,5m : Biomicritas *wackestone* muy recristalizadas con rudistas, foraminíferos bentónicos (fundamentalmente miliólidos), ostrácodos y gasterópodos. Estratificadas en bancos de 0,1-0,2m nodulosos en la base. Se han determinado:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Quinqueloculina sp.
Ophthalmidium sp.

79.- 2,4m : Tramo semicubierto. Afloran micritas y biomicritas blancas, con pequeños rudistas, miliólidos y gasterópodos. Aparecen intensamente bioturbadas por raíces. Presenta intensa melanización en algunos puntos.

80.- 1,5m : Calizas micríticas finamente tableadas (0,1m), con algunas carofitas y acumulación de gasterópodos. Hacia techo son más oscuras, presentan un moteado de óxidos de hierro y están parcialmente dolomitizadas.

81.- 1,2m : Biomicritas *wackestone* muy recristalizadas y parcialmente dolomitizadas. Contienen fragmentos de radiolítidos, algas verdes, miliólidos, textuláridos y otros foraminíferos bentónicos (destaca la presencia de orbitolínidos). Se han determinado:

Nummofallotia sp.
Paleodictyoconus sp.
Pseudolituonella mariae GENDROT
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)

82.- 2,8m : Calizas más compactas, estratificadas en bancos decimétricos, esencialmente compuestos por biopelmicritas y biomicritas *packstone* o *wackestone* muy recristalizadas. Destaca la presencia de rudistas (dando acumulaciones en algunos niveles) y fragmentos de otros macrofósiles, así como de miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se ha identificado:

Cuneolina sp.

83.- 2,5m : Calizas muy masivas y recristalizadas, con grandes rudistas en posición de vida.

84.- 7,8m : Tramo semicubierto. Afloran calizas parcialmente dolomitizadas, limoso-arenosas (<5%) que tienen textura *wackestone-packstone*. Se encuentran pectínidos, restos de equinodermos, orbitoídidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
Siderolites calcitrapoides LAM.
Sulcoperculina sp.
Goupillaudina sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Archaeolithothamnium sp.

85.- 8,4m : Calizas *grainstone-packstone*, arenosas (porcent. terrígenos: 5-15%) y muy recristalizadas. Están estratificadas en bancos métricos. Son fundamentalmente calcarenitas con restos de rudistas, corales, algas rojas, briozoos, equinodermos, orbitoídidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y calcisferas. Se ha identificado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Clypeorbis mamillata (SCHLUMB.)
Orbitoides apiculata SCHLUMB.
Siderolites calcitrapoides LAM.

Planorbulina cretae (MARSSON)
Sulcoperculina sp.
Idalina sp.
Quinqueloculina sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Archaeolithothamnium sp.

Techo.- Tramo cubierto.

41. COLUMNA SIERRA DEL MOLAR SUR

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **802,2**
Y= **429,9**
Techo: X= **802,7**
Y= **429,1**

Base.- >2m : Calizas estratificadas en bancos decimétricos y constituidas por biomicritas con abundantes gasterópodos. Están intensamente bioturbadas. Aparecen intercaladas pasadas de calizas lumaquélicas con muchos fragmentos de rudistas.

1.- 1,5m : Calizas dolomíticas poco limosas y lajosas. A techo hay una superficie ferruginosa.

2.- 0,7m : Calizas micríticas fuertemente bioturbadas y con laminación estromatolítica a techo.

3.- 0,8m : Calizas dolomíticas en bancos de 0,4m masivos que presentan señales de bioturbación. Son biomicritas *wackestone* en las que se reconocen miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, placas de equínidos y algún fragmento de coral.

4.- 0,6m : Dolomías de tonos oscuros y limoso-arenosas, en bancos de 0,3m, que presentan fragmentos de rudistas, miliólidos y lituólidos, así como litoclastos procedentes de la erosión del banco inferior. La base del tramo es ligeramente erosiva. Se ha reconocido la siguiente asociación:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina pavonia D'ORB.
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Moncharmontia apenninica (DE CASTRO)
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Spiroplectammina sp.
Minouxia conica FARINACCI
Pseudolituonella mariae GENDROT
Stensiöina surrentina TORRE

5.- 2,9m : Biomicritas intraclásticas *wackestone-packstone* en bancos de 0,5 a 0,6m masivos y en los que destaca la presencia de foraminíferos bentónicos (nezzazátidos, miliólidos, lituólidos), gasterópodos y algas verdes. Se han reconocido:

Cuneolina sp.
Nummofallotia sp.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.

6.- 0,4m : Biomicrita intraclástica *wackestone* muy micritizada, finamente estratificada y algo bioturbada, que presenta una gran acumulación de gasterópodos, así como abundantes miliólidos, dasicladáceas, algunas carofitas, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de macrofauna. Se reconocen:

Cuneolina sp.
Nummofallotia sp.

7.- 1,6m : Tramo cubierto.

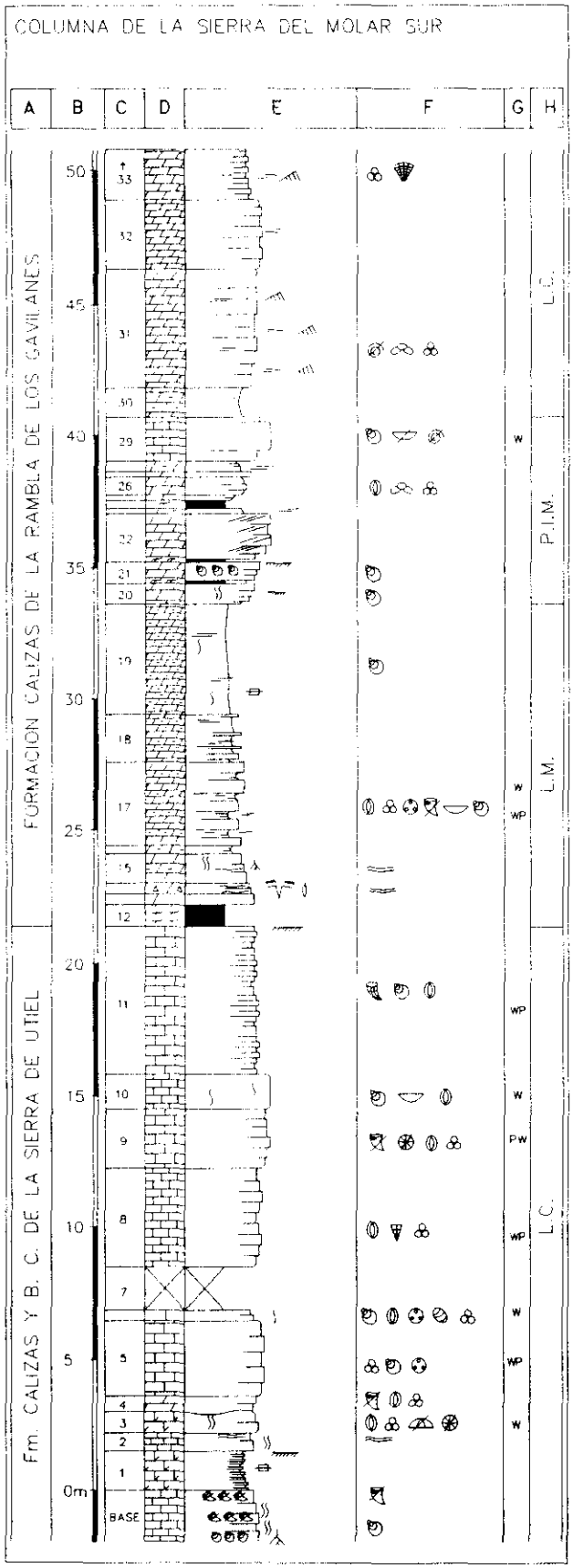
8.-3,7m : Biomicritas *wackestone-packstone* estratificadas en niveles de 0,4-0,7m, con miliólidos, textuláridos, y otros foraminíferos. Se han identificado:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Dicyclina schlumbergeri MUN.-CHAL.
Cuneolina sp.
Nummofallotia sp.

9.- 2,3m : Pelbiomicritas *packstone-wackestone*, en bancos de 0,4m, con fragmentos rudistas y algunos corales, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

10.- 1,3m : Banco masivo de biomicrita *wackestone*, parcialmente bioturbada, con gasterópodos abundantes, así como algunos pelecípodos y miliólidos.

11.- 5,6m : Biomicritas y biopelmicritas, *wackestone* y *packstone*, tableadas en niveles de 0,2m aproximadamente, con radiolítidos, gasterópodos y foraminíferos



bentónicos. A techo hay una superficie ferruginosa. Entre los restos fósiles se identifican:

Lacazina elongata MUN.-CHALM.
Biradiolites sp.

12.- 0,8m : Arcillas dolomíticas blancas, lajosas.

13.- 0,4m : Dolomías limosas muy masivas, de tonos ocres.

14.- 0,4m : Dolomicritas arcillosas amarillentas a blancas, que presentan una laminación subparalela de origen estromatolítico (con grietas de retracción, pseudomorfos de yeso, brechas de colapso e intercalaciones finas de pelmicritas).

15.- 1,1m : Dolomías en niveles de 0,2-0,3m bioturbadas, con moteado de óxidos de hierro e intercalaciones arcillosas con laminación estromatolítica. Bioturbación por pequeñas raíces.

16.- 0,3m : Dolomicritas arcillosas, lajosas y finamente laminadas (niveles con concentración de limos).

17.- 3,2m : Tramo compuesto por una alternancia bastante regular de: (a) niveles de 0,3m (masivos, o seminodulares hacia techo del tramo) de biopelmicritas calcareníticas y biomicritas *wackestone*, micritizadas, limosas en grado variable (0-20%, aumentando hacia techo del tramo) y con miliólidos, milioláceos, otros foraminíferos bentónicos, dasicladáceas, fragmentos de rudistas, otros pelecípodos y gasterópodos; y (b) niveles de 0,1-0,3m, dolomicríticos, algo arcillosos, finamente laminados o lajosos, de tonos amarillentos claros. En los niveles calizos se identifica:

Cuneolina sp.

18.- 1,8m : Tramo de dolomicritas laminadas, limoso - arcillosas, de tonos amarillos claros. Presenta finas intercalaciones de biomicritas limosas, en bancos que se hacen más finos hacia arriba y que desaparecen en su parte superior.

19.- 4,2m : Tramo muy homogéneo de dolomicritas finamente limosas o arcillosas (10%), lajosas o laminadas, bioturbadas puntualmente. Presentan algunos gasterópodos.

20.- 0,8m : Dolomicritas limosas estratificadas en niveles de aproximadamente 0,2m, masivos, separados

a veces por pequeñas superficies ferruginosas y con ligera tendencia estratocreciente. Presentan señales de bioturbación y algunos gasterópodos.

21.- 0,8m : Tramo de características similares a las del infrayacente pero que presenta un nivel basal de arcillas dolomíticas poco compactas. Son muy abundantes los gasterópodos turritelados. A techo se reconoce una pequeña costra ferruginosa.

22.- 1,8m : Dolomías arenosas (20% del total, grano medio a fino) con estratificación cruzada planar en *sets* de 0,1 - 0,2m. Se reconocen algunos foraminíferos bentónicos (miliólidos y otros), fragmentos de rudistas y otros bioclastos. En la base aparece un nivel de dolomías arcillosas amarillentas.

23.- 0,2m : Banco de caliza con una fina laminación generada por la alternancia de niveles micríticos arcillosos y otros más limosos.

24.- 0,3m : Arcillas dolomíticas blancas.

25.- 0,2m : Nivel de dolomías arcillosas lajosas y amarillentas.

26.- 0,7m : Dolomías limoso arenosas, beiges, en bancos de 0,2m, masivos.

27.- 0,2m : Banco de caliza dolomítica más compacta y escasamente limosa.

28.- 0,4m : Dolomías limoso arcillosas en pequeños niveles de 0,05m, deleznables y laminados por alternancia de capas dolomicríticas poco arcillosas (< 1%) y capas muy limosas (20-30%), que tienen algunos miliólidos, discórbidos y otros foraminíferos pequeños.

29.- 1,7m : Biomicritas *wackestone* escasamente limosas (< 5%), en niveles masivos de potencia decimétrica (0,3-0,9m). Contienen gasterópodos y fragmentos de pelecípodos y otros bioclastos. A techo se aprecia ligera bioturbación.

30.- 1,1m : Dolomías arcillosas amarillentas con laminación difusa y moteado de óxidos de hierro.

31.- 4,5m : Tramo muy homogéneo de dolomicritas limoso arenosas (10-25%), en bancos de 0,3-0,6m, con laminación horizontal especialmente bien marcada por láminas ferruginosas, con pasadas con grano más grueso (con laminación de *ripples*). Se reconocen fantasmas de bioclastos, discórbidos y algunos foraminíferos bentónicos.

32.- 2,6m : Tramo dolomítico de características similares a las del infrayacente pero con niveles mejor estratificados y más masivos.

33.- 3,8m : Dolomías arenosas en niveles poco potentes, que presentan fina laminación horizontal, originada por una alternancia milimétrica de niveles arenosos (de grano fino, hasta el 70% del total) y otros esencialmente dolomíticos (levemente limosos, > 20% de terrígenos). Se reconoce laminación cruzada de *ripples* y, entre los bioclastos, algunos foraminíferos bentónicos y algas verdes. Se han determinado:

Nummofallotia apula LUPERTO SINNI
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Dictyopsella cuvillieri GENDROT
Pseudolituonella mariae GENDROT
Gendrotella rugoretis (GENDROT)
Broekinella neumannae GENDROT
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Miliolidae

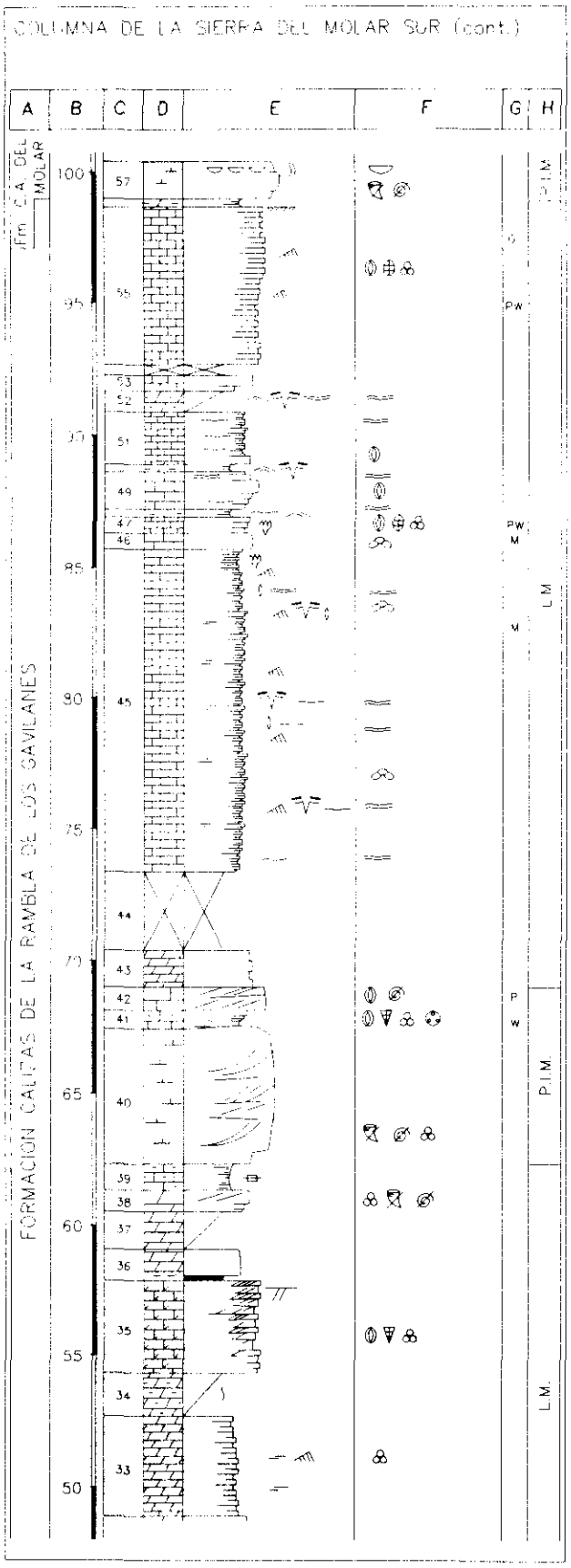
34.- 1,6m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías limoso-arcillosas, bastante masivas, con señales de bioturbación.

35.- 3,6m : Calcarenitas parcialmente dolomitizadas, arenosas (10-15%), con estratificación cruzada (*sets* de 0,1-0,3m) difusa hacia techo. Se encuentran nezzazátidos, miliólidos y textuláridos. El tramo en su conjunto da un ligero resalte topográfico.

36.- 1,2m : Dolomías limosas (porcent. terrígenos: 10%), beiges, masivas y menos compactas que las del tramo anterior. En la base del tramo se encuentra una pasada arcilloso dolomítica.

37.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías limosas de características similares a las del tramo infrayacente.

38.- 0,8m : Calizas dolomíticas de carácter calcarenítico, con cierta proporción de terrígenos de grano fino, que presentan estratificación cruzada difusa en *sets* de 0,1-0,3m. Se reconocen fantasmas de foraminíferos bentónicos indeterminables y de pequeños bioclastos (fragmentos de rudistas).



39.- 1m : Calizas dolomíticas, ligeramente limoso arcillosas (<5% del total) y lajosas. Presentan una fina laminación, producida por la alternancia de niveles dolomicríticos y pelbioesparíticos milimétricos. Se reconocen pequeños miliólidos y otros foraminíferos.

40.- 5,1m : Tramo que da un resalte topográfico importante. Está constituido por: (a) areniscas de grano grueso, que están cementadas por carbonato y que llegan a ser microconglomeráticas; y (b) calcarenitas bioclásticas recristalizadas y muy arenosas (la proporción de terrígenos varia entre el 30 y el 50%). Entre otros bioclastos se reconocen fragmentos de rudistas y escasos foraminíferos bentónicos. Presentan estratificación cruzada planar de gran escala.

41.- 0,7m : Tramo calizo tableado (estratificado en niveles centimétricos a decimétricos). Está constituido esencialmente por biomicritas *wackestone* con miliólidos, textuláridos, nezzazátidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes. También se encuentran intercalaciones de dolomicritas arcillosas amarillentas. En el conjunto del tramo se han identificado la siguiente asociación:

Ophthalmidium sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Aeolisaccus kotori RADOICIC
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)
Nezzazatinella ("Valvul.") picardi (HENSON)
Cuneolina pavonia D'ORB.
Minouxia conica FARINACCI

42.- 0,9m : Tramo formado por dos bancos de calcarenitas *packstone* muy arenosas (10-30% del total), con estratificación cruzada planar tendida. Están recristalizadas. Se reconocen algunos miliólidos y otros bioclastos.

43.- 1,4m : Dolomías limosas (porcent. máximo de terrígenos: 25%, este porcentaje disminuye hacia techo) mal estratificadas, poco compactas.

44.- 3m : Tramo cubierto.

45.- 12,3m : Tramo homogéneo de calizas limosas, lajosas, que presentan alternancias mili a centimétricas de: (a) niveles micríticos *mudstone* limosos (terrígenos; <10%) con discórbidos; (b) pasadas calcareníticas limosas (>20%), con *ripples*; y (c) niveles ***bindstone*** de cianofíceas (terrígenos: <2%). Aparecen señales de

dolomitización incipiente, grietas de retracción, microbrechas de colapso, cristales y/o pseudomorfos de yeso con textura *chicken-wire*. Sobre el techo del tramo se reconocen icnitas de vertebrados terrestres.

46.- 0,6m : Calizas micríticas *mudstone* con discórbidos, masivas.

47.- 0,6m : Calizas tableadas, constituidas por biomicritas *packstone* a *wackestone*, con foraminíferos abundantes (miliólidos, lituólidos...). A techo se reconocen grietas de retracción, algunos cantos planos e icnitas de vertebrados terrestres. Entre los microfósiles se ha identificado:

Cuneolina sp.

48.- 0,3m : Dolomías arcillosas lajosas, con laminación algar, que presentan estructuras de tipo *tepee*.

49.- 1,4m : Tramo constituido por calizas estratificadas en bancos de 0,2-0,4m. Son biomicritas con abundantes miliólidos. También se encuentran en el tramo importantes intercalaciones estromatolíticas *bindstone*, subhorizontales o dómicas, corrugadas, las cuales llegan a ser dominantes hacia techo.

50.- 0,3m : Dolomicritas arcillosas y arcillas dolomíticas, que presentan pequeñas grietas de retracción, cantos planos y estructuras de tipo *tepee*.

51.- 2m : Calizas finamente tableadas a lajosas donde los niveles *bindstone* son dominantes, excepto en la base, donde existe un banco de 0,4m de biomicritas intraclásticas con miliólidos.

52.- 0,8m : Tramo semicubierto. Afloran niveles dolomíticos, lajosos, algo arcillosos, que presentan laminaciones estromatolíticas subhorizontales, corrugadas, estructuras *tepee*, grietas de desecación, cantos planos, etc.

53.- 0,6m : Biomicritas arenosas (5%), en bancos decimétricos, masivos y compactos.

54.- 0,4m : Tramo cubierto.

55.- 6m : Calizas limosas finamente tableadas compuestas por biomicritas *packstone-wackestone* y bioesparitas *grainstone* con abundantes foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos,...) y algas verdes. Se reconocen nivelillos de *ripples* a techo de los bancos. A techo del tramo aparece una superficie ferruginosa. Se ha identificado la siguiente asociación paleontológica:

Cuneolina sp.
Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO
Scandonea samnitica DE CASTRO
Cuneolina cylindrica HENSON
Cuneolina pavonia augusta CUSHM.
Ophthalmidium sp.
Moncharmontia apenninica compressa (DE CASTRO)

56.- 0,3m : Dolomicritas poco arcillosas que presentan moteado de óxidos de hierro.

57.- 1,4m : Tramo bastante masivo de areniscas calcáreas de grano grueso, bioclásticas (abundantes fragmentos de rudistas). A techo aparece un nivel de acumulación de grandes pelecípodos (inocerámidos), así como tubos de bioturbación subverticales (de 2cm de diámetro).

58.- 1,8m : Tramo masivo o con estratificación cruzada difusa de gran escala, formado por calizas muy arenosas.

59.- 1m : Banco de calizas arenosas con estratificación cruzada planar de gran escala y de bajo ángulo, tangencial en su base.

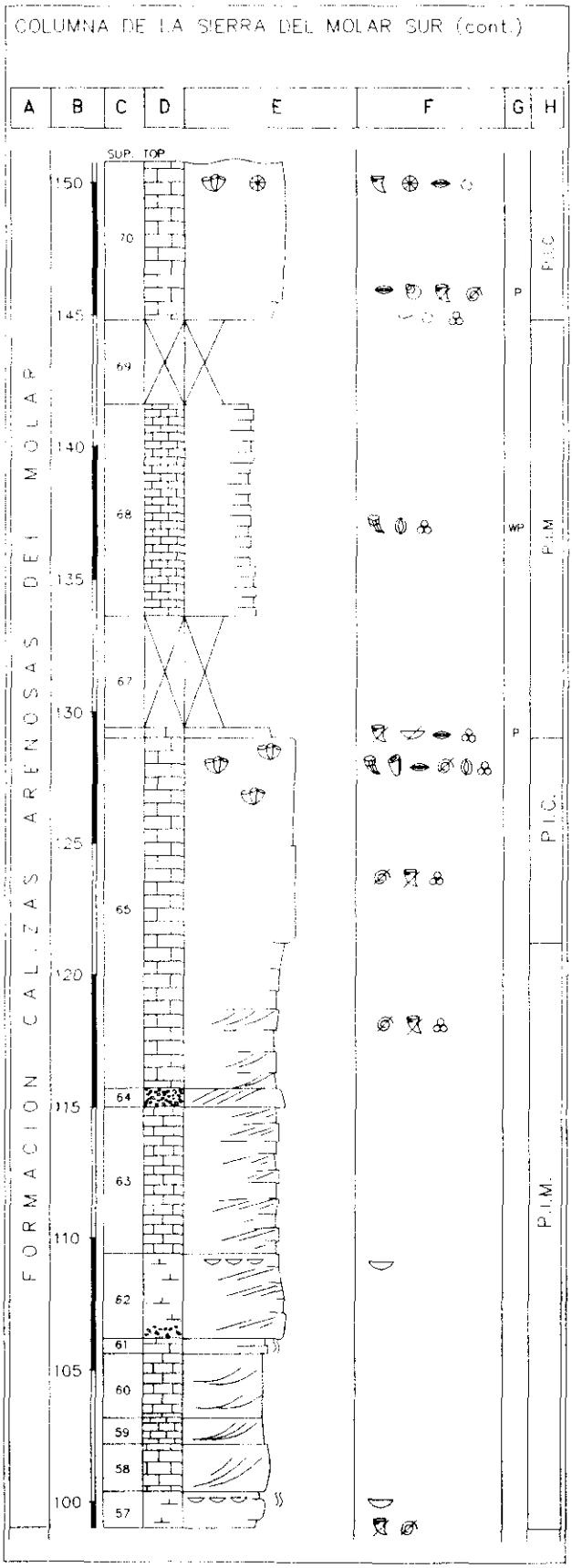
60.- 2,4m : Calizas muy arenosas (40%, de grano medio a grueso) que presenta estratificación cruzada difusa de gran escala.

61.- 0,6m : Tramo formado por dos bancos bien definidos de caliza arenosa con bioturbación a techo. La porosidad dejada por la bioturbación está rellena por materiales del tramo suprayacente.

62.- 3,2m : Areniscas calcáreas, compactas y de grano grueso (microconglomeráticas en la base). Presentan estratificación cruzada planar de gran escala. A techo del tramo se reconoce un nivel constituido por la acumulación de grandes bivalvos (inocerámidos).

63.- 5,6m : Calizas arenosas en bancos de 0,5m que presentan estratificación cruzada planar. Están muy recristalizadas.

64.- 0,7m : Microconglomerado con cemento calizo. Presenta estratificación cruzada planar de alto ángulo.



65.- 13,3m : *Tramo bastante masivo constituido por* calizas arenosas y calizas. El grueso del tramo está formado por cuerpos calcareníticos, muy recristalizados, arenosos en grado variable (la proporción de terrígenos disminuye rápidamente hacia arriba). Internamente presentan estratificación cruzada difusa. Los cuerpos son bioclásticos (destaca la presencia de foraminíferos bentónicos y fragmentos de rudistas y de corales). Por otro lado, los últimos metros están constituidos por bioconstrucciones de rudistas. Se reconocen en ellos grandes radiolítidos y algunos hippurítidos, así como orbitoídidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos.

66.- 0,4m : Biomicrita *packstone* arenosa (porcent. terrígenos: 10%) que presenta abundantes fragmentos de rudistas, corales, equínidos y foraminíferos bentónicos. Se han identificado:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Gavelinella sp.

67.- 4,2m : Tramo cubierto.

68.- 8m : Calizas arenosas (0-20%, de grano medio o fino) en bancos decimétricos. Son fundamentalmente biomicritas *packstone* a *wackestone* con radiolítidos (enteros o fragmentados), miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

69.- 3,2m : Tramo cubierto.

70.- 6m : Tramo masivo de calizas muy recristalizadas. El grueso del tramo está formado por biointramicritas *packstone,* muy recristalizadas. Presentan abundantes orbitoídidos así como gasterópodos y fragmentos de rudistas. Algunos de los litoclastos encontrados son micríticos y contienen calcisferas, ostrácodos y algún pequeño foraminífero. En los últimos metros del tramo aparecen numerosos rudistas y corales ramificados. Los principales taxones reconocidos en el conjunto del tramo son:

Orbitoides media (D'ARCH.)
Orbitoides apiculata SCHLUMB.
Sulcoperculina sp.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

Techo.- Superficie erosiva actual.

42. COLUMNA DE LA ESTACIÓN DEL CARCHE

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **813,7**
Y= **433,5**
Techo: X= **813,7**
Y= **434,0**

Base.- >5m : Muy cubierto, afloran arenas blancas y niveles intercalados lutíticos.

1.- 0,4m : Niveles lutíticos verdosos a ocres.

2.- 3,4m : Arenas de tonos cremas a blancos, de grano fino a medio, bastante homométricas. Presentan estratificación cruzada difusa gran escala (*sets* decimétricos). A techo se reconoce una costra ferruginosa.

3.- 0,6m : Nivel arenoso de grano fino con pasadas lutíticas intercaladas. A techo, se aprecia una costra ferruginosa.

4.- 7,8m : Arenas blancas homométricas blancas de grano fino a medio, con estratificación cruzada difusa de surco, de gran escala. El nivel esta limitado a techo por una costra ferruginosa.

5.- 4,8m : Tramo fundamentalmente constituido por arenas de grano fino, homométricas, estratificadas en niveles decimétricos masivos. Internamente presentan estratificación cruzada de gran escala (pero menor que la del tramo precedente) o, en ocasiones, laminación paralela. Esos niveles están separados por pasadas lutíticas verdosas u ocres, de potencia centimétrica a decimétrica y que presentan proporciones variables de carbonato (dolomita). Hacia techo aumenta el espesor y número de las capas lutíticas al mismo tiempo que éstas se hacen más carbonáticas (dolomíticas).

6.- 3,7m : Areniscas dolomíticas a dolomías arenosas (*proporción de terrígenos en torno al 40-60%), más* compactas hacia techo, donde presentan estratificación cruzada difusa de gran escala (*sets* decimétricos). Sobre el techo aparece una costra ferruginosa de poco desarrollo.

7.- 4m : Arenas de tonos cremas, deleznables, de grano muy fino, masivas. Presentan hacia la mitad del tramo, una intercalación decimétrica de lutitas ocres a verdes. A techo hay una costra ferruginosa.

8.- 0,1m : Nivel masivo de lutitas verdes ocres masivas.

9.- 2m : Arenas de tonos cremas, grano medio-fino, con estratificación cruzada difusa. Este tramo está separado del nivel suprayacente por una costra ferruginosa.

10.- 0,5m : Areniscas dolomíticas de grano fino, con señales de bioturbación.

11.- 0,4m : Arcillas dolomíticas ocres. Presentan intercalaciones centimétricas de dolomías arenosas.

12.- 0,8m : Dolomía limoso arenosa de tonos ocres, con señales de bioturbación (?).

13.- 0,6m : Dolomía arenosa (15%) masiva y compacta. Se reconocen escasos fantasmas de bioclastos.

14.- 1,5m : Arcillas dolomíticas y dolomías limosas ocres que alternan en niveles centimétricos a decimétricos.

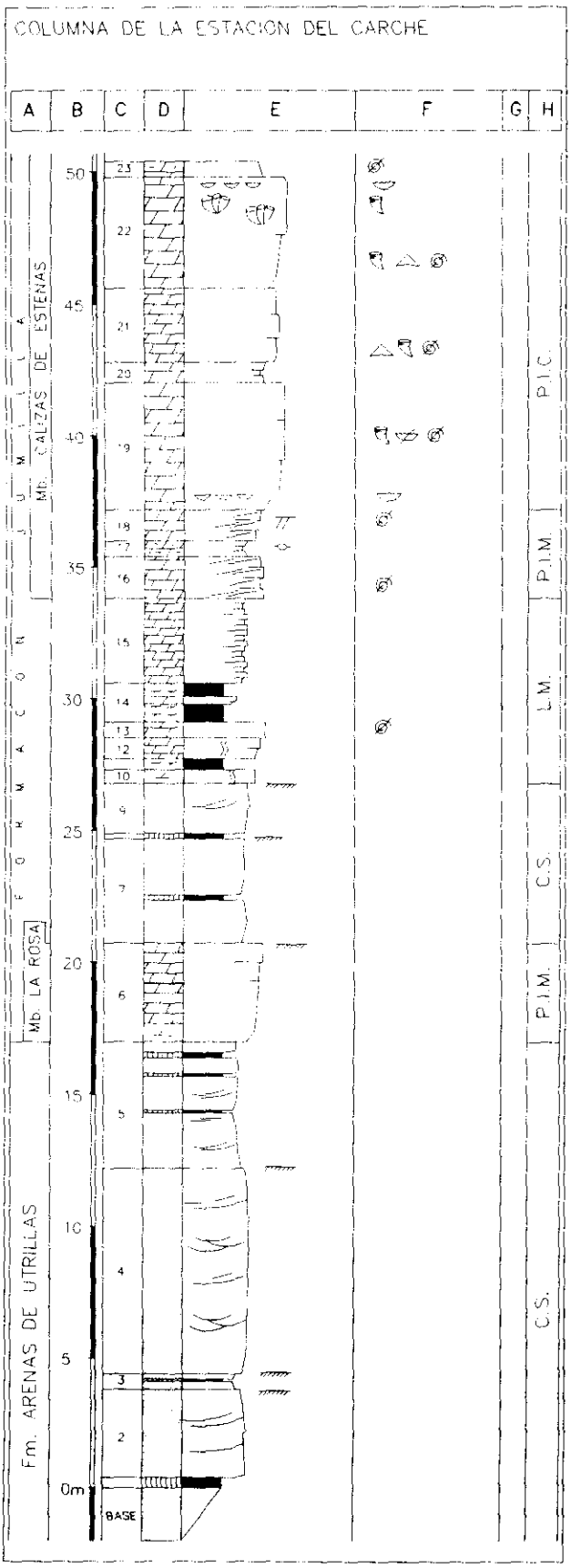
15.- 3,2m : Dolomías arenosas o limosas, beiges, estratificadas en niveles de 0,1-0,2m, masivos. Son macrocristalinas.

16.- 1,6m : Dolomías calcareníticas muy arenosas (30-40% del total), estratificadas en bancos decimétricos compactos que internamente presentan estratificación cruzada difusa. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

17.- 0,6m : Dolomías arcilloso - limosas (10%), de color amarillento, deleznables. Presentan estratificación seminodular y señales de bioturbación. Hacia techo ganan en compacidad.

18.- 1,2m : Dolomías arenosas en bancos de 0,2m aprox., con estratificación cruzada planar bastante tendida. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

19.- 4,8m : *Tramo de dolomías meso a macrocristalinas* bastante masivas (se reconoce una estratificación en bancos muy mal definidos de 1,5m aprox.). Se encuentran pequeños rudistas, fragmentos de ostreidos y otros bioclastos. En la base hay un nivel importante de



acumulación de pelecípodos.

20.- 0,8m : Dolomías meso a microcristalinas, estratificadas en niveles de 0,2-0,3m, masivos.

21.- 2,8m : Dolomías en bancos de 0,6-1m, masivos, compactos, con fantasmas de orbitolínidos, rudistas y fragmentos de otros macrofósiles.

22.- 4,2m : Banco masivo de dolomía mesocristalina muy compacta (da cierto resalte topográfico). Presenta acumulación de rudistas cónicos pequeños (que constituyen colonias). También se reconocen orbitolínidos y, casi en el techo, un nivel de bioacumulación de ostreidos.

23.- 0,6m : Dolomías arcilloso-limosas ocres, macrocristalinas y deleznables. Se han identificado algunos fantasmas de bioclastos.

24.- 2,9m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías finamente tableadas, de grano muy fino, poco arcillosas y con señales de leve bioturbación.

25.- 4,6m : Tramo bastante masivo de dolomías mesocristalinas con abundantes fantasmas de bioclastos. Se reconocen orbitolínidos y fragmentos de rudistas. Hacia la mitad del tramo aparece un nivel de concentración de rudistas cónicos.

26.- 10m : Tramo cubierto.

27.- 25,4m : Tramo dolomítico bastante masivo que da un resalte topográfico importante. De base ha techo hemos diferenciado:

0,6m : Dolomías masivas beiges de grano fino con bioclastos dispersos: entre ellos se encuentran fragmentos de rudistas y orbitolínidos. Señales de bioturbación a techo. Una pequeña superficie ferruginosa delimita este subtramo del suprayacente.

7,2m : Dolomías masivas grises con acumulaciones de orbitolínidos en la base (originalmente textura *packstone*). En el resto del tramo se siguen reconociendo orbitolínidos y otros restos bioclásticos, aunque dispersos.

6m : Dolomías meso a microcristalinas muy masivas. A techo aparece un nivel mejor definido y más claro con laminación subhorizontal, posiblemente estromatolítica.



5,2m : Dolomías mesocristalinas masivas.

5,8m : Dolomías masivas con fantasmas de orbitolínidos, pequeños rudistas y otros restos fósiles no identificables. Próximas a la base se han reconocido acumulaciones de condrodontos.

28.- 1,8m : Dolomía gris masiva con gran acumulación de condrodontos.

29.- 1,2m : Dolomía masiva con concentración de orbitolínidos (textura original probable: *packstone*).

30.- 12m : Dolomía muy masiva, con algunos fantasmas de rudistas.

31.- 2,2m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías limoso arcillosas ocres deleznables.

32.- 0,8m : Dolomías limoso arenosas (20%) constituidas por acumulaciones de orbitolínidos (textura original *packstone*).

33.- 2,8m : Dolomías masivas con acumulación de orbitolínidos, más compactas que las anteriores.

34.- 0,8m : Dolomías arcillosas deleznables, de tonos ocres, macrocristalinas, con fantasmas de orbitolínidos.

35.- 1,2m : Dolomía masiva gris.

36.- 3,7m : Dolomías limosas ocres con orbitolínidos abundantes, en bancos de 0,6-0,8m, alternando con otros masivos de dolomías más puras y compactas.

37.- 1,8m : Dolomías bioclásticas (textura original *packstone-grainstone*). Destaca la presencia de orbitolínidos.

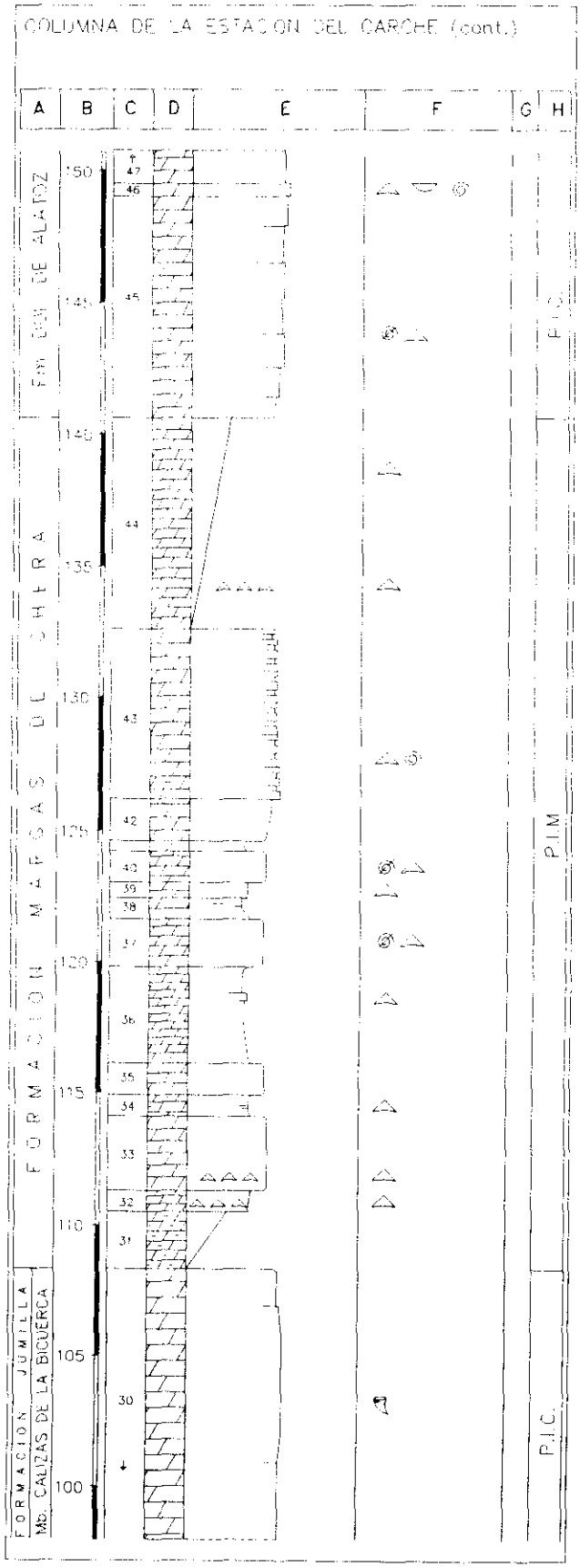
38.- 0,8m : Dolomías limoso - arcillosas (5-10%) ocres, deleznables.

39.- 0,6m : Dolomías un poco limosas, meso a microcristalinas. Se reconocen orbitolínidos.

40.- 1,2m : Dolomías de carácter calcarenítico, masivas. Son bioclásticas y presentan orbitolínidos y otros restos de fauna no identificables.

41.- 0,4m : Dolomías limoso - arcillosas ocres.

42.- 1,6m : Dolomía masiva gris, de textura original



calcarenítica.

43.- 6,4m : Dolomías de grano fino, estratificadas en niveles de 0,2m y que presentan fantasmas de orbitolínidos y moluscos poco fragmentados. En la base se reconoce alguna intercalación de dolomías limoso-arcillosas.

44.- 8m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías que pueden ser algo limosas, finamente tableadas en niveles de 0,2m, masivos, en los que ocasionalmente se encuentran acumulaciones de orbitolínidos.

45.- 8,4m : Dolomías estratificadas en bancos mal definidos de 1-1,5m, de grano fino, con microporosidad móldica de origen bioclástico. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos.

46.- 0,5m : Banco más compacto de dolomía que presenta fantasmas de orbitolínidos y de abundantes macrofósiles, entre los que se reconocen pelecípodos.

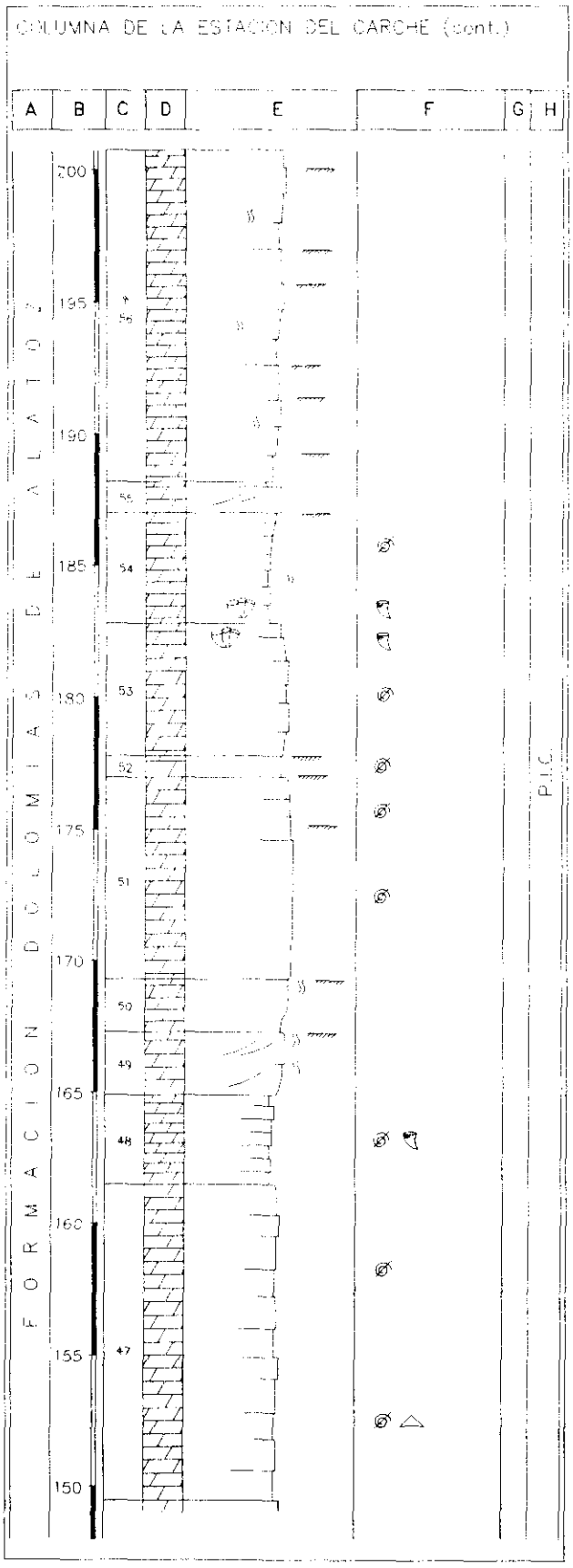
47.- 12m : Tramo homogéneo de dolomías de características similares a las del tramo 43. Se reconocen fantasmas de bioclastos (se encuentran como porosidad móldica).

48.- 3,4m : Dolomías en niveles decimétricos (menos potentes y mejor definidos que los del tramo anterior), muy bioclásticas, con posible textura original calcarenítica. Se reconocen escasos fantasmas de rudistas.

49.- 2,4m : Tramo compuesto a su vez por dos subtramos de dolomía compacta. En origen la textura era calcarenítica. Cada subtramo es internamente masivo, aunque en algunos puntos se reconoce una estratificación cruzada muy difusa. A techo de cada tramo se reconoce una bioturbación intensa y una costra ferruginosa.

50.- 2m : Dolomía de características similares a las del tramo infrayacente, pero más masiva. Bioturbación intensa a techo, donde también se encuentra una costra ferruginosa.

51.- 7,7m : Tramo de dolomías bioclásticas, masivas (excepto en los últimos metros donde se aprecia una estratificación difusa en bancos tabulares decimétricos). La textura original debió de ser dominantemente calcarenítica. A techo del tramo aparece una costra ferruginosa.



52.- 0,8m : Banco de dolomía mesocristalina muy bioclástica y de textura original calcarenítica. Sobre éste se encuentra una costra ferruginosa.

53.- 5m : Dolomía estratificada en bancos gruesos (superan el metro de potencia) internamente muy masivos. Son dolomías bioclásticas de carácter calcarenítico excepto a techo, donde se aprecian colonias de rudistas. Este tramo constituye el final de un resalte topográfico importante.

54.- 4,2m : Dolomías meso a microcristalinas, grises, estratificadas en bancos decimétricos. Presentan señales de bioturbación moderada. Se reconocen rudistas cónicos (que pueden constituir pequeñas colonias) y porosidad móldica de origen bioclástico, dispersa. A techo del último banco hay una costra ferruginosa.

55.- 1,2m : Banco dolomítico más compacto, de carácter calcarenítico, que presenta estratificación cruzada difusa. A techo existe un nivel microcristalino más claro y masivo.

56.- 14,1m : Dolomías de grano fino a medio estratificadas en bancos decimétricos (en torno a 0,6m), muy masivos y separados frecuentemente por superficies ferruginosas de desarrollo variable. Presentan señales de bioturbación.

57.- 13,9m : Dolomías micro a mesocristalinas (grano fino), bien estratificadas en niveles decimétricos. Se reconocen algunos fantasmas de bioclastos.

58.- 5,2m : Dolomía masiva con aspecto brechoide, mejor estratificada hacia techo, donde se reconoce la textura original calcarenítica y abundantes fantasmas de bioclastos y algún rudista.

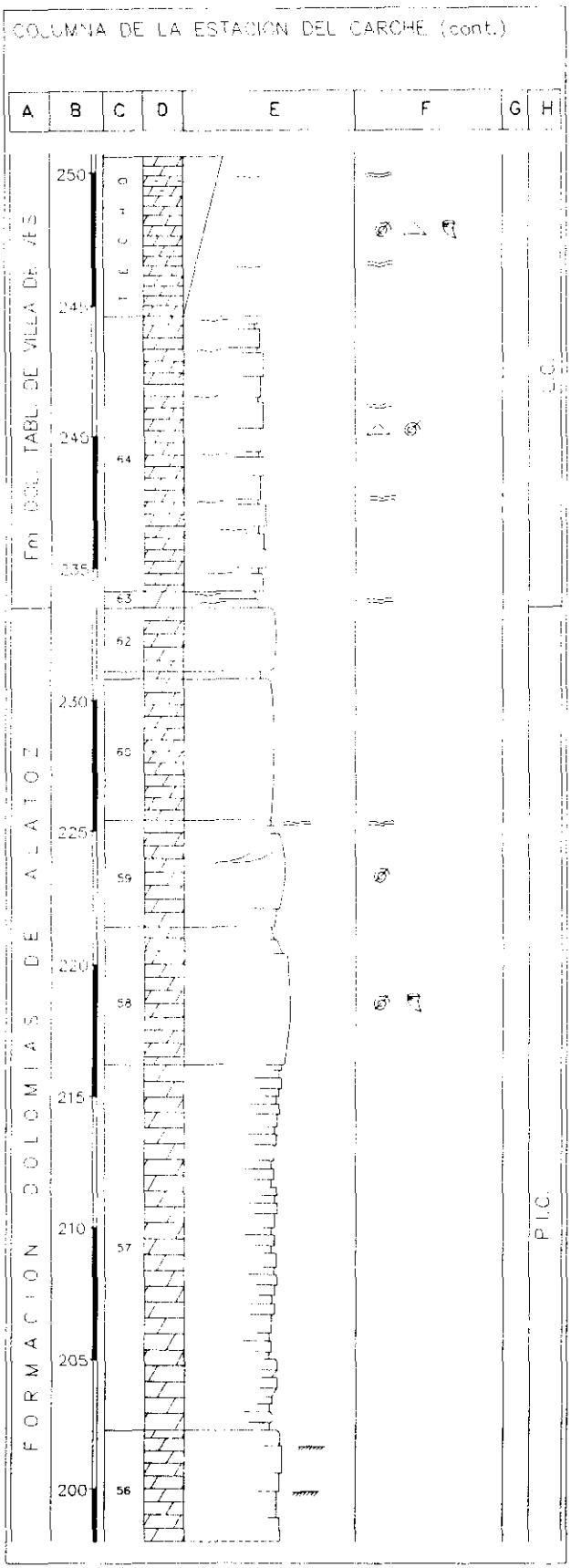
59.- 4m : Dolomías bastante masivas, de textura originalmente calcarenítica. En algunos puntos se reconoce estratificación cruzada difusa, de gran escala. A techo del tramo se encuentra un nivel de laminación estromatolítica subhorizontal.

60.- 5,4m : Dolomías masivas grises de aspecto brechoide, macrocristalinas.

61.- 0,3m : Nivel de grano fino y color claro, masivo.

62.- 2,4m : Dolomía masiva gris.

63.- 0,6m : Dolomías tableadas que presentan lamina-



ción subhorizontal estromatolítica.

64.- 10,5m : Dolomías grises, estratificadas en niveles de 0,6-1,2m, masivos. Se reconocen fantasmas de bioclastos (posibles orbitolínidos). También se han observado intercalaciones más finas con laminación estromatolítica.

Techo.- 50m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías bien estratificadas en niveles decimétricos y masivos. Presentan ocasionalmente fantasmas de bioclastos (se reconocen orbitolínidos y rudistas) o laminación estromatolítica. Así mismo son importantes las intercalaciones de potencia variable de dolomías arcillosas de tonos amarillentos a blancos.

43. COLUMNA DE LOS CAPELLANES (S. DE SALINAS)

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **870 PINOSO**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **835,3**
Y= **437,3**
Techo: X= **835,3**
Y= **436,8**

Base.- >60m : Dolomías grises macro a mesocristalinas, fuertemente masivas (se reconoce una estratificación difusa en bancos métricos a decimétricos) y muy competentes. Se observan fantasmas de gasterópodos, pelecípodos y orbitolínidos, así como otros bioclastos indeterminables. Hacia techo tienen un color más claro.

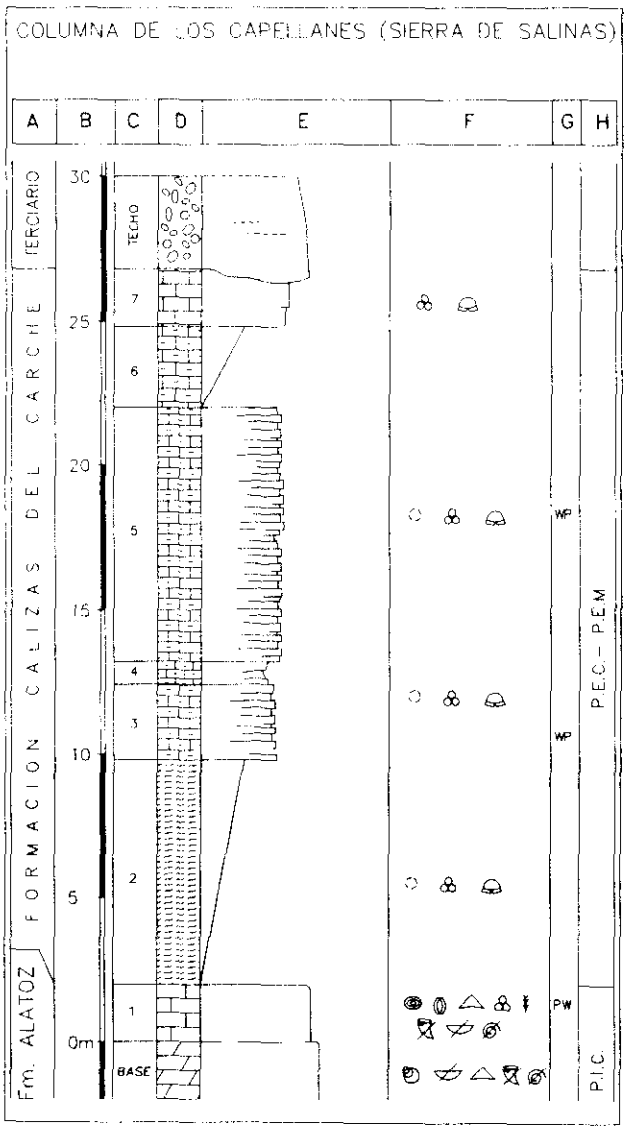
1.- 2m : Calizas blancas, masivas, parcialmente brechificadas y muy recristalizadas. El límite con el tramo infrayacente es irregular y corresponde a un frente de dolomitización. Estas calizas son biopelmicritas *packstone - wackestone* con alveolínidos, miliólidos, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos, fragmentos de algas verdes, rudistas, ostreidos y otra fauna. Se han identificado:

Praealveolina (Simplealv.) sp. aff. ***simplex*** REICHEL
Praealveolina (Simplealv.) cf. ***simplex*** REICHEL
Orbitolina (C.) conica (D'ARCHIAC)
Orbitolina (C.) corbarica SCHROEDER

2.- 7,8m : Tramo semicubierto. Afloran margas de tonos cremas a rosados, masivas. Presentan abundantes calcisferas y foraminíferos bentónicos y planctónicos mal preservados, entre los que se han identificado:

Dorothia sp.
Gaudryina sp.
Dentalina sp.
Lenticulina sp.
Stensiöina sp.
Arenobulimina sp.
Globotruncana (Globotruncana) cf. *insignis* GANDOLFI
Globotruncana (Rosita) fornicata (PLUMM.)

3.- 2,6m : Calizas limoso - arcillosas, estratificadas en finos niveles de 0,1 a 0,2m, con pasadas margosas intercaladas. Son biomicritas *wackestone-packstone* muy finas. Se reconocen calcisferas abundantes, foraminíferos planctónicos (globotruncánidos y otros) y algunos bentónicos.



4.- 0,8m : Tramo de características similares a las del infrayacente, pero caracterizado por una mayor proporción de margas. Contienen abundantes foraminíferos planctónicos, todos ellos mal preservados.

5.- 8,8m : Tramo muy homogéneo de características similares a las del nivel 3.

6.- 2,8m : Tramo semicubierto. Afloran calizas margosas similares a las del tramo inmediatamente inferior.

7.- 2m : Calizas masivas grises, parcialmente cubiertas por un conglomerado posterior. Abundantes foraminíferos planctónicos y algunos bentónicos.

Techo.- Tramo cubierto por un conglomerado calcáreo posterior y niveles de lutitas rojas.

44. COLUMNA DE LA SIERRA DEL PICARCHO NORTE

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

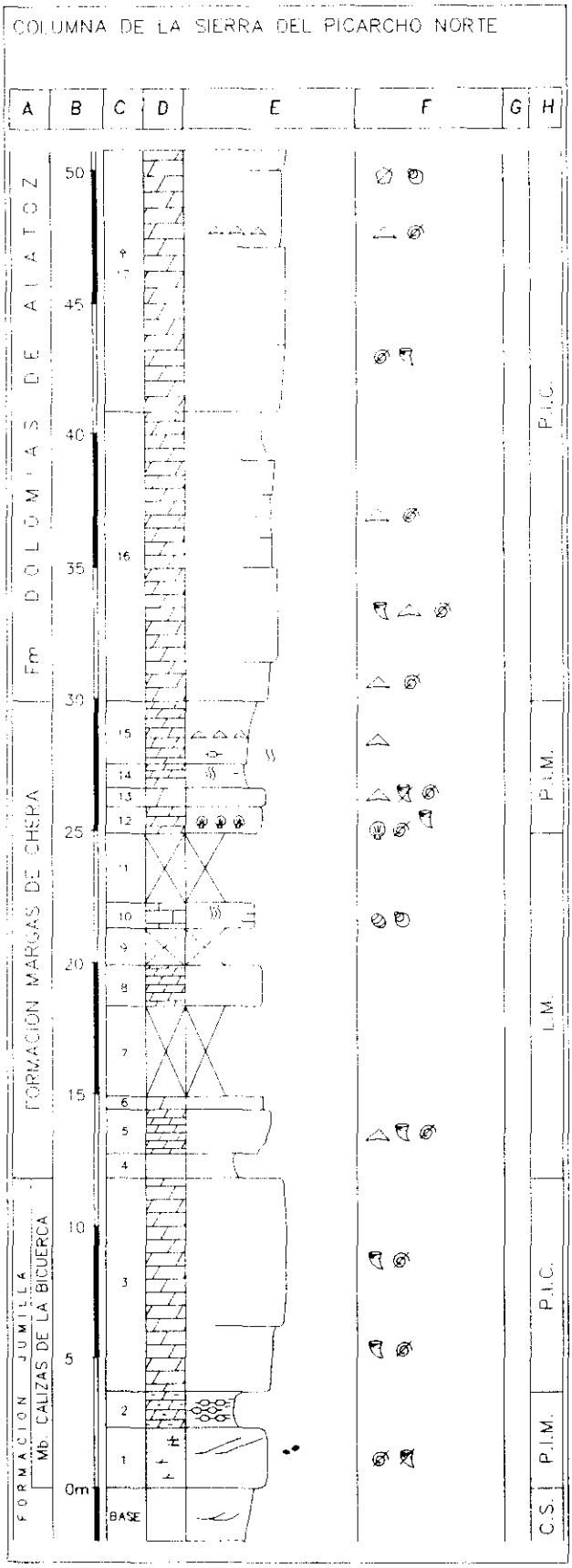
Coordenadas Lambert:
Base: X= **793,4**
Y= **423,9**
Techo: X= **793,4**
Y= **425,3**

Base.- > 10m : Arenas finas con estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos). Tienen tonos rosados, verdosos o cremas. A techo aumenta la proporción de cemento carbonático.

1.- 2,3m : Areniscas ocres dolomíticas, con estratificación cruzada sigmoidal (?) con *mud drapes* a favor de los *foresets*. Se reconocen fantasmas de bioclastos (entre ellos fragmentos de rudistas). La proporción de carbonato aumenta hacia techo.

2.- 1,4m : Nivel noduloso de dolomías arcilloso - limosas e intercalaciones de arcillas dolomíticas beiges.

3.- 8,1m : Tramo dolomítico de aspecto masivo en el



que se reconocen dos bancos gruesos: el inferior de 2,5m y el superior de 5,6m. Son dolomías masivas, con fantasmas de rudistas cónicos y otros bioclastos. Dan un fuerte resalte topográfico.

4.- 0,9m : Arenas blancas de grano medio a fino, masivas.

5.- 1,7m : Dolomía ligeramente arenosa en la base con fantasmas de rudistas cónicos, orbitolínidos y otros bioclastos.

6.- 0,5m : Dolomías arenosas (limosas en la base). masivas.

7.- 3,5m : Tramo cubierto.

8.- 1,5m : Dolomías beiges (más claras hacia techo) algo limosas. Se reconocen abundantes pectínidos y otros bioclastos en la base, y rudistas en el techo.

9.- 1,4m : Tramo cubierto.

10.- 1m: Calizas arenosas (>15% del total, grano medio a grueso). Presentan elevada bioturbación. Son biomicritas con gasterópodos y carofitas.

11.- 2,6m : Tramo cubierto.

12.- 1m : Dolomías beiges con acumulación de orbitolínidos. Textura original *packstone*.

13.- 0,7m : Dolomías grises masivas con abundantes orbitolínidos, fragmentos de rudistas y otros bioclastos.

14.- 0,9m : Dolomías limosas (5-10%) nodulosas y de tonos ocres. Bioturbación elevada y muy ferruginizadas a techo.

15.- 2,4m : Dolomías algo limosas de tonos ocres amarillentos. Presentan acumulaciones de orbitolínidos. Son seminodulares en la base, donde además se aprecia cierta bioturbación.

16.- 10,9m : Tramo de dolomías masivas o mal estratificadas en bancos métricos. Son beiges o grises y presentan fantasmas de bioclastos entre los que destacan los fantasmas de orbitolínidos y, en algunos bancos, los rudistas. El tramo confiere un resalte topográfico positivo.

17.- 15,6m : Dolomías masivas grises, mesocristalinas,



en las que se reconocen algunos fantasmas cónicos de rudistas, espinas de equínidos, algún talo de crinoide, gasterópodos (en ocasiones turritelados) y orbitolínidos (a veces dando acumulaciones).

18.- 0,8m : Nivel bien definido de dolomía gris masiva, bioclástica, con restos de gasterópodos y de otra fauna no determinable.

19.- 12,8m : Dolomías grises, estratificadas en niveles de 0,4-0,6m (más gruesos hacia techo) y compactas. También se reconoce alguna intercalación de dolomías macrocristalinas menos competentes y con alta bioturbación.

20.- 1,8m : Banco de dolomía gris con algunas señales de bioturbación.

21.- 13,3m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,4-0,7m con alguna intercalación más gruesa que da resaltes poco importantes. Se reconocen fantasmas de rudistas cónicos y otros bioclastos.

-----FALLA-----

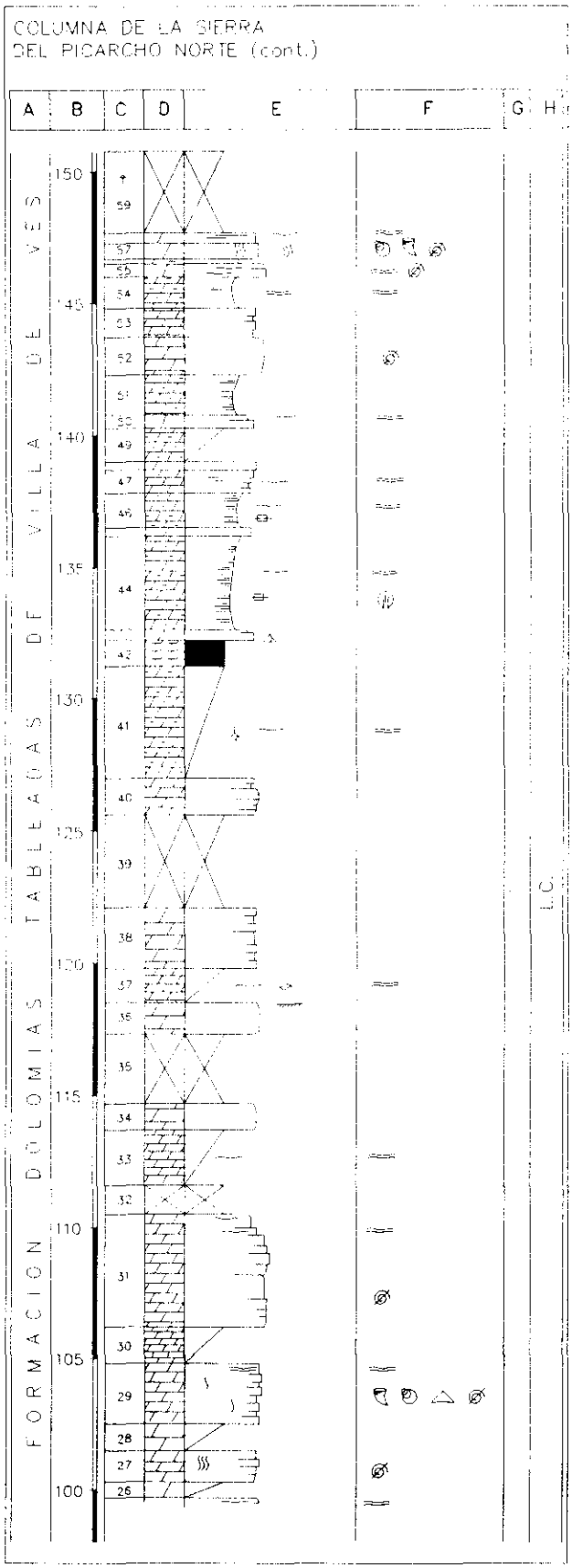
22.- 7m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos, con fantasmas de orbitolínidos, escasos rudistas y bioclastos no identificados. Presentan intensa bioturbación en algunos puntos, en especial hacia techo.

23.- 1,7m : Dolomías de naturaleza calcarenítica, con estratificación cruzada difusa. Se reconocen abundantes fantasmas de bioclastos, destacando los de fragmentos de rudistas y los de orbitolínidos.

24.- 3,4m : Dolomías que afloran mal (debido al encostramiento calcáreo actual). Son masivas, presentan microporosidad dispersa de posible origen móldico (bioclástico). Hacia techo adquieren tonos amarillentos, aparecen señales de bioturbación y se hacen algo arcillosas.

25.- 2,2m : Dolomías más compactas, estratificadas en bancos decimétricos, que presentan intensa bioturbación en la base (donde llegan a ser nodulosas). Se encuentran niveles de acumulación de rudistas (que constituyen colonias). En el resto del tramo se reconocen rudistas pequeños y cónicos (aislados) y fantasmas de otra fauna.

26.- 0,6m : Semicubierto. Afloran dolomías blancas



limosas (5-10%), mesocristalinas.

27.- 1,2m : Dolomías bien estratificadas (0,2-0,3m) grises, masivas, con intensa bioturbación y fantasmas de bioclastos.

28.- 1m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías grises mesocristalinas, poco limosas (<5%).

29.- 2,3m : Dolomías bien estratificadas en bancos de 0,3-0,6m, microcristalinas, con rudistas, gasterópodos, orbitolínidos y otros restos de fauna. Se aprecian señales de una moderada bioturbación y, a techo, aparece un nivel con laminación algar.

30.- 1,4m : Tramo muy cubierto. Únicamente a techo, se reconocen dolomías microcristalinas finamente tableadas (en niveles centimétricos).

31.- 4,3m : Dolomías estratificadas en bancos decimétricos, masivos, de tonos grises a beiges. Presentan algunos fantasmas de bioclastos. A techo de los niveles más altos aparecen laminaciones estromatolíticas subhorizontales.

32.- 1,1m : Tramo cubierto.

33.- 2,1m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías mesocristalinas finamente tableadas, con laminación subhorizontal estromatolítica.

34.- 1m : Banco de dolomías grises claro, masivas.

35.- 2,6m : Tramo cubierto.

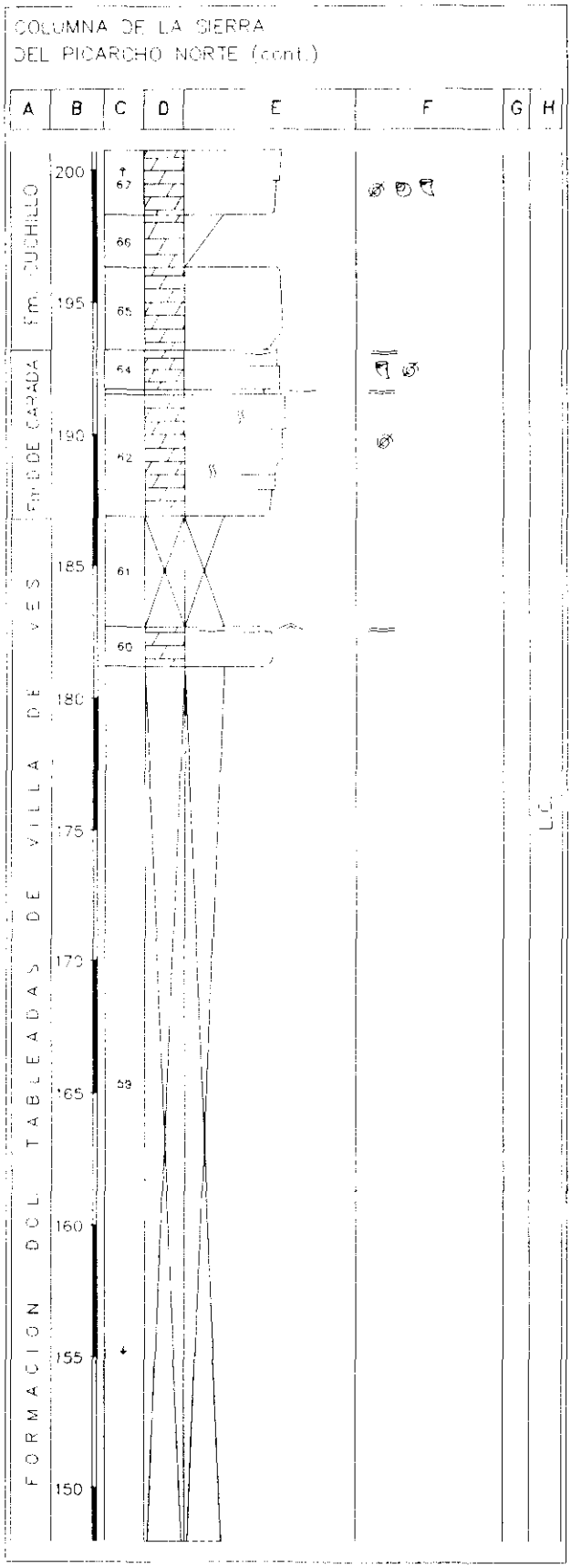
36.- 1,2m : Dolomía masiva gris claro. A techo aparece una costra ferruginosa de poco desarrollo.

37.- 1,3m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías finamente tableadas en niveles centimétricos. Presentan laminación de algas, porosidad fenestral e intercalaciones milimétricas de carácter calcarenítico.

38.- 2,3m : Dolomías estratificadas en niveles decimétricos y masivos. Afloran mal.

39.- 3,5m : Tramo cubierto.

40.- 1,4m : Dolomías tableadas en niveles centimétricos, deleznables, de aspecto sacaroideo y tonos claros. Son ligeramente limosas.



41.- 4,2m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas de colores amarillentos a verdes y pasadas dolomíticas intercaladas. Estas últimas son algo arcillosas y pulverulentas, y presentan señales de bioturbación de pequeñas raíces y, ocasionalmente, fina laminación subhorizontal de origen estromatolítico.

42.- 1m : Arcillas dolomíticas verdes amarillentas.

43.- 0,4m : Banco de dolomía blanca que presenta una estructuración prismática vertical, atribuible al desarrollo radicular.

44.- 3,6m : Tramo formado esencialmente por dolomías arcillosas blancas, finamente tableadas en nivelillos centimétricos (en algunos puntos llegan a ser lajosas). Estos niveles son masivos o presentan una laminación de tipo estromatolítico. De modo subordinado aparecen intercalaciones más compactas y ligeramente más potentes en las que se han encontrado pequeños pectínidos.

45.- 0,3m : Dolomía blanca masiva, muy compacta.

46.- 1,3m : Dolomías arcillosas de características similares a las del tramo 44.

47.- 0,9m : Dolomías un poco limosas, tableadas en niveles de 0,1m compactos. Presentan laminación subhorizontal debida originalmente a la alternancia de niveles milimétricos de: (a) *bindstone* de cianofíceas y (b) calcarenitas peloidales. La tendencia del conjunto del tramo es levemente estratocreciente hacia techo.

48.- 0,3m : Banco masivo de dolomía de color claro.

49.- 1,3m : Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas beiges.

50.- 0,5m : Tramo de dolomía gris masiva y compacta, sobre el que se encuentra un nivel con laminación estromatolítica subhorizontal.

51.- 1,5m : Dolomías arcillosas beiges estratificadas en niveles centimétricos. También se encuentran pasadas de arcillas dolomíticas intercaladas.

52.- 1,4m : Dolomía masiva, compacta, de color gris claro, con fantasmas de bioclastos dispersos.

53.-1,1m : Dolomía en niveles de 0,3m aprox., masivos.

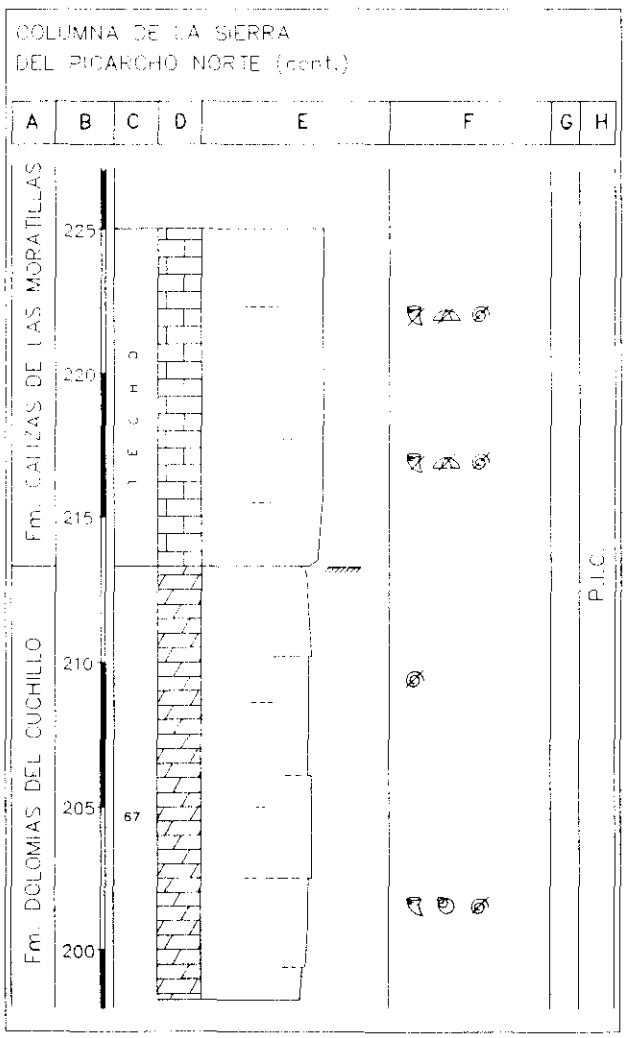
54.- 1,2m : Afloran mal. Son dolomías arcillosas claras o amarillentas, con fina laminación estromatolítica o masivas.

55.- 0,5m : Dolomías claras, compactas, en dos niveles potencia similar, masivos o con laminación estromatolítica en algunos puntos. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

56.- 0,2m : Nivel de dolomías arcillosas claras y deleznables.

57.- 0,6m : Dolomía muy compacta, que presenta señales de bioturbación muy intensa. Se encuentran gasterópodos, algún rudista y otros restos de fauna no identificables.

58.- 0,4m : Dolomías finamente laminadas. La laminación viene dada por la alternancia de niveles estromatolíticos, de grano fino, y de otros en origen calcarenítico, de grano más grueso.



59.- 34m : Tramo cubierto.

60.- 1,5m : Dolomía masiva que presenta a techo un nivel con laminación estromatolítica, en el que se reconocen estructuras de tipo *te-pee*.

61.- 4,2m : Tramo cubierto.

62.- 4,6m : Dolomías grises, compactas y estratificadas en bancos masivos de 1,5m aproximadamente. En algunos puntos hay señales de bioturbación y se reconocen fantasmas de bioclastos.

63.- 0,1m : Pasada dolomítica con laminación subhorizontal de cianofíceas.

64.- 1,6m : Dolomía gris, masiva excepto a techo donde presenta laminación subhorizontal estromatolítica. Presenta abundantes rudistas cónicos y fantasmas de otros restos fósiles.

65.- 3,1m : Dolomías grises masivas.

66.- 2m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías grises de características similares a las del tramo infrayacente.

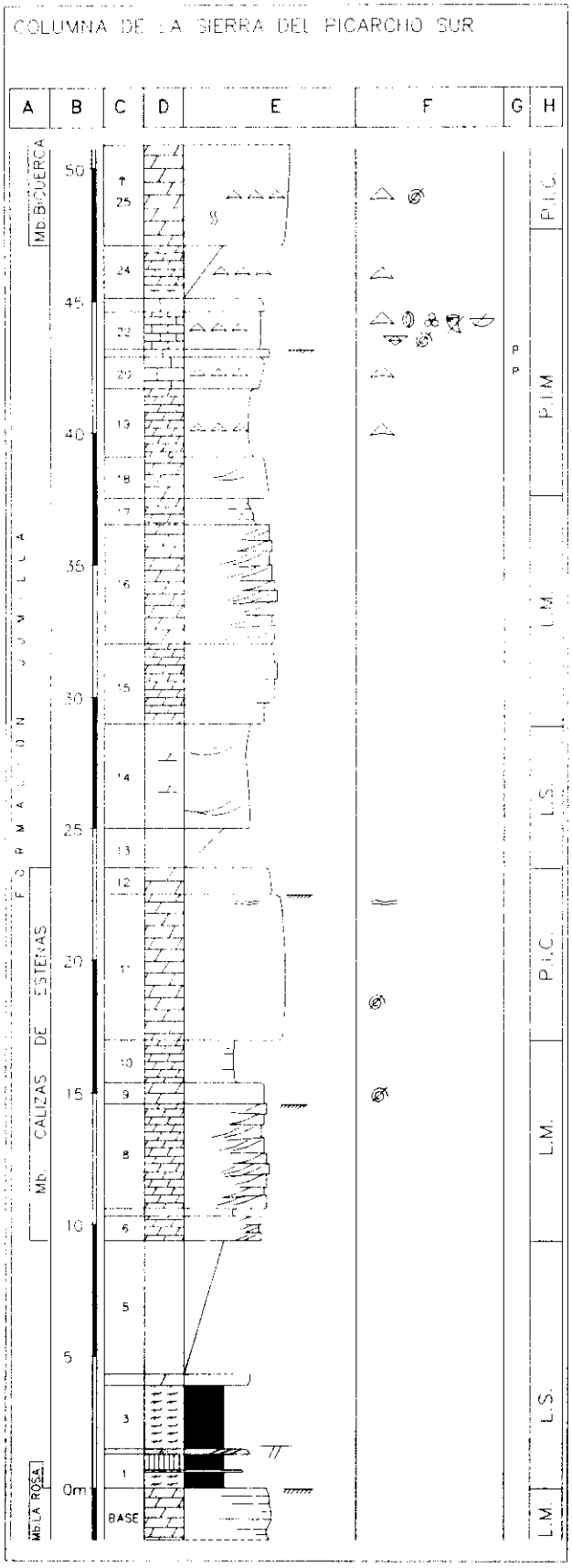
67.- 16m : Tramo de dolomías grises (claras a oscuras), masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos a métricos. La textura es micro a mesocristalina y los cristales, anhedrales, presentan contactos irregulares. Presentan escasos fantasmas de rudistas, gasterópodos y otros restos fósiles no identificados. El techo aparece karstificado y ferruginizado.

Techo.- 50m : Calizas muy recristalizadas, y dolomitizadas en la base, de color blanco. La textura que se aprecia es la de un *grainstone* o *rudstone* bioclástico muy recristalizado, con abundantes fragmentos de equínidos, rudistas (radiolítidos) y otros moluscos.

45. COLUMNA DE LA SIERRA DEL PICARCHO SUR

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:



Base: X= **792,0**
Y= **421,6**
Techo: X= **792,5**
Y= **421,3**

Base.- >1,5m : Dolomías ocres muy arenosas (30-40%) estratificadas en niveles de 0,2m que, hacia techo, están muy ferruginizados.

1.- 1,3m : Tramo de lutitas (hacia techo pasan a arcillas dolomíticas) verdosas que presentan finas intercalaciones de dolomías arcillosas ocres, deleznables.

2.- 0,2m : Dolomía arenosa, compacta, con estratificación cruzada planar.

3.- 2,4m : Arcillas dolomíticas de tonos ocres, alternando con arenas de grano muy fino que presentan a su vez intercalaciones lutíticas milimétricas y de tonos rojizos.

4.- 0,4m : Dolomía muy arenosa (30%) ocre, masiva.

5.- 5,1m : Semicubierto. Afloran arenas de grano fino con intercalaciones lutíticas finamente tableadas y en ocasiones muy ferruginosas. Así mismo afloran algunas pasadas de areniscas dolomíticas.

6.- 0,9m : Dolomías muy arenosas (porcent. terrígenos: 30-40%) de tonos ocres, que presentan estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos, con pequeñas intercalaciones de arenas de grano fino y limos.

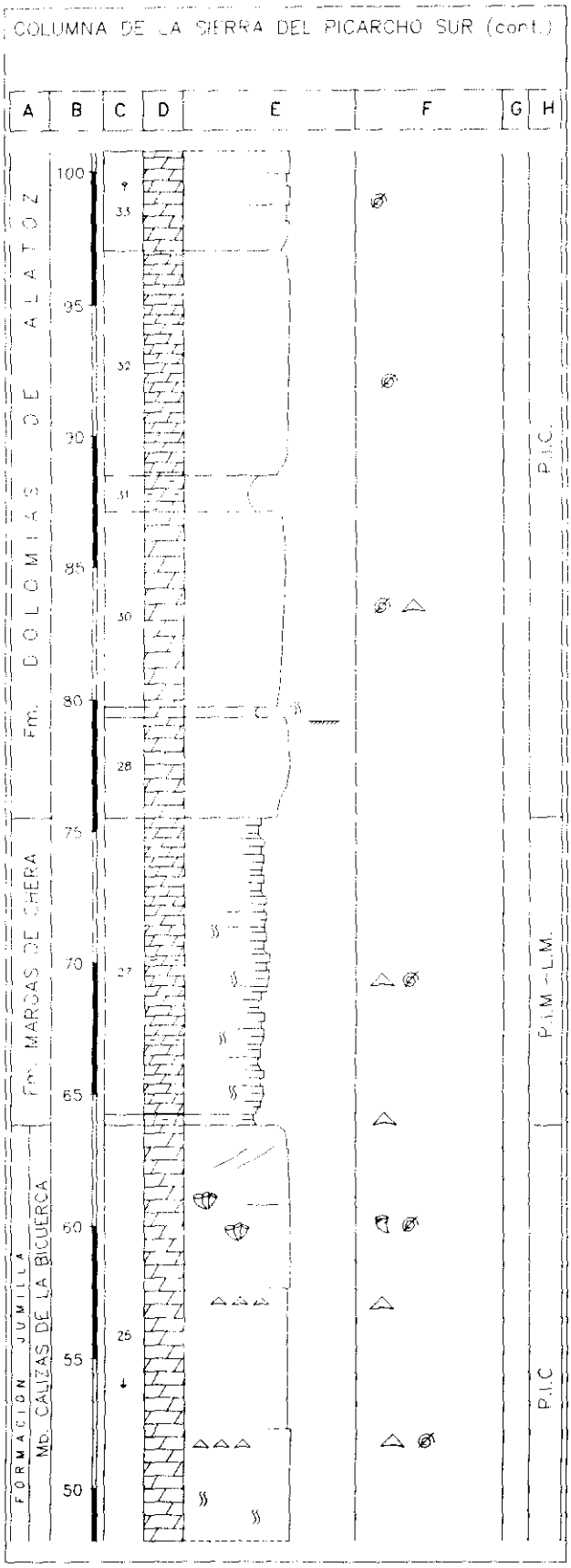
7.- 0,3m : Arenas de grano fino, blancas, algo dolomíticas.

8.- 4m : Dolomías muy arenosas (30-50% del total) que presentan estratificación cruzada planar de gran escala (excepto hacia techo, donde son masivas). Color amarillento a ocre. Sobre el tramo hay una costra ferruginosa.

9.- 0,8m : Dolomías arenosas (15% del total) de tonos beiges, en las que se reconocen fantasmas de bioclastos.

10.- 1,6m : Tramo de dolomías limoso - arenosas (15%), que son ocres, masivas y poco compactas.

11.- 5,5m : Dolomías masivas beiges, un poco arenosas en la base. Se reconocen fantasmas de bioclastos.



A techo existe un nivel con laminación estromatolítica y, sobre él, una pequeña costra ferruginosa.

12.- 1m : Dolomía beige masiva.

13.- 1,5m : Semicubierto. Afloran arenas de grano fino.

14.- 4m : Arenas beiges. Presentan estratificación cruzada con *sets* de escala decimétrica, que disminuyen en tamaño hacia techo.

15.- 3m : Dolomías limoso arenosas (porcent. terrígenos: 10%) de tonos ocres a beiges, masivas o mal estratificadas en niveles decimétricos, más compactos hacia techo.

16.- 4,5m : Dolomías poco arenosas (porcent. terrígenos: 5%), que aún preservan la textura original calcarenítica.

17.- 1m : Dolomías limosas ocres, deleznables y masivas.

18.- 1,6m : Dolomías de carácter calcarenítico que presentan estratificación cruzada difusa, muy tendida, en *sets* decimétricos.

19.- 2,6m : Dolomías limoso - arenosas de tonos ocres, con acumulación de orbitolínidos. Entre ellos se determina:

Orbitolina (O.) duranddelgai SCHROEDER

20.- 1,2m : Calizas limosas *packstone*, con acumulación de orbitolínidos.

21.- 0,3m : Biopelmicritas *packstone*. A techo, hay una superficie ferruginosa.

22.- 1,4m : Calizas limoso arenosas de tonos ocres, parcialmente dolomitizadas, con acumulación de orbitolínidos. Son calcarenitas *grainstone* bioclásticas, con abundantes orbitolínidos (en ocasiones fragmentados), restos de rudistas, otros pelecípodos, escasos braquiópodos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se ha determinado:

Orbitolina (O.) duranddelgai SCHROEDER

23.- 0,5m : Calizas limoso arenosas (porcent. terrígenos: 15%), parcialmente dolomíticas, muy masivas y



recristalizadas.

24.- 2m : Semicubierto. En la base aflora un nivel de arcillas dolomíticas verdes y, sobre el, dolomías limoso - arenosas (porcent. terrígenos: 15%) con acumulación de orbitolínidos.

25.- 16,7m : Tramo dolomítico muy masivo en su conjunto, algo arenoso en su base. En su mitad inferior se reconocen señales de bioturbación y entre los bioclastos son abundantes los orbitolínidos (que pueden constituir acumulaciones). En su mitad superior persisten las acumulaciones de orbitolínidos, que dan paso hacia arriba a bancos de rudistas y, estos a su vez a *cuerpos calcareníticos (que pueden ser levemente* arenosos) con estratificación cruzada difusa (*sets* decimétricos).

26.- 0,4m : Dolomías limoso arcillosas, deleznables, macrocristalinas y de tonos ocres a verdosos. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos.

27.- 11,3m : Tramo homogéneo de dolomías beiges que pueden ser algo limosas. Están estratificadas en niveles de 0,1-0,3m. Pueden presentar señales de bioturbación variable y porosidad móldica de origen bioclástico, generalmente dispersa. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos. Además se encuentran pequeñas intercalaciones de dolomías limoso - arcillosas deleznables y de tonos ocres.

28.- 3,8 : Dolomía masiva gris, muy compacta. A techo se reconoce una superficie ferruginosa.

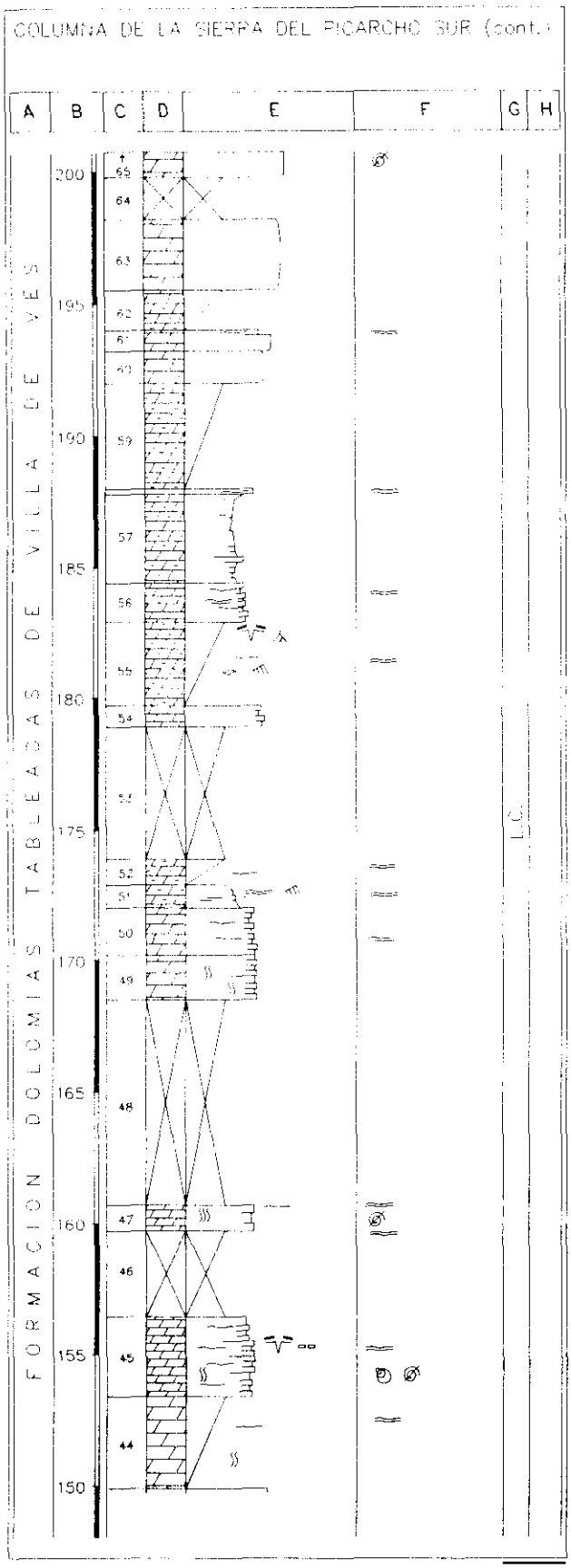
29.- 0,4m : Dolomía beige - rosada, con muy intensa bioturbación.

30.- 7,4m : Dolomías masivas, con fantasmas dispersos de bioclastos, entre los que se reconocen orbitolínidos. A techo hay una superficie ferruginosa.

31.- 1,4m : Dolomías limoso arcillosas de tonos ocres que dan un pequeño blando topográfico. Son macrocristalinas y deleznables.

32.- 8,5m : Dolomías beiges, mal estratificadas en niveles de 0,2-0,4m. En ocasiones están muy bioturbadas. En ellos se reconocen fantasmas de bioclastos dispersos.

33.- 8m : Dolomías masivas o mal estratificadas en niveles de 0,5-1m. Se han encontrado algunos fantas-



mas de bioclastos.

34.- 9,3m : Dolomías estratificadas en niveles decimétricos a métricos mal definidos, masivos o con estratificación cruzada difusa planar de gran escala (*sets* decimétricos). Son muy bioclásticas y se reconocen orbitolínidos abundantes.

35.- 6,6m : Dolomías masivas grises, en las que se encuentran fantasmas de rudistas de pequeño tamaño, así como fantasmas de bioclastos.

36.- 8m : Dolomía gris muy masiva. Aparecen fantasmas de bioclastos dispersos y en algún punto se preservan posibles señales de bioturbación.

37.- 7,2m : Dolomías blancas a beiges en bancos decimétricos a métricos mal definidos, masivos o con estratificación cruzada difusa.

38.- 3,8m : Dolomías masivas en las que se aprecia una textura calcarenítica dominante, así como señales de bioturbación. Son muy bioclásticas.

39.- 4m : Semicubierto. Afloran dolomías similares a las del tramo infrayacente. Fantasmas de bioclastos abundantes.

40.- 0,7m : Dolomía gris masiva, que a techo presenta un nivel centimétrico con laminación estromatolítica.

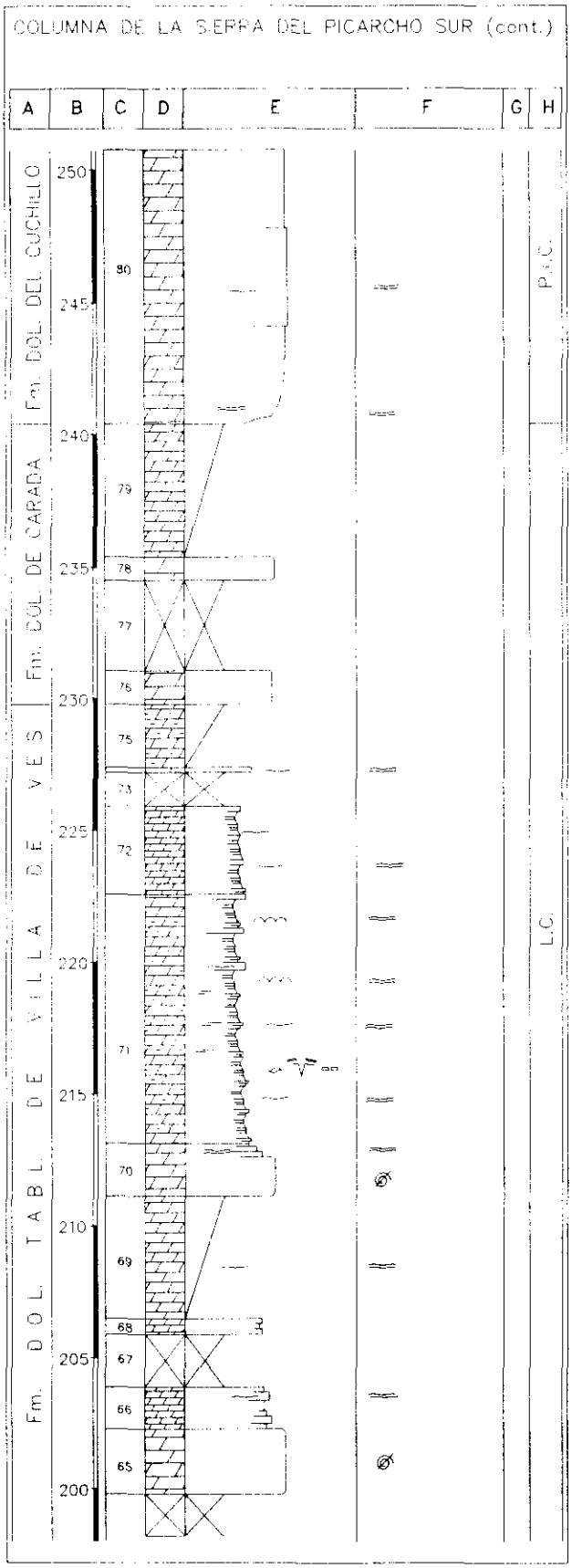
41.- 2,6m : Semicubierto. Afloran dolomías masivas grises.

42.- 2,5m : Dolomías estratificadas en niveles de 0,4m, masivos. Se reconocen escasos fantasmas de bioclastos. A techo de cada uno de esos niveles se encuentra un nivelillo con laminación de origen estromatolítico.

43.- 0,2m : Nivel dolomítico con laminación subhorizontal generada por la alternancia milimétrica de *bindstone* algares y pasadas calcareníticas con *ripples*. Se reconocen grietas de retracción y cantos planos.

44.- 3,5m : Semicubierto. Afloran dolomías masivas, a veces bioturbadas, y niveles con laminación algar.

45.- 3m : Dolomías finamente tableadas en bancos de 0,2-0,3m. Son micro a mesocristalinas, de color blanco, con señales de bioturbación, fantasmas de gasterópodos y de fragmentos de conchas. En muchos de ellos pueden reconocerse además laminaciones estro-



matolíticas, grietas de retracción y cantos planos.

46.- 3,3m : Tramo cubierto.

47.- 1m : Dolomías bien estratificadas en niveles decimétricos que presentan señales de bioturbación intensa, además de fantasmas de bioclastos. A techo de los mismos, se reconoce laminación subhorizontal estromatolítica.

48.- 7,8m : Cubierto.

49.- 1,7m : Dolomías beiges finamente tableadas o lajosas, que afloran mal. Presentan señales de bioturbación importante.

50.- 1,8m : Dolomías tableadas (niveles de 0,1-0,2m), grises, que frecuentemente presentan laminación estromatolítica.

51.- 0,9m : Dolomías arcilloso - limosas, blancas, con laminación algar y nivelitos de pequeños *ripples*.

52.- 1m : Semicubierto. Afloran dolomías semejantes a las del nivel infrayacente.

53.- 5m : Tramo cubierto. (Afloran muy puntualmente dolomías limoso - arcillosas de grano fino y color blanco, finamente tableadas en banquitos centimétricos).

54.- 0,8m : Dolomía en niveles de 0,2m, masivos.

55.- 3,2m : Semicubierto. Afloran dolomías limoso - arcillosas de colores cremas a blancos, finamente tableadas y laminadas. La laminación viene dada por la alternancia de pasadas milimétricas calcareníticas (con *ripples*) y niveles *bindstone* de algas. Son frecuentes las grietas de retracción y la porosidad fenestral. Se reconocen posibles huellas de pequeñas raíces.

56.- 1,5m : Dolomías tableadas en bancos de 0,1m, todos con laminación subhorizontal estromatolítica.

57.- 3,4m : Dolomías limoso - arcillosas, de tonos amarillentos a blancos, finamente tableadas o lajosas, con moteado de óxidos de hierro. Aparecen intercaladas algunas pasadas dolomíticas más compactas.

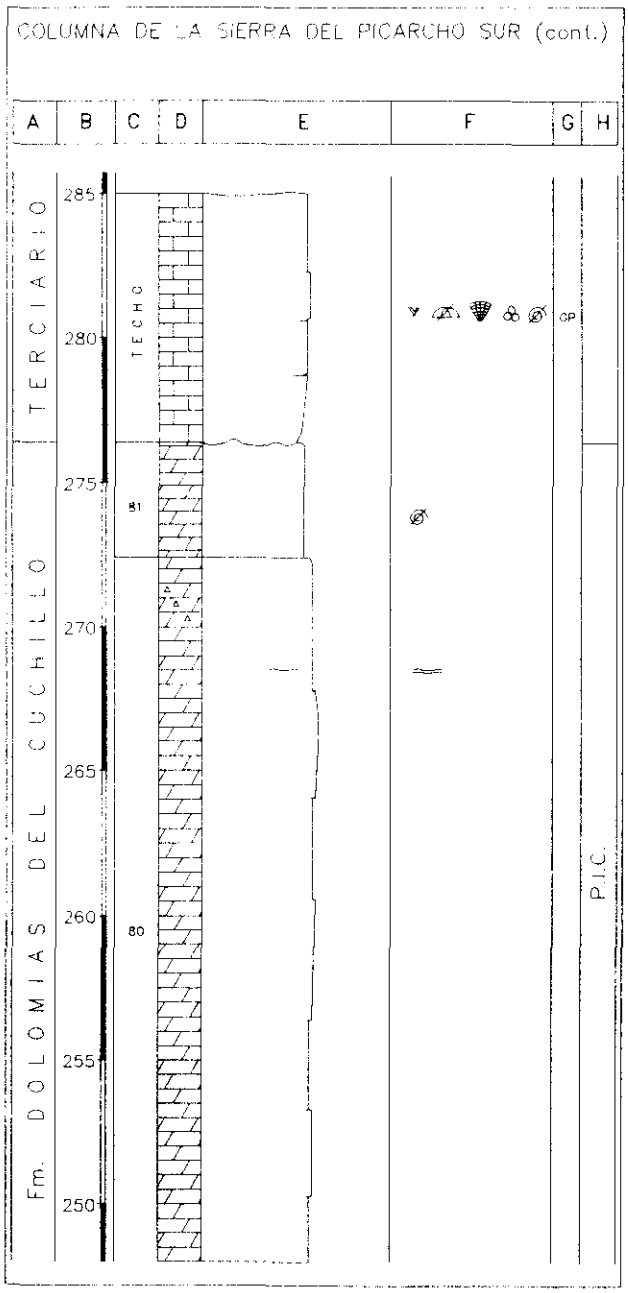
58.- 0,2m : Banco dolomítico gris, con laminación subhorizontal de origen algar.

59.- 4m : Semicubierto. Afloran dolomías limoso - arcillosas amarillentas o cremas.

60.- 1,2m : Dolomías grises de tonos claros y masivas.

61.- 0,8m : Banco de dolomía masiva, que presenta a techo un nivel con laminación estromatolítica subhorizontal.

62.- 1,5m : Semicubierto. Afloran dolomías claras, algo arcillosas, similares a las del tramo 57.



63.- 2,7m : Tramo constituido por dolomías grises muy masivas, que dan un ligero resalte topográfico.

64.- 1,6m : Tramo cubierto.

65.- 2,5m : Dolomías grises claro, muy masivas, con fantasmas de bioclastos muy abundantes.

66.- 1,6m : Dolomías tableadas en bancos de 0,1-0,2m, masivos o con laminación estromatolítica subhorizontal.

67.- 2m : Tramo cubierto.

68.- 0,6m : Dolomías de color gris claro. Están mal estratificadas en niveles de 0,1m, masivos.

69.- 4,6m : Semicubierto. Afloran dolomías de tonos claros, finamente tableadas o lajosas, con moteado ferruginoso. En algunos puntos se aprecia fina laminación de origen estromatolítico.

70.- 2m : Tramo dolomítico en el que, de base a techo, se diferencian:

1,4m : Dolomía gris masiva. Presenta porosidad móldica de origen bioclástico, abundante pero dispersa.

0,6m : Dolomías tableadas en bancos de 0,1m, que presentan laminación subhorizontal por alternancia de: (a) niveles en origen *bindstone* de algas cianofíceas y (b) pasadas calcareníticas. Éstas últimas pueden alcanzar gran importancia y ser dominantes en algunos bancos.

71.- 9,5m : Tramo homogéneo de dolomías algo arcillosas, finamente tableadas en niveles centimétricos o lajosas. Tienen colores claros (amarillentos), moteado de óxidos de hierro y laminación estromatolítica subhorizontal (dominante) a dómica (subordinada). Así mismo se reconoce porosidad fenestral, grietas de retracción y cantos planos. También se encuentran intercalaciones dolomíticas, masivas, más compactas y siempre de poco espesor, que son más abundantes en la zona próxima al techo.

72.- 3,3m : Dolomías tableadas finamente (niveles de 0,05-0,1m), con laminación estromatolítica subhorizontal.

73.- 1,3m : Tramo cubierto.

74.- 0,2m : Dolomía beige bastante masiva. Puntual-

mente se reconoce laminación estromatolítica.

75.- 2,4m : *Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas* amarillentas, lajosas, con moteado de óxidos de hierro.

76.- 1,3m : Dolomía muy masiva de color gris oscuro, macrocristalina.

77.- 3,4m : Tramo cubierto.

78.- 0,9m : Dolomía masiva beige.

79.- 5m : Tramo muy cubierto. Afloran dolomías en niveles de 0,2m, masivos.

80.- 32m : Tramo dolomítico muy masivo y uniforme. Las dolomías son grises oscuras, excepto en la base, más claras. Localmente se reconoce laminación de tipo estromatolítico (especialmente en los primeros metros).

81.- 4m : Dolomía calcarenítica masiva, con gran concentración de bioclastos.

Techo.- >15m : Calizas fuertemente recristalizadas, masivas, de edad miocena. En lámina delgada se aprecia una textura calcarenítica, con abundantes briozoos, algas rojas incrustantes, restos de equinodermos, fragmentos de moluscos y nummulites. El contacto con las dolomías infrayacentes aparece bastante cubierto, pero es erosivo y discordante.

46. COLUMNA DE LAS CASAS DEL POCICO (SIERRA LARGA)

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **798,0**
Y= **419,0**
Techo: X= **797,8**
Y= **419,0**

Base.- >5m : Tramo semicubierto. Afloran arenas rosadas a beiges de grano fino a medio.

1.- 0,4m : Banco de dolomías arenosas, macrocristalinas. Presentan fantasmas de orbitolínidos, de fragmentos de conchas de rudistas y de otros bioclastos.

2.- 4,5m : Tramo de arenas de grano medio, rosadas, blancas u ocres, con algunas pasadas lutíticas y dolomíticas intercaladas. Las arenas presentan estratificación cruzada de surco de gran escala. A techo aparece una costra ferruginosa.

3.- 2,9m : Dolomías masivas. Son calcareníticas y algo arenosas en la base, donde se encuentran abundantes ostreidos, orbitolínidos, rudistas y otros restos fósiles. En la parte superior del tramo hay una gran acumulación de rudistas (radiolítidos y monopléuridos) aunque también se reconocen orbitolínidos. Se han identificado:

Agriopleura cf. *darderi* ASTRE
Eoradiolites sp.

4.- 0,3m : Tramo de dolomías arenoso-limosas ocres. Afloran mal.

5.- 0,8m : Dolomías macrocristalinas, algo arenosas, de color ocre a gris oscuro. Son muy bioclásticas y su textura era originalmente calcarenítica. Se reconocen fragmentos de rudistas.

6.- 0,15m : Dolomías arcilloso-limosas con laminación irregular de óxidos de hierro.

7.- 0,8m : Dolomías meso a macrocristalinas beiges, en las que se encuentran abundantes restos de rudistas. En la base se reconoce la textura original calcarenítica. A techo aparece una costra ferruginosa.

8.- 2,8m : *Tramo semicubierto. Afloran dolomías* arcillosas y arcillas dolomíticas de tonos claros con una costra ferruginosa bien desarrollada a techo.

9.- 0,4m : Banco de dolomía arenosa compacta y masiva.

10.- 5,4m : Tramo semicubierto. Afloran arenas rosadas a blancas con finas intercalaciones lutíticas y dolomítico arcillosas de tonos ocres.

11.- 1,4m : Dolomías arenosas claras macrocristalinas que presentan estratificación cruzada difusa.

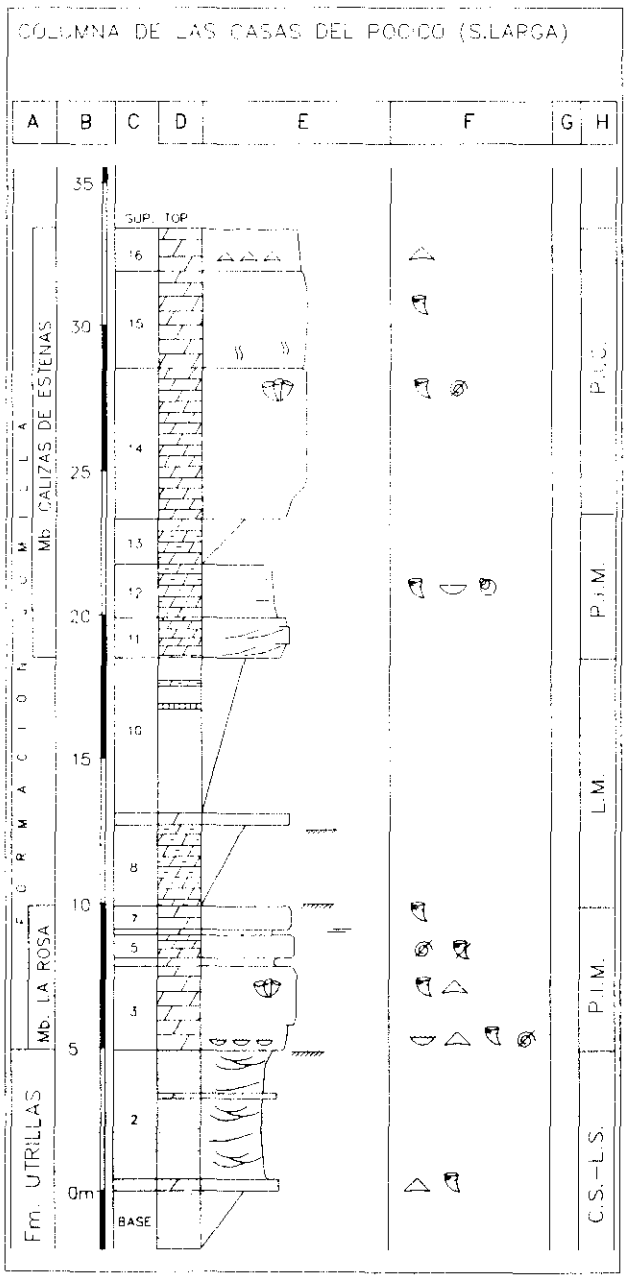
12.- 1,8m : Dolomías arcilloso-limosas, microcristalinas y deleznables, con pequeños rudistas, otros bivalvos y gasterópodos.

13.- 1,6m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías arcilloso-limosas, verdosas a ocres.

14.- 5,2m : Dolomías arenosas en la base, donde tienen además carácter calcarenítico. Presentan a techo niveles de acumulación de rudistas cónicos (que constituyen pequeñas bioconstrucciones tabulares).

15.- 3,4m : *Dolomías meso a macrocristalinas, masivas*, que presentan bioturbación en la base. Se reconocen fantasmas de rudistas.

16.- 1,5m : Dolomías masivas que presentan gran acumulación de orbitolínidos. Textura original *packstone*.



Techo.- Superficie topográfica actual.

47. COLUMNA DE SIERRA LARGA SUR

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **799,0**
Y= **418,1**
Techo: X= **799,7**
Y= **417,8**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 35m : Tramo constituido por arenas poco cementadas de color predominantemente blanco y en menor proporción beige. *Presentan estratificación cruzada* de surco y planar de gran escala. Son frecuentes las costras ferruginosas intercaladas, así como las pasadas lutíticas y, hacia techo, los niveles decimétricos de dolomías arenosas ocres.

2.- 1,1m : Nivel de dolomías meso a macrocristalinas muy arenosas (>25%) de color ocre, que presentan intensa bioturbación (tubos).

3.- 0,8m : Semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas verdes, muy masivas.

4.- 0,3m : Dolomías macrocristalinas limoso arenosas, de tacto sacaroideo y tonos ocres.

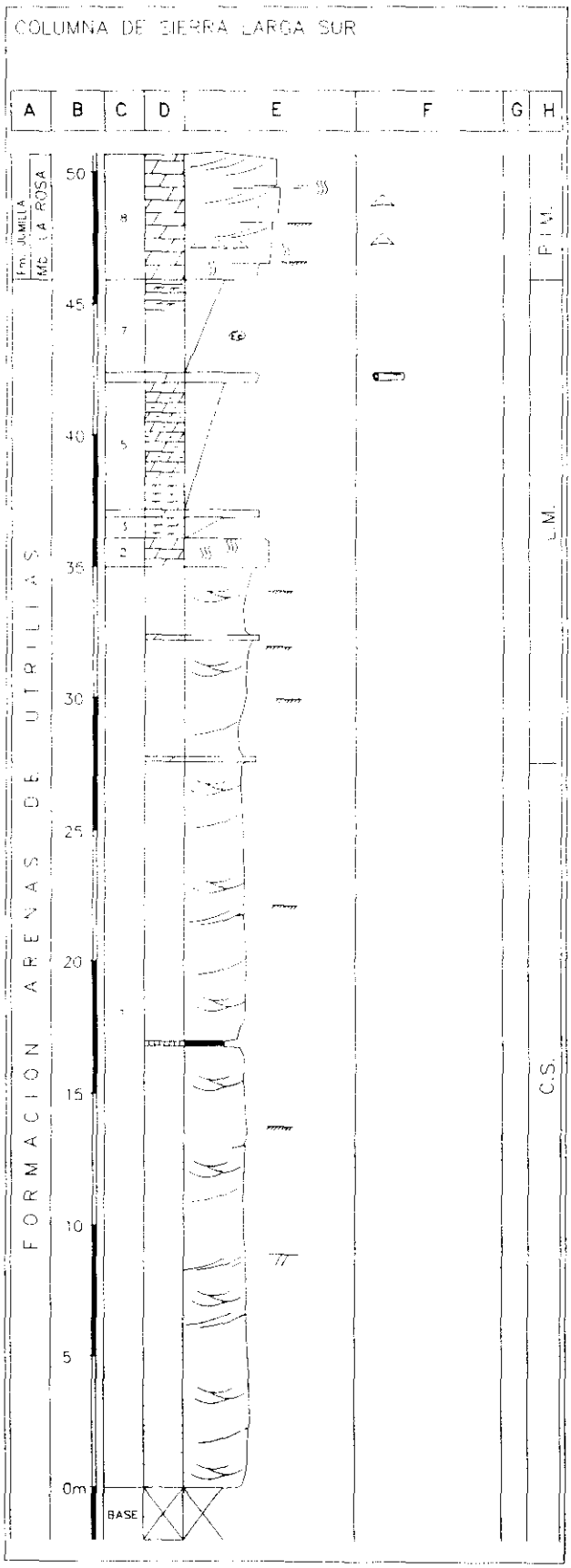
5.- 4,8m : Semicubierto. Afloran dolomías limoso - arcillosas macrocristalinas y, en la base, arcillas dolomíticas verdes.

6.- 0,4m : Dolomía arenosa ocre, de tacto sacaroideo, en la que se reconocen restos de troncos ferruginizados.

7.- 3,5m : *Semicubierto. Afloran dolomías arcillosas* ocres y arenas que presentan nódulos ferruginosos.

8.- 4,8m : Tramo dolomítico y dolomítico arenoso en el que, de base a techo, se reconocen:

0,6m : Dolomía arenosa (25%) ocre, con bioturbación importante, separada del subtramo suprayacente por una superficie ferruginosa poco desarrollada.



1,6m : Dolomía arenosa (10-20%) que presenta gran acumulación de orbitolínidos (textura original calcarenítica). Puede reconocerse estratificación cruzada difusa. Bioturbación importante y desarrollo de una superficie ferruginosa a techo del subtramo.

1,4m : *Dolomías calcareníticas con estratificación* cruzada planar(?) de gran escala, con abundantes fantasmas de orbitolínidos y tubos de bioturbación frecuentes. Una pasada de dolomía arcillosa laminada irregularmente y muy bioturbada separa este nivel del superior.

1,2m : Banco de dolomías con estratificación cruzada difusa. Su techo es ondulado y refleja la morfología de las barras que lo generaron.

9.- 0,6m : Adaptándose a la paleotopografía del banco anterior se encuentran dolomías limoso arenosas bioclásticas, fuertemente bioturbadas. Se reconocen fantasmas de bioclastos (porosidad móldica).

10.- 1,5m : Arenas de color crema y grano muy fino. Están poco consolidadas y masivas.

11.- 10m : Tramo cubierto.

12.- 4m : Semicubierto. Afloran limos y arenas de grano fino y color crema.

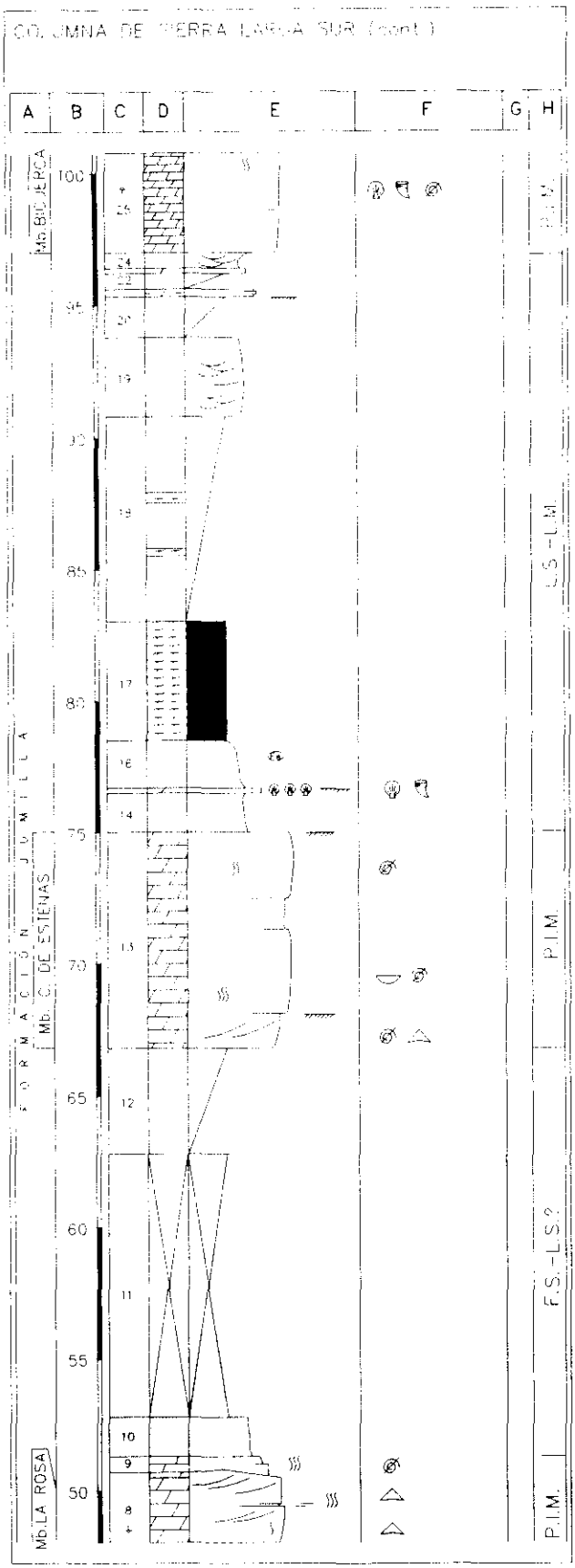
13.- 8,2m : Tramo dolomítico bastante masivo y que da un resalte topográfico importante. De base a techo se han diferenciado:

1,3m : Dolomías calcareníticas con proporciones importantes de clásticos. Presentan estratificación cruzada difusa de gran escala (*sets* decimétricos). Se reconoce abundante porosidad móldica de origen bioclástico (destacan los fantasmas de orbitolínidos). Este subtramo está limitado a techo por una superficie ferruginosa.

3,2m : Dolomías muy masivas, en las que se reconocen fantasmas de bivalvos y otros bioclastos dispersos. Fuerte bioturbación en la base.

1,2m : Dolomías limoso-arenosas masivas.

2,5m : Dolomía masiva, con fantasmas de bioclastos y bioturbación importante. A techo aparece una pequeña costra ferruginosa.



14.- 1,5m : Arenas de grano fino, levemente cementadas por dolomita.

15.- 0,2m : Dolomía limosa ocre, con acumulación de pectínidos. También se reconocen pequeños rudistas cónicos. Sobre el nivel se encuentra una costra ferruginosa.

16.- 1,8m : Arenas de grano fino, con pequeños nódulos ferruginosos, masivas.

17.- 4,5m : Arcillas dolomíticas verdes, rosadas u ocres.

18.- 7,8m : Semicubierto. Afloran arenas y arcillas dolomíticas de tonos ocres a rojizos.

19.- 3m : Arenas de grano fino, poco cementadas y con estratificación cruzada de surco de gran escala.

20.- 1,5m : Semicubierto. Afloran arenas de características análogas a las del tramo infrayacente. A techo aparece una costra ferruginosa.

21.- 0,3m : Dolomías limoso-arcillosas finamente tableadas en nivelillos centimétricos.

22.- 0,6m : Muy cubierto. Afloran arenas y limos rosados.

23.- 0,2m : Pasada de dolomías limosas tableadas.

24.- 0,6m : Arenas de grano fino, homométricas, poco cementadas y con estratificación cruzada de surco.

25.- 4,4m : Tramo muy masivo de dolomías limosas ocres, en las que se reconoce bioturbación importante y fantasmas de pectínidos, rudistas cónicos y otros bioclastos.

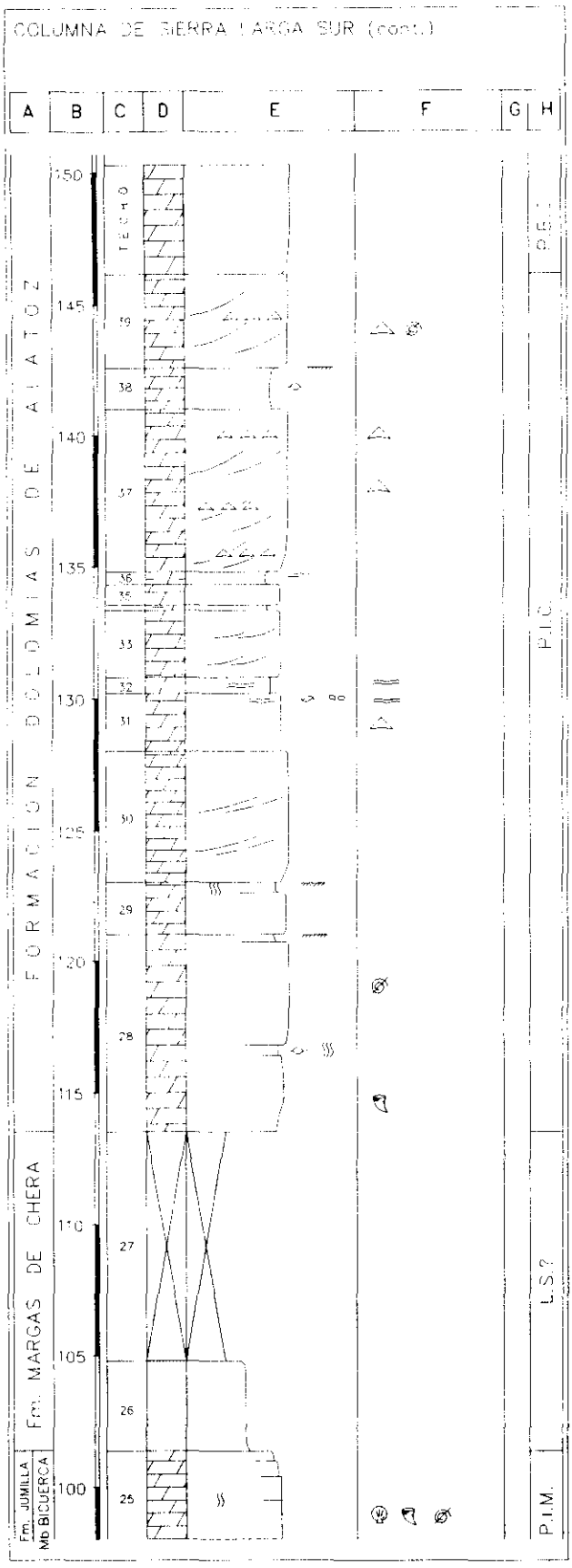
26.- 3,4m : Arenas finas y limos poco cementados, de tonos rosados, masivos.

27.- 8,7m : Cubierto.

28.- 7,5m : Tramo dolomítico que representa la base del farallón rocoso de Sierra Larga. De base a techo se reconoce:

2,8m : Dolomía gris masiva con fantasmas de rudistas.

0,4m : Dolomía seminodulosa fuertemente bioturbada.



4m : Dolomías grises masivas, mesocristalinas, con fantasmas de bioclastos.

0,3m : Dolomía gris claro, macrocristalina, con una superficie ferruginosa a techo.

29.- 2m : Dolomía gris masiva (1,7m) sobre la que se encuentra un nivel verdoso claro, con bioturbación importante y costra ferruginosa a techo (0,3m).

30.- 5m : Dolomías grises muy masivas o con estratificación cruzada muy difusa.

31.- 2,2m : Dolomías calcareníticas masivas, meso a macrocristalinas, con moldes de orbitolínidos. Hacia techo se reconocen laminaciones de origen algar, porosidad fenestral e intraclastos de color claro (cantos planos).

32.- 0,6m : Nivel de dolomía blanca. Es globalmente masiva, aunque puntualmente muestra laminación estromatolítica.

33.- 2,5m : Dolomías masivas grises con estratificación cruzada difusa, oquerosas hacia el techo.

34.- 0,2m : Dolomías macrocristalinas arcillosas, de color verde a ocre y altamente bioturbadas. Superficie ferruginosa a techo.

35.- 0,8m : *Dolomía limosa masiva, de tonos verdosos.*

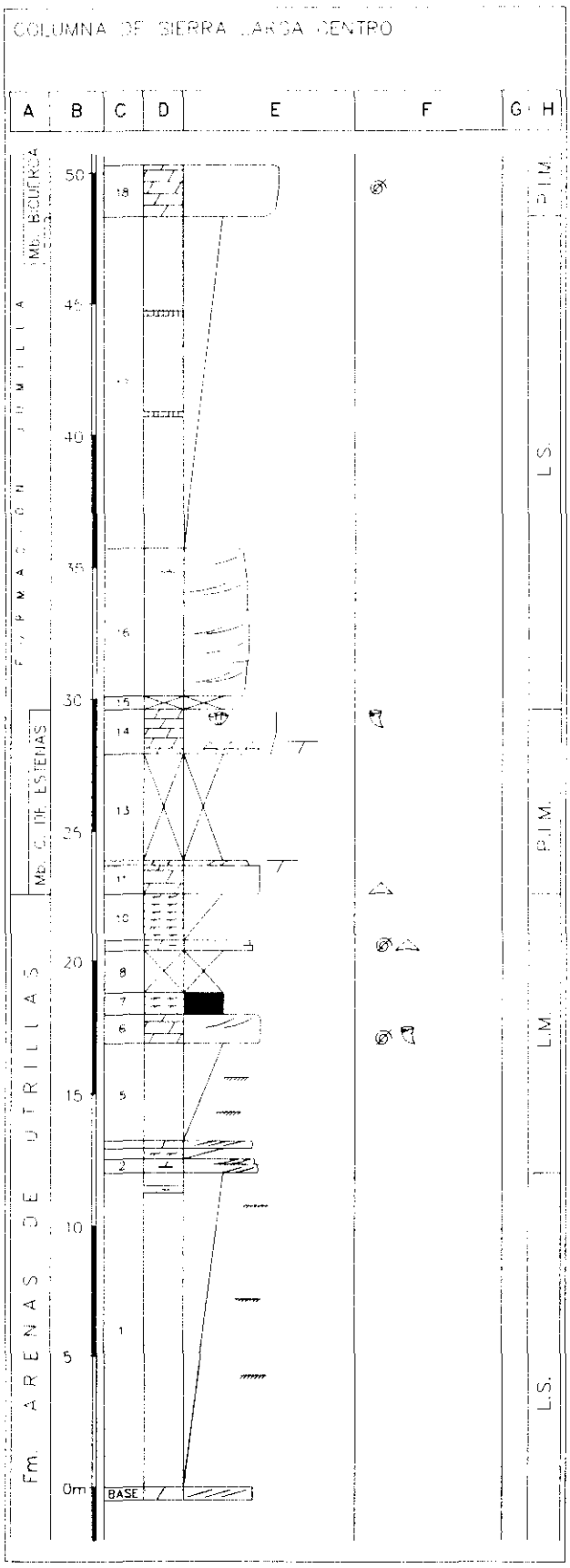
36.- 0,5m : Dolomías arcillosas con bioturbación importante. Se aprecia una laminación muy irregular. Costra ferruginosa a techo.

37.- 6,2m : Tramo dolomítico (algo arenoso en la base), que presenta estratificación cruzada planar de gran escala (*sets* métricos), en el que son dominantes las acumulaciones de orbitolínidos (planos y de gran tamaño).

38.- 1,6m : Dolomías macrocristalinas de tonos verdes, seminodulares. A techo, una superficie ferruginosa.

39.- 3,5m : Dolomías bioclásticas (destacando entre los restos bioclásticos la presencia de orbitolínidos, muy abundantes) y de naturaleza calcarenítica. Presentan estratificación cruzada a gran escala.

Techo.- >45m : Dolomías masivas que dan un fuerte resalte topográfico, el cual las hace prácticamente inaccesibles en esta transversal de la sierra (ver Colum-



na de Sierra Larga Centro).

48. COLUMNA DE SIERRA LARGA CENTRO

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **804,4**
Y= **422,4**
Techo: X= **804,5**
Y= **421,8**

Base.- 0,5m : Areniscas grises con cemento carbonático, que presentan estratificación cruzada planar, de gran escala (*sets* decimétricos).

1.- 12m : Tramo semicubierto. Afloran arenas de grano fino y lutitas masivas, con abundantes costras ferruginosas intercaladas. Presentan algunas intercalaciones más dolomíticas, ocres, más abundantes hacia techo.

2.- 0,5m : Arenisca con cemento dolomítico con estratificación cruzada difusa de gran escala (*sets* decimétricos).

3.- 0,4m : Tramo semicubierto. Afloran arcillas dolomíticas, de tonos ocres, bastante arenosas (grano fino).

4.- 0,3m : Dolomía muy arenosa, ocre, con estratificación cruzada difusa.

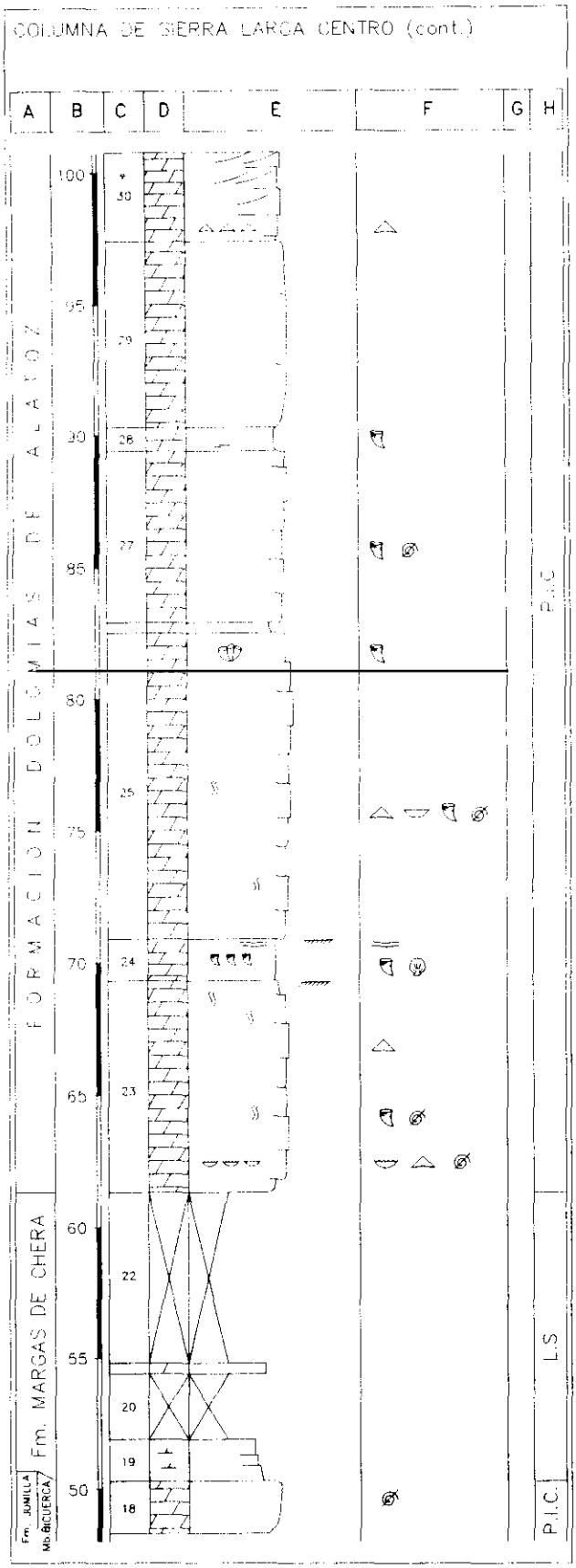
5.- 3,7m : Tramo semicubierto. Afloran arenas y limos, con frecuentes costras ferruginosas, y niveles de arenas dolomíticas intercaladas, que presentan señales de bioturbación.

6.- 1,1m : Paquete de dolomía masiva o con estratificación cruzada difusa de gran escala. Son bioclásticas, calcareníticas y presentan pequeñas proporciones de terrígenos finos. En la base se encuentra un nivel de acumulación de pequeños rudistas cónicos.

7.- 0,8m : Arcillas dolomíticas verdes, masivas.

8.- 1,6m : Tramo cubierto.

9.- 0,4m : Dolomías arcilloso - limosas, en pequeños



bancos. Se reconocen fantasmas de orbitolinas y otros bioclastos.

10.- 1,8m : Tramo semicubierto. Se encuentran arenas de grano fino y arcillas dolomíticas, de tonos verdes a ocres.

11.- 1,1m : Dolomía macrocristalina masiva, de color gris pardo.

12.- 0,2m : Dolomía algo arenosa, de naturaleza calcarenítica, macrocristalina, con estratificación cruzada difusa (*sets* decimétricos).

13.- 4m : Tramo cubierto.

14.- 1,7m : Tramo dolomítico competente en el que, de base a techo, se han diferenciado:
0,3m : *Dolomías con acumulaciones de orbitolínidos.* Presentan estratificación cruzada difusa.
0,2m : Dolomía ocre, microcristalina, masiva.
1,2m : Dolomía masiva. Presenta abundantes orbitolínidos (pueden formar acumulaciones) y algunos rudistas cónicos. A techo los rudistas son de mayor tamaño, constituyen pequeñas colonias y son dominantes.

15.- 0,5m : Tramo cubierto.

16.- 5,6m : Arenas de grano medio a grueso, parcialmente cementadas, con estratificación cruzada de gran escala, fundamentalmente planar. Hacia techo del tramo aumenta la proporción de carbonato.

17.- 12,6m : Tramo semicubierto. Afloran arenas claras, micáceas y bastante homométricas, y pasadas lutíticas intercaladas.

18.- 2m : Dolomías beiges masivas, muy arenosas en la base. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

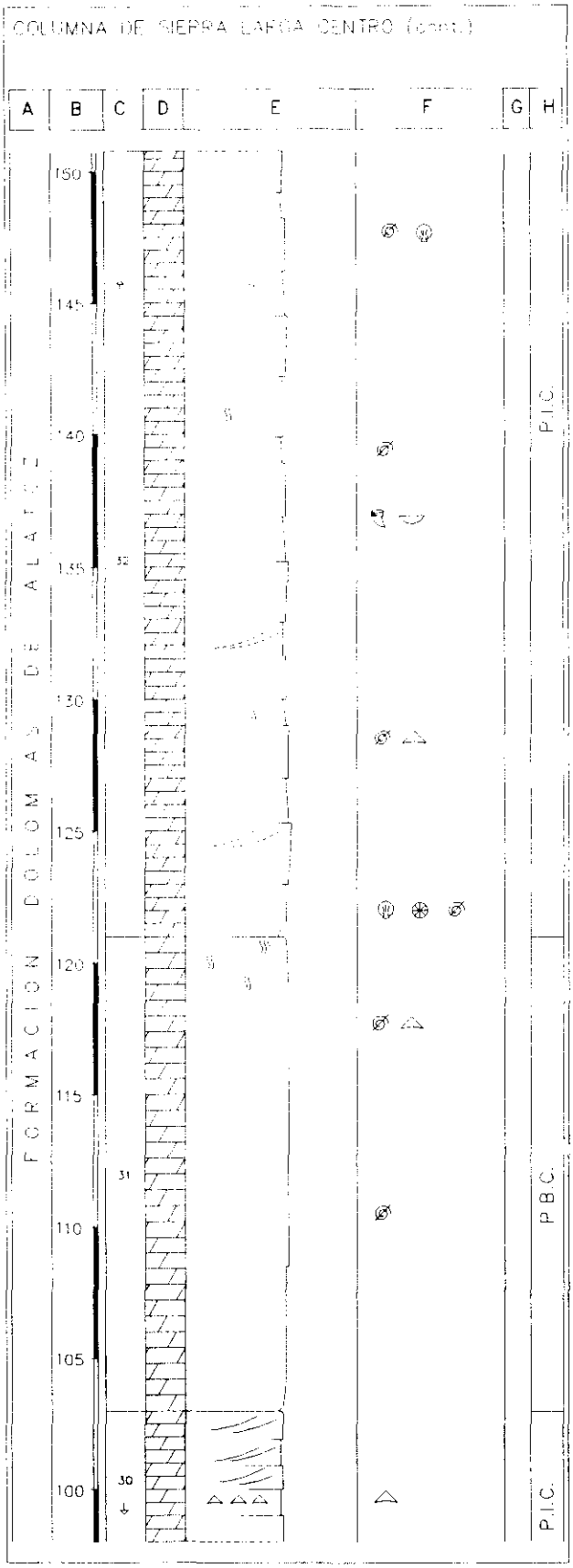
19.- 1,6m : Areniscas dolomíticas ocres, estratificadas en bancos de 0,4m, deleznables.

20.- 2,5m : Tramo cubierto.

21.- 0,4m : Banco de dolomía gris masiva.

22.- 6,5m : Tramo cubierto.

23.- 8m : Tramo formado por dolomías de tonos grises oscuros. En la base son de naturaleza calcarenítica y presentan niveles de ostreidos. En el resto del



tramo están mal estratificadas en bancos decimétricos gruesos a métricos, presentan fantasmas de abundantes orbitolinas y de rudistas, así como de otros bioclastos indeterminables. La bioturbación puede ser importante, aumentando hacia techo. Sobre el tramo aparece una costra ferruginosa. Este tramo constituye la base de un paquete muy potente de dolomías, que da el resalte topográfico de la sierra.

24.- 1,6m : Banco de dolomías con abundantes rudistas (caprínidos?) y algunos pectínidos, que presenta, hacia techo, cierta laminación subhorizontal estromatolítica, con porosidad fenestral, y sobre ésta, una costra ferruginosa.

25.- 11,6m : Dolomías grises micro a mesocristalinas en bancos métricos competentes, mal definidos, masivos, que presentan fantasmas de orbitolínidos, pelecípodos, rudistas y otros bioclastos. En muchos puntos se aprecia bioturbación. El último banco constituye una acumulación biostrómica de rudistas cónicos.

26.- 0,4m : Dolomía algo arcillosa, macrocristalina y más deleznable que la infrayacente, que presenta tonos ocres a verdosos, así como una laminación irregular de óxidos de hierro.

27.- 6,5m : Dolomías grises a ocres, masivas, macrocristalinas. Se reconocen fantasmas de rudistas y bioclastos.

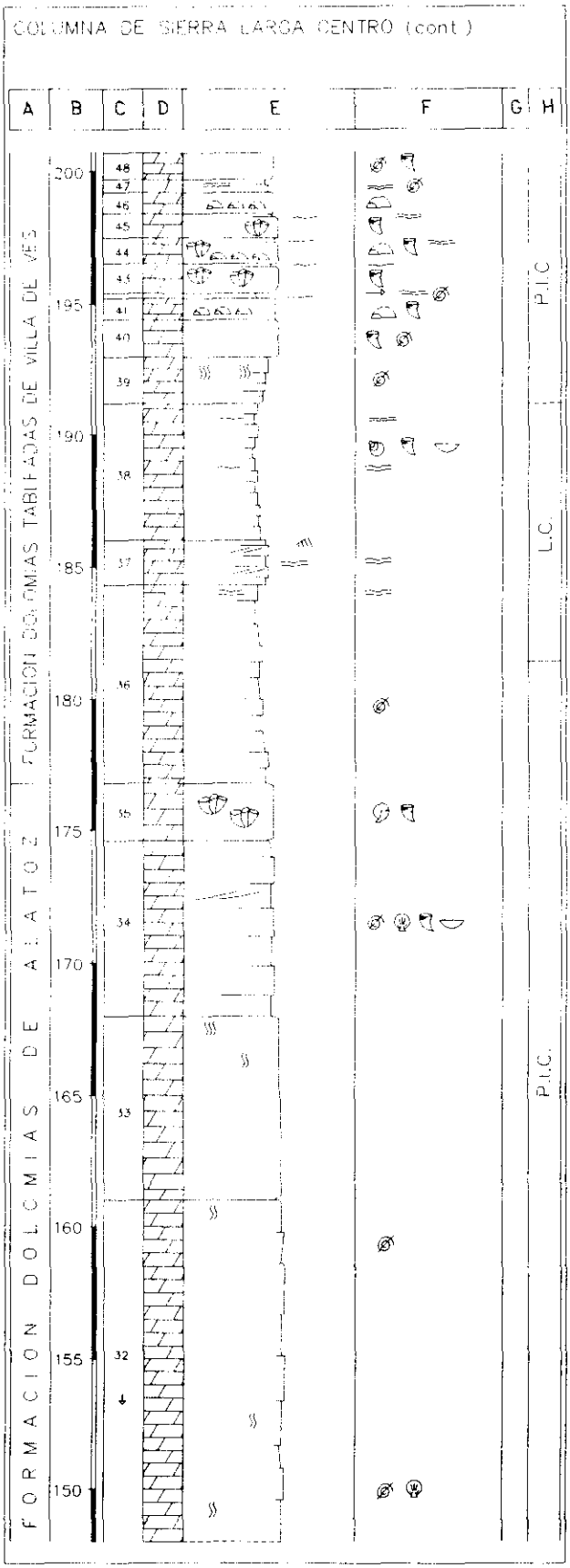
28.- 0,9m : Paquete de dolomías de características similares a las del tramo infrayacente, pero menos competentes y que presentan en la base un nivel con laminación de óxidos de hierro muy irregular. Se reconocen fantasmas de rudistas.

29.- 7,1m : Dolomía masiva de color claro, micro a mesocristalina.

30.- 5,6m : Dolomías de naturaleza originalmente calcarenítica, masivas (base) o con estratificación cruzada difusa de gran escala (hacia techo). Presentan acumulaciones de orbitolínidos.

31.- 18m : Dolomías fuertemente masivas, en las que tan sólo se reconocen fantasmas de algunos orbitolínidos y otros bioclastos. Hacia techo están intensamente bioturbadas.

32.- 40m : Tramo muy homogéneo de dolomías masivas o mal estratificadas en bancos decimétricos



gruesos a métricos. Ocasionalmente se reconoce en esos bancos estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos) o zonas con intensa bioturbación. En el conjunto del tramo se encuentran fantasmas de rudistas, corales, pectínidos, otros pelecípodos, orbitolínidos y otros bioclastos no determinables.

33.- 7m : Dolomía gris bioclástica, muy masiva, con intensa bioturbación a techo.

34.- 6,6m : Tramo de dolomías mejor estratificadas en bancos métricos, que presentan textura originalmente calcarenítica y bioclástica. Pueden presentar estratificación cruzada difusa. Se reconocen fantasmas de pelecípodos (entre ellos, pectínidos y rudistas) y de otros bioclastos.

35.- 2,2m : Dolomía con acumulación de grandes rudistas: caprínidos y posibles radiolítidos. Se ha identificado:

Ichthyosarcolites triangularis DESM.

36.- 7,5m : Dolomías de grano fino, estratificadas en niveles mal definidos. Se reconocen fantasmas de bioclastos, en general bastante escasos, excepto en algunos bancos, que son muy bioclásticos. En el último nivel se reconoce laminación estromatolítica difusa y subhorizontal.

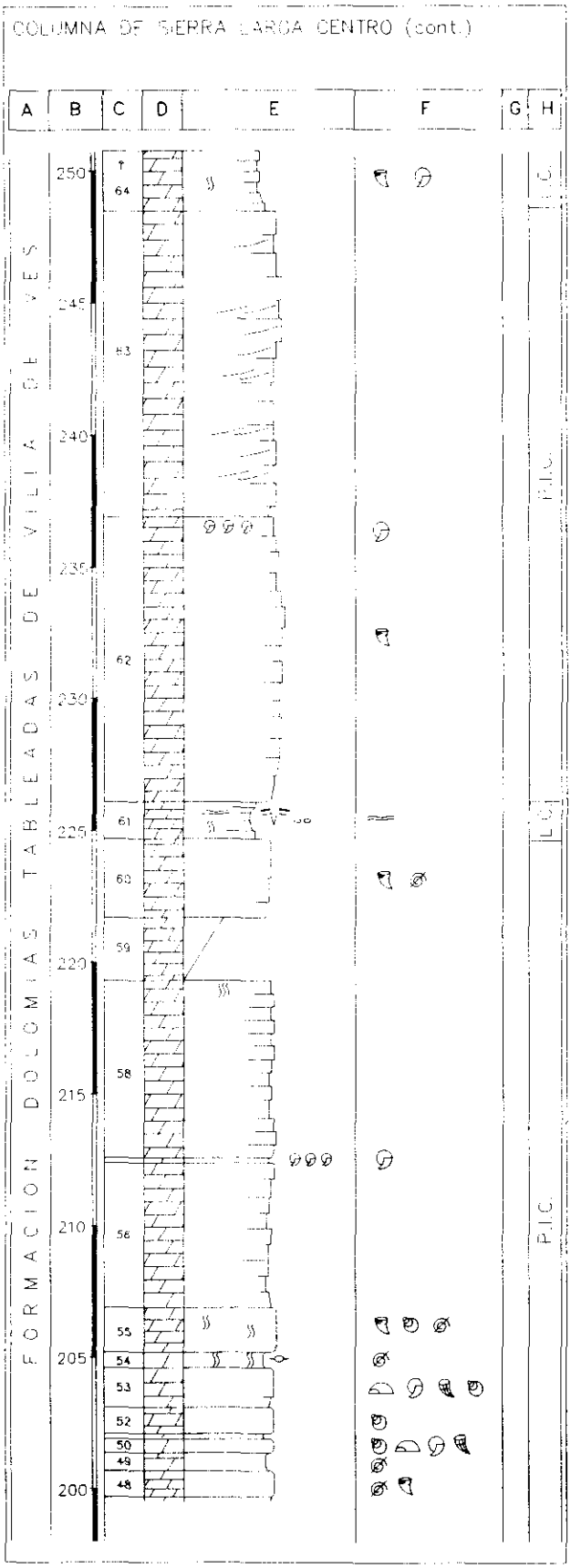
37.- 1,7m : Dolomías estratificadas en bancos decimétricos, masivos o con estratificación cruzada difusa (en ocasiones de pequeña escala). Intercalados entre esos bancos se encuentran niveles con laminación estromatolítica.

38.- 5,2m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,4m, mal definidos y masivos, en los que se reconocen fantasmas de gasterópodos, rudistas cónicos pequeños y otros pelecípodos. Igualmente se reconocen finas intercalaciones con laminación algar.

39.- 1,8m : Dolomía bien estratificada en niveles de 0,2-0,4m, con tendencia estratocreciente hacia techo. Son masivos y presentan bioturbación muy importante. La textura original era calcarenítica.

40.- 1,4m : Dolomía masiva, con pequeños rudistas cónicos y fantasmas de otros bioclastos.

41.- 0,8m : Dolomía con abundantes requiénidos y algunos rudistas cónicos.



42.- 0,2m : Nivel dolomítico con laminación estromatolítica, subhorizontal.

43.- 1,1m : Dolomía globalmente masiva, con acumulación de rudistas cónicos. A techo se distingue un nivel de 0,1m con laminación estromatolítica subhorizontal.

44.- 1m : Dolomías masivas con abundante porosidad móldica de bioclastos. A techo hay un nivel de 5cm con laminación estromatolítica.

45.- 0,9m : Banco dolomítico con gran acumulación de rudistas (requiénidos y rudistas cónicos rectos). A techo se reconoce un nivel de 5cm con laminación estromatolítica.

46.- 0,8m : Dolomía masiva con abundantes requiénidos.

47.- 0,5m : Dolomías microcristalinas con porosidad móldica y niveles de laminación estromatolítica intercalados.

48.- 1m : Dolomías masivas que presentan algunos moldes de bioclastos, destacando la presencia de rudistas cónicos pequeños.

49.- 0,7m : Dolomías de grano fino con porosidad móldica de origen bioclástico.

50.- 0,5m : Dolomías masivas con gasterópodos y abundantes rudistas (requiénidos, caprínidos, radiolítidos?). Se ha identificado:

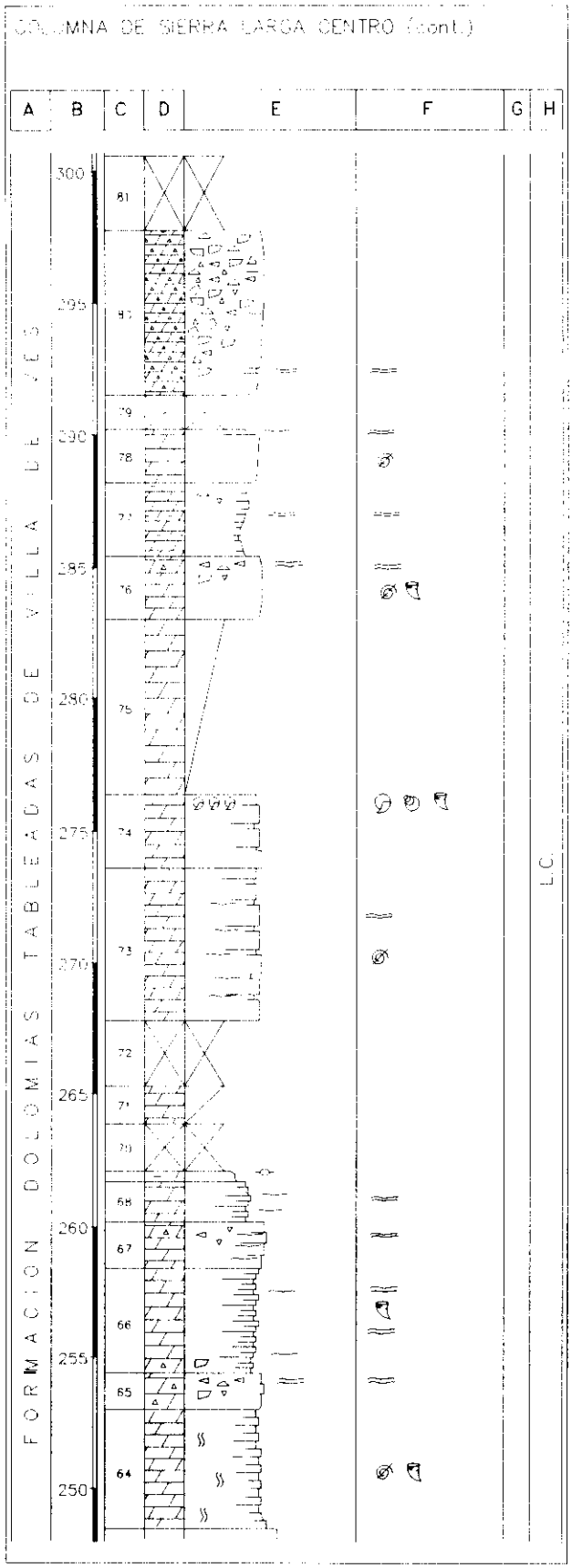
Ichthyosarcolites sp.
Apricardia sp. (?)

51.- 0,1m : Nivel de dolomías microcristalinas, bioturbadas.

52.- 1,1m : Dolomías masivas de grano fino que presentan fantasmas de gasterópodos y abundante porosidad móldica de bioclastos.

53.- 1,5m : Dolomías con gran cantidad de rudistas (requiénidos, caprínidos y radiolítidos) y algunos gasterópodos. Se ha determinado:

Apricardia sp. (?)
Ichthyosarcolites sp.



54.- 0,6m : Dolomías seminodulares, de grano fino, que presentan porosidad móldica de origen bioclástico y señales de bioturbación.

55.- 1,7m : Dolomías masivas y competentes que presentan una bioturbación media. Se reconocen algunos rudistas pequeños, gasterópodos y porosidad móldica de otros bioclastos bastante dispersa.

56.- 5,5m : Dolomías en bancos decimétricos bien definidos, masivos, en el que se aprecia porosidad móldica abundante (posible textura original calcareníti-ca). Se reconocen fantasmas de pelecípodos.

57.- 0,2m : Banco dolomítico de características simila-res a las del tramo infrayacente, pero que presenta acumulación de *Ichthyosarcolites*.

58.- 6,7m : Dolomías mesocristalinas, bien estratifica-das en bancos masivos. A techo del tramo se aprecia bioturbación intensa.

59.- 2,4m : Tramo muy cubierto. Afloran dolomías de características similares a las del tramo infrayacente.

60.- 3m : Dolomías masivas más competentes de tonos ocres. Presentan fantasmas de rudistas cónicos peque-ños y de otros bioclastos.

61.- 1,4m : Dolomías tableadas en bancos masivos bioturbados o con laminación subhorizontal estromatolí-tica. Se aprecian grietas de retracción y cantos planos.

62.- 10,8m : Dolomías estratificadas en bancos decimé-tricos masivos que presentan fantasmas de pequeños rudistas cónicos, excepto a techo, donde se encuentran caprínidos. Se identifica:

Ichthyosarcolites sp.

63.- 11,6m : Dolomías calcareníticas en bancos gruesos masivos o con estratificación cruzada difusa.

64.- 4,5m : Dolomías de grano fino, estratificadas en bancos menos potentes, que presentan señales de bioturbación y porosidad móldica de bioclastos disper-sa. En algunos bancos se reconocen pequeños rudistas cónicos.

65.- 1,4m : Dolomías microcristalinas blancas. Pre-sentan laminación estromatolítica y aparecen parcial-

mente brechificadas.

66.- 4m : Dolomías tableadas en niveles masivos o con laminación estromatolítica. En los primeros se aprecian algunos fantasmas de rudistas. Están brechificadas en la base.

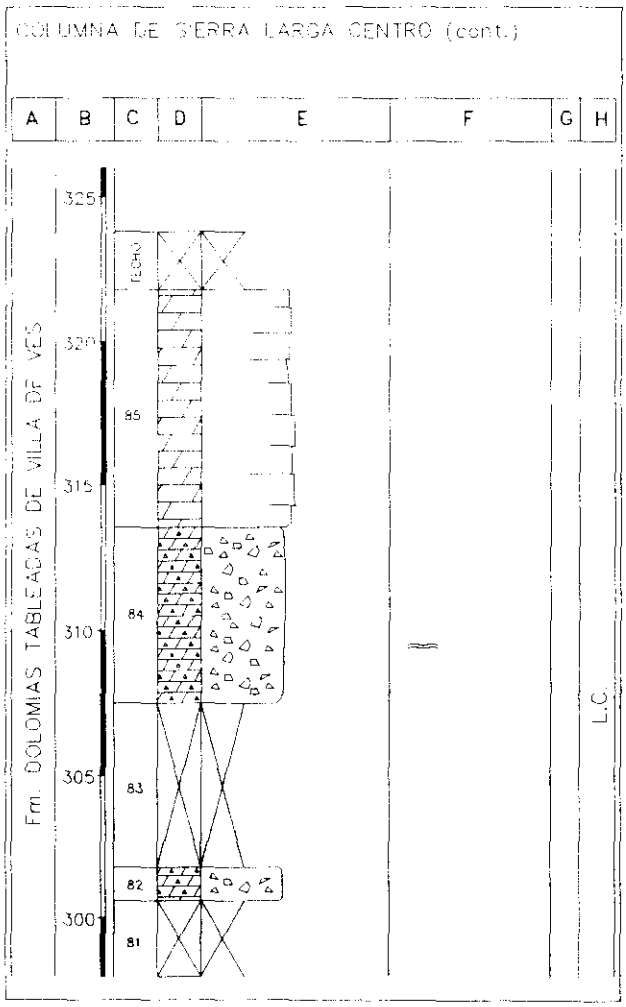
67.- 1,8m : Bancos dolomíticos, decimétricos y masivos, que presentan, sobre ellos, niveles más finos con laminación subhorizontal estromatolítica. A techo están parcialmente brechificados.

68.- 1,5m : Dolomías finamente tableadas, en ocasiones con laminación estromatolítica.

69.- 0,4m : Dolomías levemente arcillosas, ocres y deleznables, con estratificación seminodular.

70.- 1,8m : Tramo cubierto.

71.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías



microcristalinas de tonos claros, estratificadas en bancos decimétricos.

72.- 2,5m : Tramo cubierto.

73.- 5,8m : Dolomías bioclásticas, en bancos decimétricos gruesos que presentan, sobre ellos, niveles finos con laminación estromatolítica. El techo del tramo es una superficie neta.

74.- 2,8m : Dolomías de características similares a las del tramo infrayacente. Los bancos superiores presentan acumulación de *Ichthyosarcolites* y otros rudistas cónicos más pequeños. También se reconocen gasterópodos.

75.- 6,6m : Tramo muy cubierto, en el que sólo afloran puntualmente dolomías estratificadas en pequeños bancos.

76.- 2,4m : Dolomías bastante masivas que presentan porosidad móldica de bioclastos. También se reconocen algunos rudistas cónicos. Hacia techo son abundantes los intraclastos blancos (que llegan a constituir un nivel brechico).

77.- 2,8m : Dolomías algo arcillosas, blancas, con laminación algar y algunos fantasmas de bioclastos. En algunas zonas aparecen parcialmente brechificadas.

78.- 2m : Dolomía masiva con porosidad móldica bioclástica dispersa. A techo se encuentra un nivel de 0,1m de algas cianofíceas.

79.- 1,3m : Tramo cubierto.

80.- 6,3m : Brechas dolomíticas con abundantes cantos angulosos, con laminación algar o masivos. En las zonas donde la brechificación es menor se aprecian bancos decimétricos masivos o con laminación de algas.

81.- 2,8m : Tramo cubierto.

82.- 1,2m : Brechas dolomíticas. Los cantos son angulosos y de dolomía microcristalina blanca.

83.- 5,7m : Tramo cubierto.

84.- 6m : Brechas dolomíticas de características similares a las del tramo 83.

85.- 8,3m : Tramo de dolomías más competentes, originalmente calcareníticas, estratificadas en bancos gruesos mal definidos.

Techo.- Cubierto. Por encima afloran calizas masivas blancas, muy recristalizadas y discordantes, atribuidas al Mioceno.

49. COLUMNA DE "EL HORNILLO" (SIERRA LARGA)

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **802,8**
Y= **420,3**
Techo: X= **803,2**
Y= **419,7**

Base.- > 1,8m : Dolomías calcareníticas de color beige claro, bastante masivas, algo bioturbadas y con porosidad móldica de origen bioclástico abundante. Se reconocen restos de rudistas.

1.- 3,7m : Tramo de dolomías tableadas en niveles de 0,05-0,2m, masivos o con laminación estromatolítica subhorizontal. Se aprecian grietas de retracción, y pasadas intraclásticas de cantos planos.

2.- 0,9m : Tramo cubierto.

3.- 1,2m : Tramo constituido por dos bancos de 0,4m aprox.. de dolomía gris masiva. Cada uno de los ellos tiene un nivel a techo con laminación estromatolítica, que es más potente en el superior.

4.- 4,2m : Tramo semicubierto. Afloran dolomías mal estratificadas en niveles decimétricos masivos o con laminación algar.

5.- 2,1m : Banco masivo de dolomía gris claro, que presenta fantasmas de abundantes fósiles: gasterópodos, rudistas pequeños, orbitolínidos y otros no identificables.

6.- 4m : Dolomías de tonos blancos a grises, bastante masivas. Afloran muy mal al estar encostradas por un caliche actual.

7.- 4,4m : Calizas muy recristalizadas y parcialmente dolomitizadas, de color blanco. Están estratificadas en bancos gruesos (1,4-1,6m) mal definidos que dan cierto resalte topográfico. Se reconocen fantasmas de bioclastos.

8.- 1,8m : Tramo de calizas margosas, que están muy bioturbadas. Los últimos 0,5m del mismo son más calizos, aunque presentan pequeños granos de cuarzo de tamaño limo. La estratificación es seminodular. Son fundamentalmente biomicritas con glauconita, en las que destaca la presencia de foraminíferos planctónicos, calcisferas, restos de equinodermos y fragmentos de algas rojas. Coronando el nivel se encuentra una costra ferruginosa. En el conjunto del tramo se han determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Pithonella sphaerica (KAUFM.)
Gavelinella cf. *monterelensis* (MARIE)
Goupillaudina sp.
Heterohelix sp.
Globotruncana sp.
Rugoglobigerina sp.
Marssonella sp.
Archaeolithothamnium sp.
Polimorphinidae

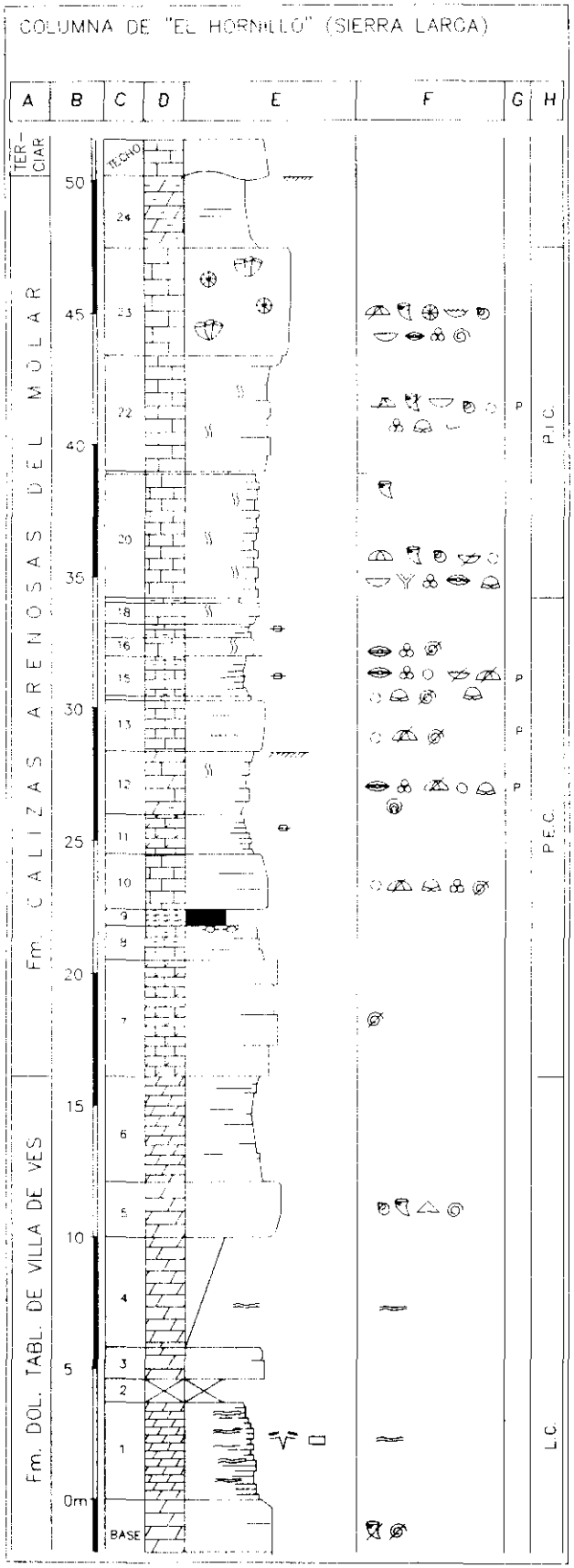
9.- 0,6m : Arcillas dolomíticas y dolomías arcillosas, seminodulares.

10.- 2,1m : Calizas muy recristalizadas, mesocristalinas, limosas y masivas. Presentan tonos claros, señales de cierta bioturbación y moteado y laminación de óxidos de hierro.

11.- 1,5m : Calizas dolomíticas limosas de características similares a las del tramo infrayacente, aunque éstas son lajosas. Se reconocen tubos gruesos de bioturbación. Hacia techo son más arcillosas y deleznables.

12.- 2,4m : Tramo formado por la alternancia de: (a) dolomías macrocristalinas, arcilloso - limosas, deleznables (que son dominantes) y (b) bancos de 0,1m, más compactos, de biomicritas finamente calcareníticas (*packstone*), que presentan tubos verticales de bioturbación. Entre los restos fósiles destaca la presencia de calcisferas, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos y restos de equínidos. Se han determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Pithonella sphaerica (KAUFM.)



Gavelinella sp.
Goupillaudina sp.
Sulcoperculinadickersoni (PALMER)var. *vermunti* (THIADENS)
Sulcoperculina obesa DE CIZANC
Lepidorbitoides sp.

13.- 1,9m : Calizas limosas, lajosas y muy recristalizadas.

14.- 0,2m : Nivel más compacto (no lajoso), de biomicritas. La textura es calcarenítica muy fina (*packstone*), destacando la presencia de calcisferas, restos de equinodermos y foraminíferos planctónicos y bentónicos. Se determinan:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Heterohelix sp.
Marssonella sp.
Gavelinella sp.
Lepidorbitoides sp.

15.- 1,5m : Calizas arcilloso-limosas, lajosas, con tubos de bioturbación. Son biomicritas *packstone* muy finas, con calcisferas, orbitoídidos, otros foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos, placas de equínidos, restos de briozoos y fragmentos de ostreidos. Se han determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Pithonella sphaerica (KAUFM.)
Rugoglobigerina sp.
Heterohelix sp.
Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
Clypeorbis mamillata (SCHLUMB.)
Sulcoperculina sp.
Globotruncana sp.
Goupillaudina sp.
Tritaxia sp.
Globorotalites sp.
Marssonella sp.
Hellenocyclina beotica REICHEL

16.- 0,7m : Banco de caliza más compacta, que presenta abundantes orbitoídidos, otros foraminíferos bentónicos, algunos planctónicos y calcisferas. Se ha determinado la siguiente asociación:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Pithonella sphaerica (KAUFM.)
Gavelinella sp.
Lepidorbitoides socialis (LEYM.)

Orbitoides apiculata SCHLUMB.
Sulcoperculina dickersoni (PALMER) var. *vermunti* (THIADENS)
Marssonella sp.
Likiola sp.

17.- 0,5m : Calizas arcilloso - limosas, lajosas.

18.- 0,8m : Calizas mal estratificadas en niveles de 0,2m, con tubos de bioturbación.

19.- 0,2m : Nivel lajoso de calizas arcilloso - limosas. Señales de bioturbación importante.

20.- 4,7m : Tramo homogéneo de calizas algo arenosas, estratificadas en niveles de 0,2m mal definidos y que presentan tubos de bioturbación abundantes. Se reconocen restos de equínidos, gasterópodos, bivalvos (ostreidos, rudistas), briozoos, orbitoídidos, otros foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos y abundantes calcisferas. Hacia techo encontramos pequeños bancos de rudistas cónicos. Se han determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Pithonella sphaerica (KAUFM.)
Sulcoperculina sp.
Rugoglobigerina sp.
Goupillaudina sp.
Globotruncana sp.
Gavelinella cf. *monterelensis* (MARIE)
Lepidorbitoides minor (SCHLUMB.)
Siderolites calcitrapoides LAM.

21.- 0,1m : Pasada de caliza arcillosa muy bioturbada, lajosa.

22.- 4m : Calizas blancas bastante recristalizadas, estratificadas en bancos gruesos separados por pasadas lajosas. Presentan grandes tubos de bioturbación. Son esencialmente biomicritas finamente calcareníticas (*packstone*) en las que se reconocen restos de equínidos, rudistas (radiolítidos), otros pelecípodos de gran tamaño, gasterópodos, calcisferas, foraminíferos bentónicos, algunos planctónicos y ostrácodos. Se ha determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Sulcoperculina sp.
Rugoglobigerina sp.
Gavelinella sp.
Marssonella cf. *trochus* D'ORB.
Tritaxia cf. *tricarinata* (REUSS)
Gavelinopsis cf. *voltzianus* (D'ORB.)
Heterohelix sp.

23.- 4,5 : Banco de caliza masiva, de color blanco. Constituye un cuerpo biostrómico con abundantes corales y rudistas. El techo del estrato es una superficie muy neta. Entre los restos fósiles, además de los rudistas (fundamentalmente radiolítidos) y los corales, se reconocen abundantes placas y espinas de equínidos, ostreidos, otros pelecípodos de gran tamaño, gasterópodos, calcisferas, orbitoídidos, otros foraminíferos bentónicos y algunos planctónicos. Se han determinado:

Siderolites calcitrapoides LAM.
Orbitoides media (D'ARCH.)
Clypeorbis manillata (SCHLUMB.)
Lepidorbitoides minor (SCHLUMB.)
Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
Sulcoperculina sp.
Nummofallotia cretacea (SCHLUMB.)
Marssonella cf. *trochus* D'ORB.
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

24.- 2,7m : Dolomías macrocristalinas arcilloso - limosas, de tonos ocres y con localmente ferruginizadas. Dan, en su conjunto, un tramo blando. A techo el tramo presenta una costra ferruginosa. La potencia del mismo varía lateralmente debido al carácter erosivo de la base del suprayacente.

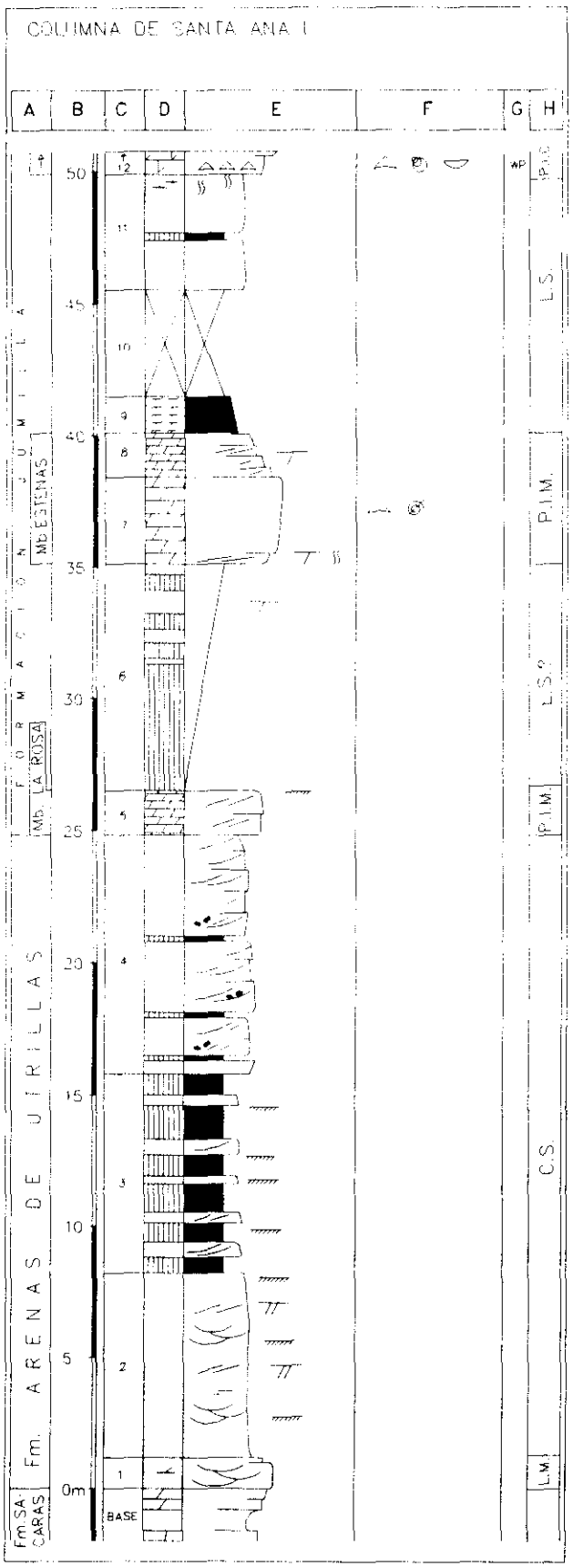
24.- 15m : Calizas dolomíticas masivas con fantasmas de bioclastos, que presentan un nivel basal de brechas de potencia variable (0,2m -1,5m). La base es muy erosiva.

Techo: >10m : Tramo arenoso calizo en el cual se reconoce: un subtramo de 3,5m, arenoso y con intercalaciones calizas hacia el techo y, sobre él, un subtramo (>7m) de calizas blancas con abundantes nummulítidos. Edad: Mioceno.

50. COLUMNA DE SANTA ANA I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **806,9**
Y= **424,9**



Techo: X= **807,3**
Y= **425,3**

Base.- >15m : Alternancia en niveles decimétricos de arenas poco cementadas y dolomías arenosas de tonos ocres. El último nivel, dolomítico-arenoso, está muy ferruginizado.

1.- 1,2m : Areniscas dolomíticas, con estratificación cruzada de surco de gran escala.

2.- 7m : Arenas de tonos rosados a rojos, grano medio y bastante homométricas. Presentan estratificación cruzada de gran escala, dominantemente de surco y, en menor proporción, planar. Puntualmente se reconoce también laminación planoparalela. Son frecuentes las intercalaciones lutíticas, muy ferruginosas.

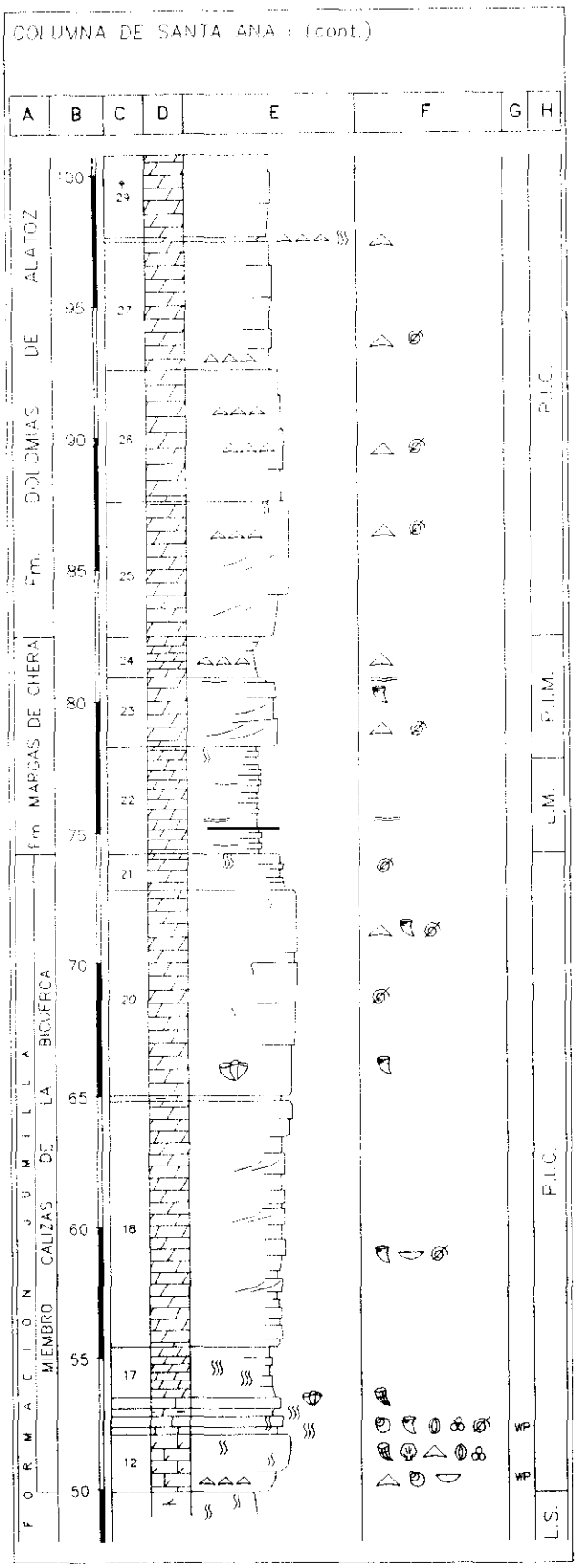
3.- 7,6m : Alternancia de niveles decimétricos lutíticos en general ferruginizados y niveles más potentes arenosos de grano fino, masivos o con estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos). Son muy frecuentes costras ferruginosas intercaladas.

4.- 9m : Tramo formado básicamente por arenas estratificadas en paquetes de 1,5-3m, que internamente presentan estratificación cruzada planar (dominante) de gran escala (*sets* decimétricos a métricos). A favor de los *foreset* se encuentran *mud drapes* lutíticos. De modo subordinado aparecen finas intercalaciones lutíticas, que separan los bancos arenosos.

5.- 1,7m : Dolomías muy arenosas, ocres, que presentan estratificación cruzada difusa y señales de bioturbación moderada. Sobre el techo aparece una costra ferruginosa.

6.- 8,6m : Semicubierto. Afloran arenas, lutitas y margas. Los tramos inferiores están formados por lutitas y margas de tonos verdosos, que están finamente tableadas. Aunque en la mitad superior siguen encontrándose esos materiales, también aparecen (y llegan a ser dominantes) los cuerpos arenosos, que tienen poca extensión lateral y potencia decimétrica. Presentan estratificación cruzada difusa.

7.- 3,3m : Dolomías globalmente masivas. Son arenosas en la base, donde se aprecia un tránsito gradual y rápido con el tramo inferior. En estos niveles basales se aprecia estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos) y bioturbación moderada. El resto del tramo es mucho más masivo, y su textura original fue



probablemente *wackestone-packstone*, con abundantes orbitolínidos y otros bioclastos.

8.- 1,7m : Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas, en niveles de 0,2-0,4m mal definidos, masivas o con estratificación cruzada difusa. Tienen un color ocre muy característico. Superficie ferruginosa a techo.

9.- 1,4m : Arcillas dolomíticas verdosas, que afloran mal.

10.- 4m : Tramo cubierto.

11.- 4,4m : Arenas masivas de color naranja, muy homométricas. Presentan finas intercalaciones lutíticas y, hacia techo, también algunos niveles más dolomíticos y señales de bioturbación.

12.- 2,2m : Tramo bastante masivo de calizas dolomíticas en el que de base a techo se distingue:

0,8m : Biomicritas *wackestone-packstone* con gran acumulación de orbitolínidos, aunque también se reconocen gasterópodos y bivalvos.

1,4m : Calizas biomicríticas con abundantes radiolítidos, pectínidos, orbitolínidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se aprecian señales de bioturbación. Se determinan:

Hensonina lenticularis (HENSON)
Cuneolina sp.
Quinqueloculina sp.

13.- 0,3m : Biomicritas *wackestone-packstone* fuertemente bioturbadas. Destaca la presencia de gasterópodos, rudistas, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y otros restos bioclásticos. Se han determinado:

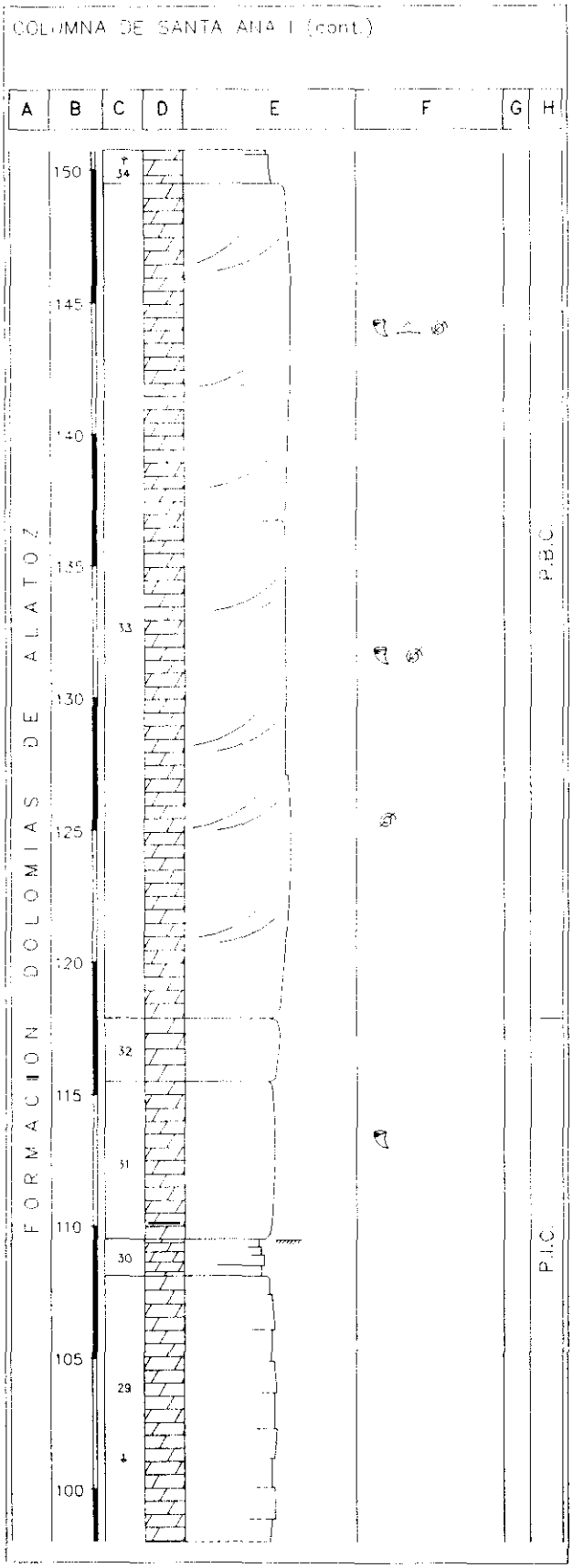
Hensonina lenticularis (HENSON)
Cuneolina sp.

14.- 0,4m : Biomicritas semejantes a las del tramo anterior pero con bioturbación moderada.

15.- 0,3m : Dolomías ligeramente arcillosas y muy bioturbadas.

16.- 0,4m : Calizas con pequeñas colonias de radiolítidos.

17.- 1,9m : Dolomías de grano fino, estratificadas en



bancos decimétricos, que presentan señales de una intensa bioturbación. Se reconocen fantasmas de rudistas.

18.- 9,4m : Tramo dolomítico con alternancia de: (a) niveles de 0,6m, de naturaleza calcarenítica y bioclásticos, masivos o con estratificación cruzada difusa, que presentan bioturbación intensa a techo; y (b) niveles de 0,1-0,2m, de grano más fino y posible textura original *wackestone*. Se reconocen fantasmas de rudistas y otros bivalvos. Dentro del tramo se reconoce una leve tendencia estratocreciente.

19.- 0,2m : Dolomía arcillosa amarillenta.

20.- 7,8m : Tramo dolomítico muy masivo, aunque se reconoce cierta estratificación en bancos métricos. En la base son importantes las acumulaciones de rudistas, mientras que en el resto del tramo sólo se encuentran algunos rudistas sueltos. Además se aprecian fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos. Se han observado señales de moderada bioturbación, especialmente en el techo de los bancos. Por otro lado aparecen algunas intercalaciones centi a decimétricas de dolomías menos porosas y de grano fino.

21.- 1,4m : Dolomías mejor estratificadas, en niveles de 0,2-0,3m, masivos. Son bioclásticas y reflejan una intensa bioturbación a techo del tramo.

22.- 4,1m : Dolomías finamente estratificadas en bancos decimétricos, masivos o con cierta laminación subhorizontal estromatolítica(?). Pueden estar parcialmente brechificados. En el último nivel la bioturbación es importante.

23.- 2,6m : Dolomías calcareníticas y bioclásticas en bancos de 0,6-1m, masivos o con estratificación cruzada difusa. Se reconocen fantasmas de orbitolínidos y, hacia techo, de pequeños rudistas. Sobre el tramo se encuentra un fino nivel con laminación subhorizontal estromatolítica.

24.- 1,5m : Dolomías limosas con acumulación de orbitolínidos.

25.- 5,2m : Tramo dolomítico que constituye la base de un resalte topográfico importante. De base a techo, se diferencian dos subtramos:

1,6m : Dolomía de naturaleza calcarenítica con estratificación cruzada difusa. Porosidad móldica de



origen bioclástico importante.

3,6m : Dolomía con estratificación cruzada difusa en la base, y masiva hacia techo, donde aparecen acumulaciones de orbitolínidos, con posible textura original *packstone*. A techo se aprecian abundantes señales de bioturbación.

26.- 5m : Dolomías bioclásticas, masivas (se reconoce estratificación difusa en bancos métricos), que presentan acumulaciones de orbitolínidos.

27.- 4,8m : Tramo dolomítico muy semejante al anterior, pero mejor estratificado y en niveles de 0,8-1,2m. Se reconocen acumulaciones de orbitolínidos en la base.

28.- 0,2m : Nivel dolomítico ocre, que provoca un cierto blando topográfico, con acumulación de orbitolínidos y señales de bioturbación intensa.

29.- 10,5m : Dolomías masivas o mal estratificadas en bancos métricos, beiges a grises. En algunos se aprecia textura calcarenítica.

30.- 1,4m : Dolomías bien estratificadas en niveles decimétricos, muy masivos. Sobre el tramo hay una superficie ferruginosa.

31.- 6m : Paquete de dolomía masiva, con algunos fantasmas de rudistas cónicos.

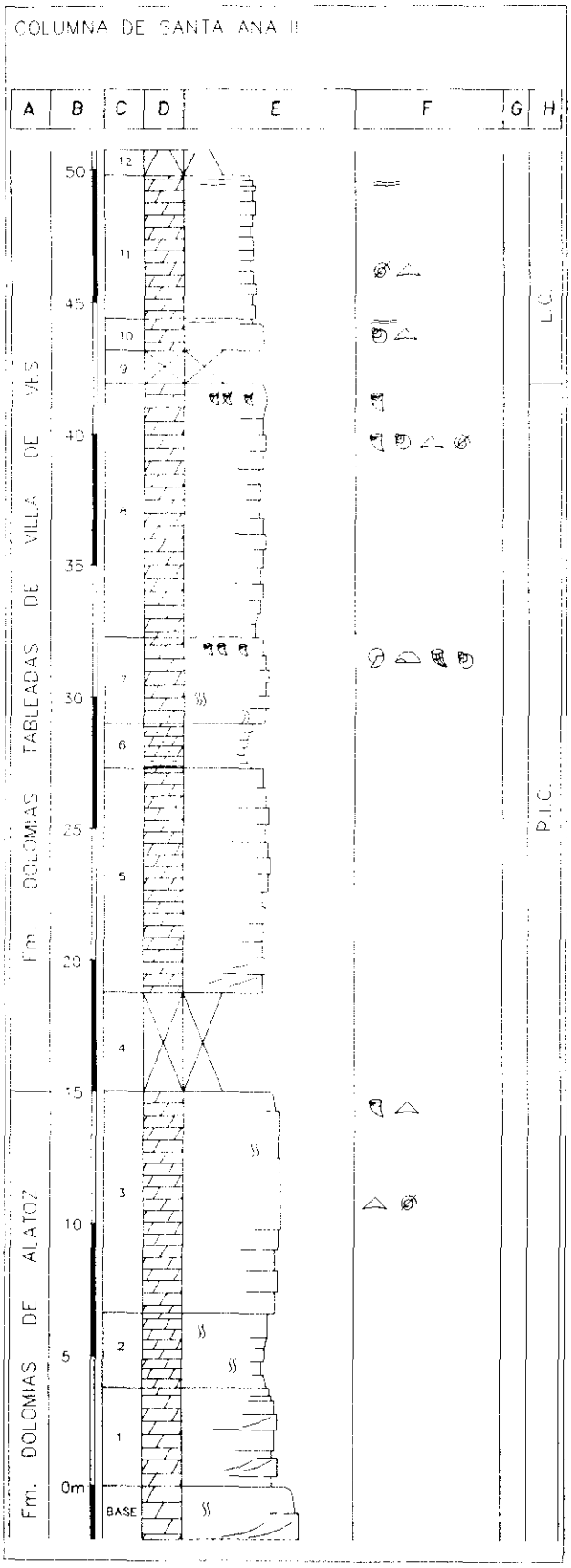
32.- 2,4m : Dolomía masiva, de color gris a beige.

33.- 31,6m : Tramo dolomítico gris, con "megaestratificación" cruzada (sets métricos a decamétricos). Se reconocen algunos fantasmas de rudistas, orbitolínidos y abundante porosidad por disolución de otros bioclastos.

34.- 10,6m : Dolomías en bancos métricos, muy masivos.

35.- 19,8m : Dolomías calcareníticas con "megaestratificación" cruzada difusa, muy bioclásticas y con grandes rudistas (caprínidos). A techo están mejor estratificadas y tienen un grano más fino.

36.- 8m : Dolomías estratificadas en bancos de 0,8-1,5m, masivos (que dominan a techo) o con estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos a métricos).



37.- 5,6m : Dolomías grises, estratificadas en niveles decimétricos masivos.

Techo.- >25m : Tramo dolomítico formado por la alternancia de: (a) bancos decimétricos bien definidos y de tonos claros, que presentan fantasmas de orbitolínidos, rudistas y otros bioclastos; y (b) niveles dolomíticos con laminaciones estromatolíticas.

51. COLUMNA DE SANTA ANA II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **807,8**
Y= **428,0**
Techo: X= **808,9**
Y= **427,5**

Base.- >20m : Dolomías grises a beiges, masivas o con estratificación cruzada. Están mejor estratificadas en los últimos metros, donde además se aprecian señales bioturbación (a techo de los bancos especialmente).

1.- 3,8m : Dolomías grises, en bancos de 0,2-0,8m, calcareníticas, masivas o con estratificación cruzada difusa.

2.- 2,8m : Dolomías que afloran mal, estratificadas en bancos decimétricos mal definidos, que presentan señales de bioturbación.

3.- 8,4m : Dolomías en niveles decimétricos gruesos, a veces mal definidos, en los que se encuentran fantasmas abundantes de bioclastos, destacando la presencia de orbitolínidos y rudistas. La bioturbación es importante en algunos bancos.

4.- 3,8m : Tramo cubierto.

5.- 8,5m : Tramo de dolomías bioclásticas, grises a beiges, estratificadas en niveles decimétricos. Estos niveles son masivos en todo el tramo excepto en los primeros metros, que presentan estratificación cruzada de gran escala.

6.- 1,7m : Dolomías arcillosas de tonos amarillentos a ocres con finas intercalaciones más compactas de



dolomía.

7.- 3,3m : Paquete constituido por bancos dolomíticos de 0,5-0,6m. *En la mitad inferior son más masivos* y pueden tener bioturbación intensa a techo. Los superiores presentan gran cantidad de rudistas (caprínidos, requiénidos y posibles radiolítidos) y gasterópodos (de tipo nerineido y también turritelados). Se identifica:

Ichthyosarcolites sp.
Apricardia sp. (?)

8.- 9,6m : Tramo de dolomías grises mal estratificadas en bancos decimétricos masivos. Se reconocen rudistas (muy abundantes a techo), gasterópodos, posibles fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos.

9.- 1,3m : Cubierto.

10.- 1,2m : Dolomías de naturaleza calcarenítica con abundantes bioclastos y algún intraclasto. Se reconocen gasterópodos. Sobre el paquete aparece un nivel más claro decimétrico con laminación subhorizontal de origen algar.

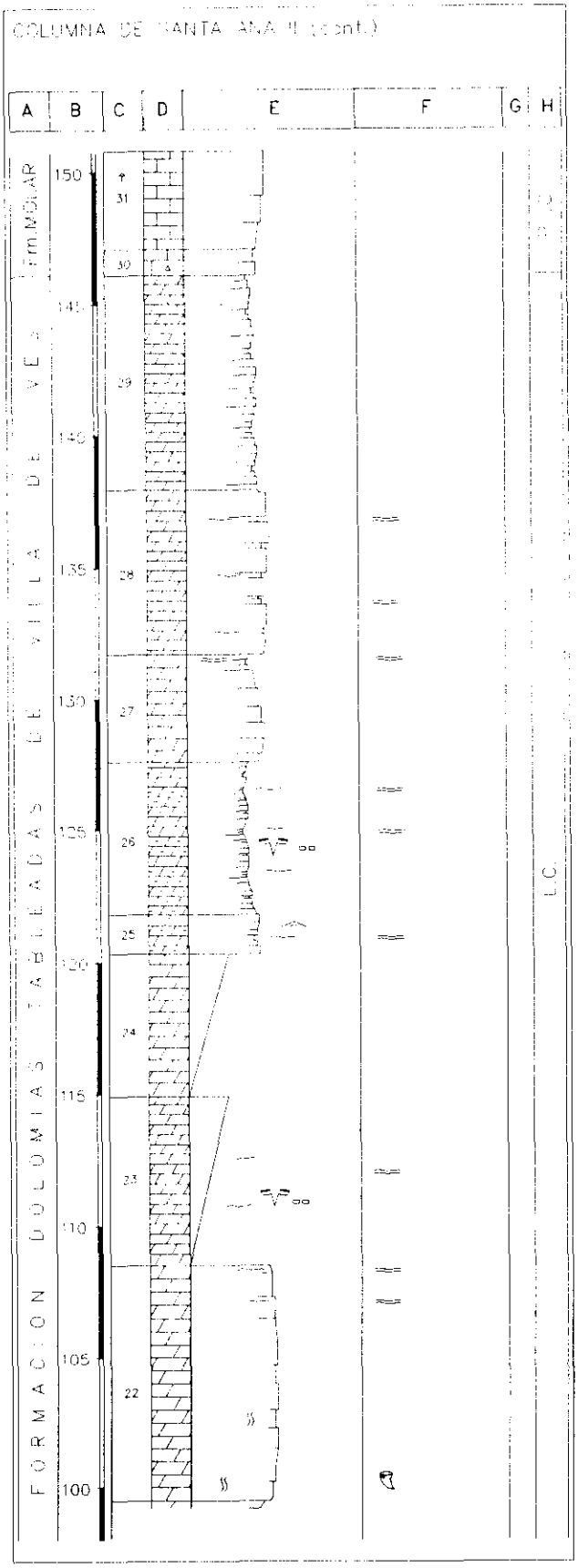
11.- 5,4m : Dolomías en niveles decimétricos, bioclásticas, con fantasmas orbitolínidos. A techo del tramo existen intercalaciones con laminación estromatolítica subhorizontal.

12.- 2,8m : Tramo cubierto.

13.- 3,8m : Tramo esencialmente constituido por dolomías finamente tableadas con laminación estromatolítica y grietas de desecación. Sólo hacia la base se encuentran intercalaciones más gruesas (decimétricas) que pueden presentar estratificación cruzada de gran escala (y de pequeña escala también, aunque subordinada) o, por el contrario, ser masivas, con rudistas y gasterópodos.

14.- 4,2m : Dolomías masivas estratificadas en niveles decimétricos masivos. Presentan fantasmas de rudistas y abundantes bioclastos. También se reconocen intercalaciones dolomíticas más finas con laminación estromatolítica, las cuales son más abundantes en la mitad superior del tramo, llegando a ser dominantes hacia techo.

15.- 5,2m : Tramo de dolomías estratificadas en niveles decimétricos en la base y masivas hacia techo. *Presentan bioacumulaciones de rudistas y corales*



ramificados. También se encuentran gasterópodos turritelados. Se reconoce:

Ichthyosarcolites sp.

16.- 6,8m : Dolomías estratificadas en niveles decimétricos masivos, con fantasmas de bioclastos abundantes. Se encuentran gasterópodos, algunos rudistas y foraminíferos bentónicos.

17.- 13m : Dolomías micro a mesocristalinas mal estratificadas en niveles decimétricos. Pueden presentar señales de bioturbación importante. Son frecuentes los fantasmas de pequeños bioclastos, aunque dispersos. Se reconocen gasterópodos de tipo nerineido, y en menor medida rudistas cónicos de tamaño pequeño.

18.- 2,4m : Dolomías masivas que dan cierto resalte topográfico, en las que son muy abundantes los rudistas (fundamentalmente caprínidos) y en menor proporción gasterópodos y otros bioclastos. Se ha determinado:

Ichthyosarcolites sp.

19.- 4,2m : Dolomías de grano fino, mal estratificadas en niveles decimétricos muy masivos.

20.- 2,7m : Dolomías en bancos decimétricos masivos que presentan a techo: niveles más finos con laminación estromatolítica, pasadas calcareníticas con *ripples*, grietas de retracción, y brechas de cantos planos. La potencia de estos niveles aumenta hacia techo, donde alcanzan 0,4m.

21.- 4,6m : Tramo de dolomías de tonos claros (casi blancas) y grano fino. Están estratificadas en bancos decimétricos gruesos (métricos en la base) y masivos, con intercalaciones decimétricas de dolomías con laminación de algas cianofíceas.

22.- 9m : Tramo dolomítico compuesto por bancos de dolomía mal definidos, de potencia decimétrica a métrica, color gris claro y masivos. Se reconocen escasos rudistas pequeños y zonas con señales de bioturbación. Hacia techo son también frecuentes las intercalaciones de niveles mejor definidos con laminación de tipo estromatolítico.

23.- 6,4m : Semicubierto. Afloran dolomías micro a mesocristalinas de color blanco, con laminación estromatolítica, grietas de retracción y cantos planos y, de modo subordinado, alguna pasada de dolomía gris

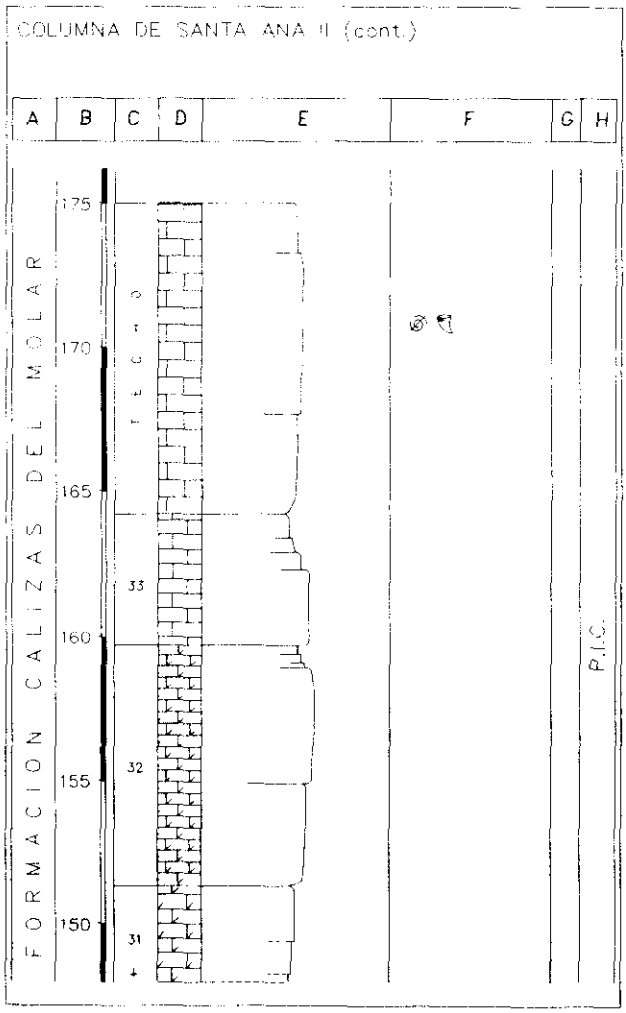
masiva, más compacta.

24.- 5,4m : Tramo muy cubierto. Afloran dolomías blancas masivas, muy encostradas.

25.- 1,5m : Tramo formado por dolomías de tonos amarillentos, estratificadas en niveles decimétricos, y por intercalaciones más finas de dolomías arcillosas. Son frecuentes las laminaciones estromatolíticas y destaca la presencia de estructuras de tipo *te-pee*.

26.- 5,8m : Dolomías finamente tableadas o lajosas, ocasionalmente limoso-arcillosas, de tonos claros. Presentan laminación estromatolítica subhorizontal, cantos planos y grietas de retracción. Así mismo se encuentran algunas intercalaciones siempre poco potentes (<0,4m) de dolomías masivas y más compactas.

27.- 4,1m : Dolomías micro a mesocristalinas beiges en bancos masivos decimétricos. A techo se encuentran niveles menos potentes con laminación estromatolítica.



28.- 6,2m : Tramo dolomítico que da cierto resalte topográfico. Está constituido por bancos masivos de potencia decimétrica. A techo se distingue un nivel de 0,1m de dolomía con laminación estromatolítica.

29.-8,2m : Tramo constituido por niveles blancos finamente tableados de dolomía masiva o con laminación de algas.

30.- 1m : Tramo formado por dos niveles (0,5m) de calizas dolomíticas blancas. Tienen textura calcarenítica y son muy litoclásticas; llegan a formar niveles de brechas (especialmente en la base).

31.- 4,2m : Calizas dolomíticas y dolomías blancas, en niveles decimétricos muy masivos.

32.- 8,4m : Calizas dolomíticas y dolomías macrocristalinas. Tienen tonos blancos y son muy masivas. Se reconocen abundantes litoclastos.

33.- 4,5m : Calizas muy recristalizadas masivas o mal estratificadas en bancos métricos. Son fundamentalmente biomicritas en las que se reconocen algunos orbitoídidos.

Techo.- >60m : Calizas muy masivas o mal estratificadas en bancos métricos, de color blanco, de composición calcarenítica dominante. En algunos niveles se reconocen fantasmas de rudistas.

52. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

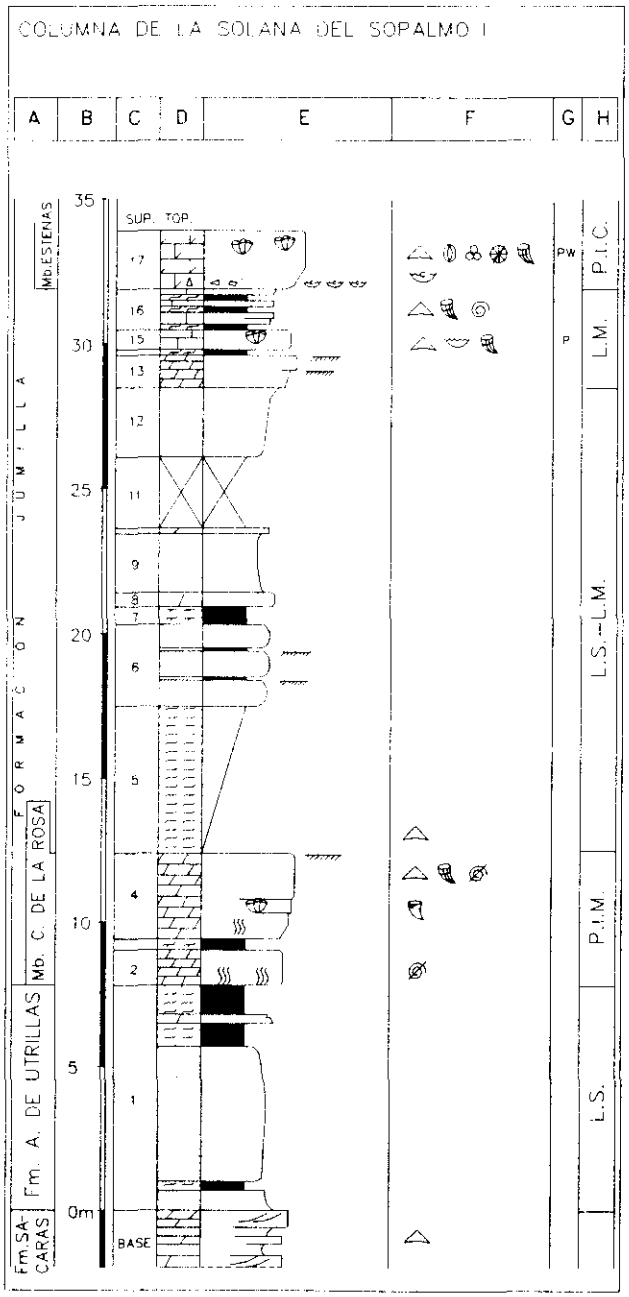
Base: X= **813,3**
Y= **428,0**
Techo: X= **813,3**
Y= **428,4**

Base.- >15m : Alternancia de: (a) bancos dolomíticos decimétricos, de color ocre y masivos o con estratificación cruzada; y (b) niveles margosos o arenosos con abundantes orbitolínidos.

1.- 7,8m : Arenas (dominantes en la base, de grano fino, color blanco, homométricas y con intercalaciones lutíticas) y margas (dominantes hacia techo, de color verdoso y con finas intercalaciones de dolomías limoso - arcillosas, ligeramente más competentes).

2.- 1,2m : Banco de dolomías arenosas de tonos ocres, con abundantes fantasmas de bioclastos. Presentan alta bioturbación en la base.

3.- 0,4m : Arcillas dolomíticas verdes, masivas.



4.- 3m : Banco de dolomías, arenosas en grado variable (5-20%) y de color ocre intenso, en el que, de base a techo, se han diferenciado:

0,9m : Dolomías arenosas ocres, de textura original calcarenítica, que presentan intensa bioturbación.

0,5m : Banco con colonias de rudistas cónicos.

1,6m : Dolomía más masiva, poco arenosa, con abundantes fantasmas de orbitolínidos, radiolítidos y otros restos fósiles. Sobre este último tramo se encuentra una costra ferruginosa bien desarrollada.

5.- 5,1m : Tramo semicubierto. Afloran margas masivas de tonos grises, con orbitolínidos en la base.

6.- 2,8m : Arenas de grano medio a fino, homométricas y estratificadas en bancos de aproximadamente un metro; que alternan con pasadas lutíticas verdes con pequeñas costras ferruginosas.

7.- 0,6m : Arcillas dolomíticas ocres, masivas.

8.- 0,5m : Dolomías arenosas de color ocre, más compactas. Afloran mal.

9.- 2m : Tramo básicamente formado por arenas de grano fino, estratificadas en bancos de 0,2m. También se encuentran intercalaciones lutíticas de 0,1m.

10.- 0,2m : Areniscas dolomíticas ocres, masivas.

11.- 2,5m : Tramo cubierto.

12.- 2,4m : Arenas blancas levemente cementadas por carbonato (la proporción de este componente aumenta hacia techo). Tienen grano fino. Son frecuentes las pasadas lutíticas intercaladas.

13.- 1,1m : Dolomías muy arenosas (porcent. de terrígenos: >30%), de color rojizo, estratificadas en dos bancos masivos, muy ferruginizados a techo donde aparecen sendas costras.

14.- 0,2m : Nivel de arcillas dolomíticas verdes.

15.- 0,7m : Calizas ocres muy arenosas (porcent. terrígenos: 25%) que presentan gran cantidad de orbitolínidos, ostreidos y, hacia techo, colonias de radiolítidos. Se ha determinado:

Neorbitolinopsis conulus DOUVILLÉ

16.- 1,4m : Tramo formado por bancos de 0,1-0,2m de calizas biomicríticas y margas alternando. Se reconocen abundantes orbitolínidos, radiolítidos y otros fósiles.

17.- 2m : Calizas dolomíticas grises, masivas, que presentan un nivel de acumulación de condrodontos próximo a la base. Además se reconocen orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, fragmentos de corales y, hacia techo, abundantes rudistas (radiolítidos). En la base de este tramo se reconoce un nivel bréchico con cantos de caliza heterométricos y moderadamente redondeados. En el conjunto del tramo se han determinado:

Neorbitolinopsis conulus DOUVILLÉ
Simplorbitolina conulus SCHROEDER

Techo.- Superficie topográfica.

53. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **813,3**
Y= **428,3**
Techo: X= **813,1**
Y= **428,0**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 15m : Tramo calcáreo - dolomítico muy competente en el que, de base a techo se reconocen:

0,8m : Nivel noduloso de calizas arenosas con abundantes orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos y algunos rudistas cónicos. Presenta intensa bioturbación.

2,1m : Tramo constituido por bancos decimétricos de calizas dolomíticas ligeramente arenosas. Se encuentran abundantes condrodontos, rudistas cónicos, orbitolínidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. La textura es *wackestone-packstone*. Entre los ruditas se ha reconocido:

Polyconites sp.

1,2m : Paquete constituido por niveles decimétricos de calizas limoso-arenosas con abundantes rudistas cónicos y condrodontos, e intercalaciones margosas, situándose la más potente en la base del tramo. Se reconoce:

Polyconites sp.

2,2m : Tramo constituido por dos niveles de caliza parcialmente dolomitizados. Se reconoce abundante bioturbación y algunos radiolítidos.

2,1m : Calizas dolomíticas y dolomías bastante masivas. Son biomicritas *packstone* con abundantes orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y rudistas cónicos.

0,7m : Banco de calizas dolomíticas con acumulación de radiolítidos que forman pequeñas colonias.

2,6m : Dolomías y calizas dolomíticas. En las zonas donde está menos dolomitizado se reconoce una textura *wackestone-packstone*, así como abundantes orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos, algas verdes, corales y rudistas cónicos. Se ha determinado:

Bacinella irregularis RADOICIC

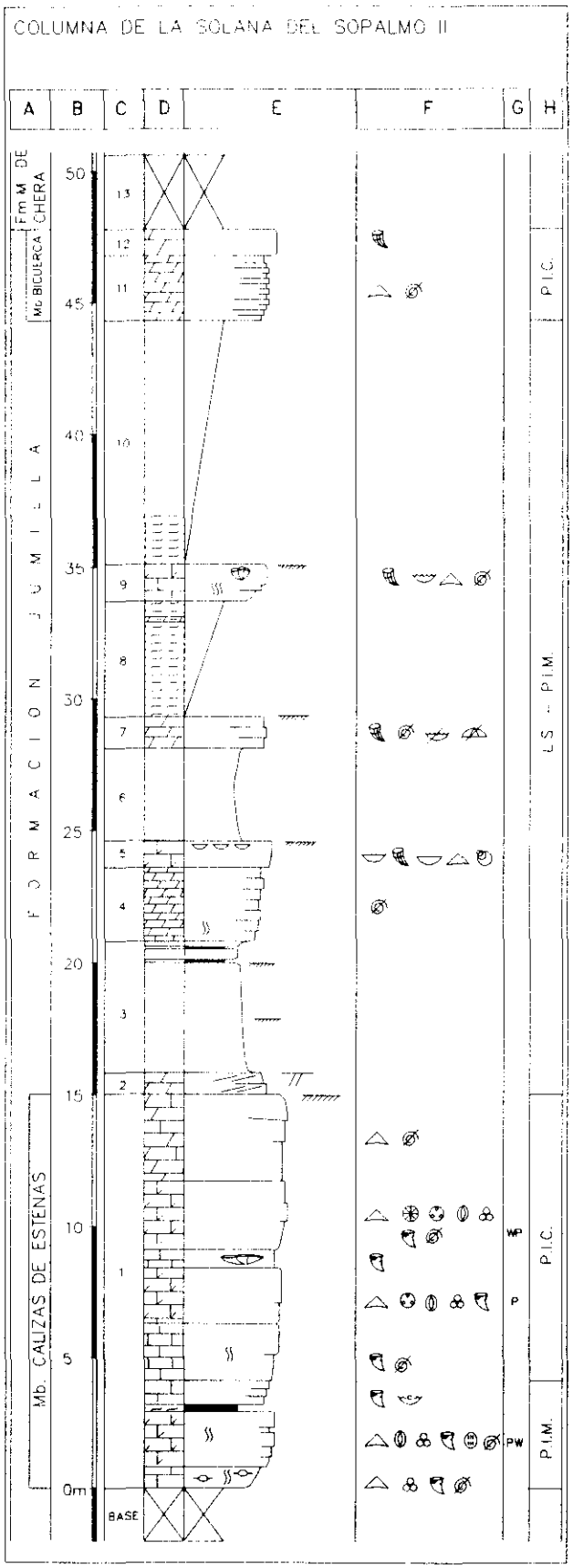
3,1m : Dolomías masivas de carácter calcarenítico en las que se reconocen abundantes fantasmas de orbitolínidos y otros bioclastos. Sobre este tramo se encuentra una costra ferruginosa.

2.- 0,8m : Dolomías calcareníticas arenosas (20-30%) y bioclásticas, en pequeños bancos de 0,1m con estratificación cruzada planar.

3.- 5m : Arenas blancas de grano fino, masivas, que presentan costras ferruginosas intercaladas, así como pasadas lutíticas hacia techo.

4.- 2,8m : Dolomías arenosas (porcent. terrígenos: 20-30%), beiges a ocres, estratificadas en bancos masivos de 0,4m. Se reconocen bioclastos y, en la base, señales de bioturbación.

5.- 1m : Banco de dolomía ocre con abundantes ostreidos. También hay radiolítidos, otros pelecípodos, orbitolínidos y gasterópodos turritelados. A techo hay una costra ferruginosa.



6.- 3,5m : Arenas blancas de grano medio a fino y homométricas. Hacia techo presentan una mayor proporción de carbonato y adquieren colores beiges.

7.- 1,2m : Dolomías arenosas, ocres, estratificadas en bancos de 0,4m que presentan fantasmas de radiolítidos y otros restos fósiles. A techo hay una costra ferruginosa.

8.- 4,4m : Tramo semicubierto. Afloran margas beiges con algunas pasadas más competentes de dolomías arcillosas ocres.

9.- 1,4m : Calizas dolomíticas ocres, estratificadas en bancos decimétricos masivos. Los bancos basales presentan fuerte bioturbación y son algo limosos, mientras que el resto (y especialmente hacia techo), presentan colonias de radiolítidos. También se reconocen ostreidos. Sobre el tramo aparece una costra ferruginosa.

10.- 9,2m : Tramo muy cubierto. Afloran arenas blancas excepto en la base, donde aparecen niveles de dolomías arcillosas ocres y margas.

11.- 2,5m : Dolomías grises estratificadas en niveles de 0,2m, masivos. Se reconocen fantasmas de orbitolinas y otros restos fósiles.

12.- 1m : Dolomía gris masiva con abundantes fantasmas de radiolítidos.

13.- 2,8m : Tramo cubierto.

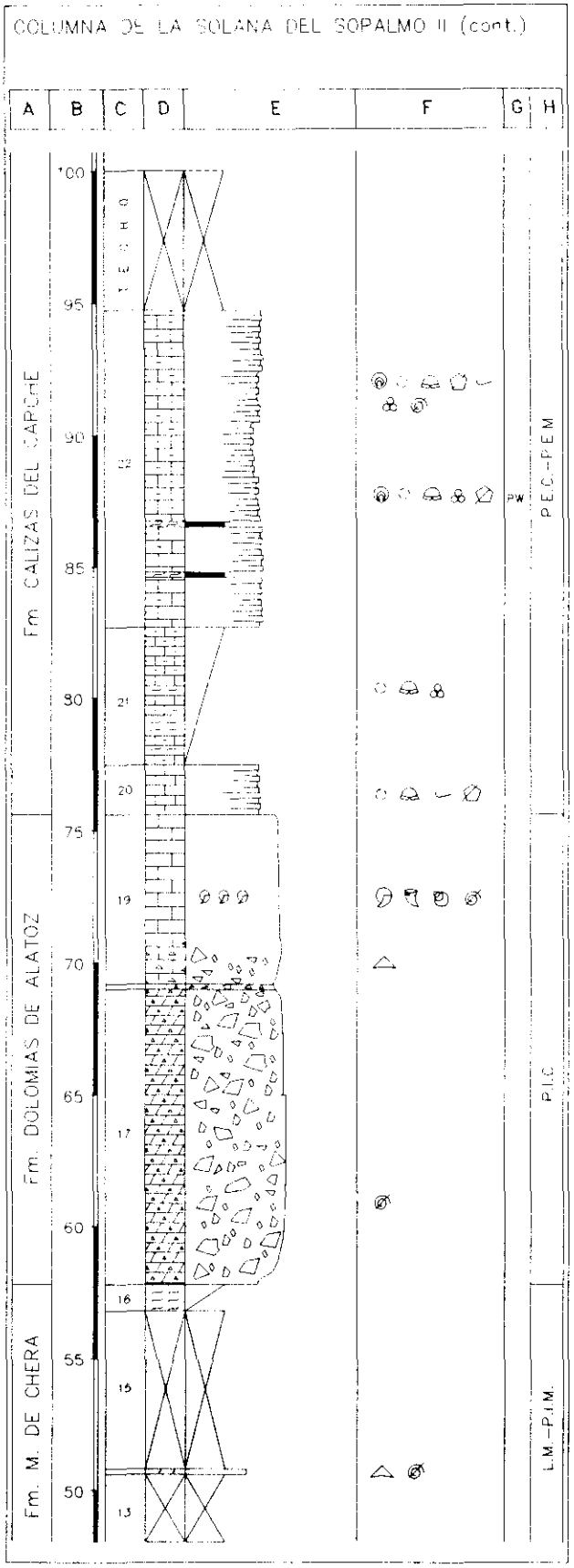
14.- 0,2m : Dolomía limoso-arenosa (porcent. terrígeno: 30%) con fantasmas de orbitolínidos.

15.- 6m : Tramo cubierto.

16.- 1m : Tramo semicubierto en el que afloran arcillas dolomíticas grises o blancas y algunas pasadas de dolomías limosas ocres.

17.- 11,2m : Tramo muy masivo de brechas dolomíticas heterométricas (cantos de 2mm a 30cm de diámetro, en general angulosos, pero que pueden estar levemente redondeados). En algunos cantos se aprecia microporosidad móldica de origen bioclástico.

18.- 0,1m : Nivel de brecha dolomítica con los cantos levemente redondeados. En algunos puntos la brecha



está bastante ferruginizada. Este nivel es muy irregular y desaparece lateralmente.

19.- 8,4m : Calizas parcialmente dolomitizadas, masivas y brechificadas en algunos puntos, que presentan acumulación de rudistas (caprínidos y radiolítidos), así como gasterópodos y otros restos fósiles. Además, en niveles próximos a la base se reconocen abundantes orbitolínidos.

20.- 2m : Calizas algo limosas, estratificadas en pequeños bancos (0,1-0,2m). Tienen textura calcarenítica muy fina (*packstone*), en las que destaca la presencia de foraminíferos planctónicos, ostrácodos, restos de equinodermos, calcisferas y foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

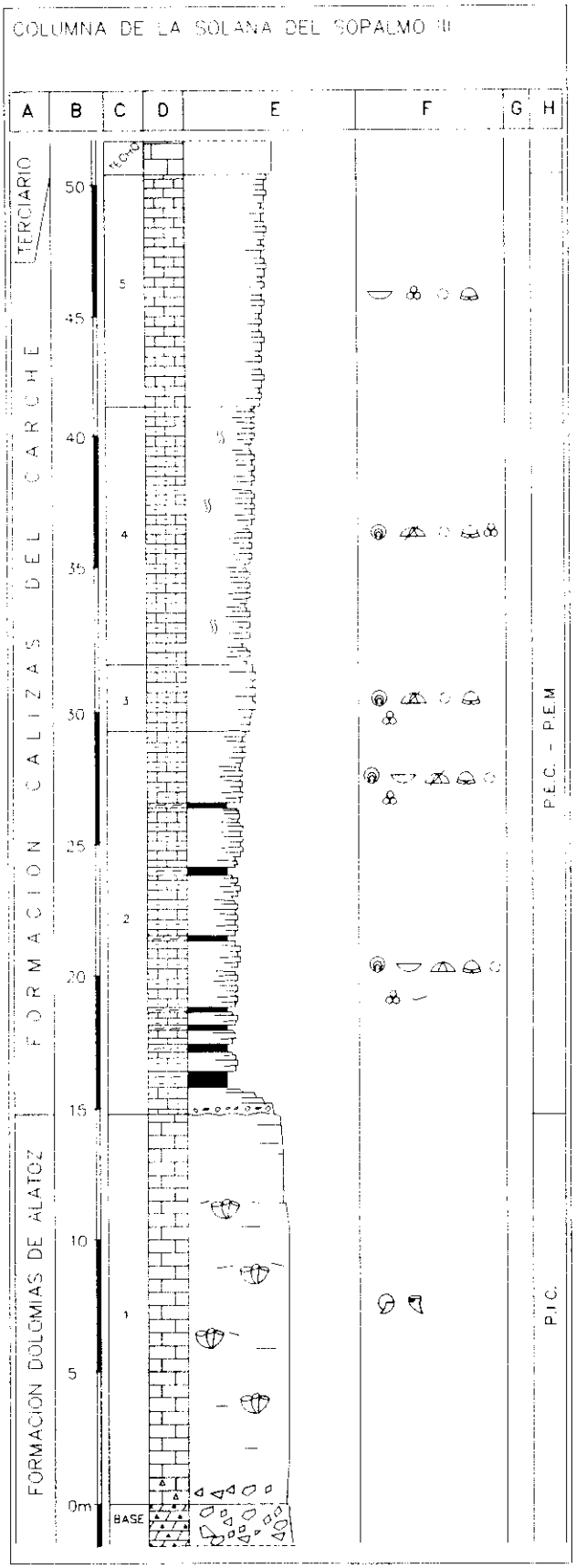
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
cf. *G.(Rosita) fornicata* (PLUMM.)
cf. *G. (Globotruncana) lapparenti* BROTZEN
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB.)
Heterohelix sp.
Hedbergella sp.

21.- 5,2m : Tramo semicubierto. Afloran margas y calizas limosas finamente tableadas, que presentan abundantes foraminíferos planctónicos y calcisferas.

22.- 12m : Calizas escasamente limosas finamente tableadas en niveles de 0,2m con intercalaciones margosas que disminuyen hacia techo. Se encuentra glauconita. Entre el contenidos fosilífero destaca la presencia de inocerámidos, restos de equinodermos, calcisferas, foraminíferos planctónicos, escasos foraminíferos bentónicos y ostrácodos.

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Lenticulina sp.
Minouxia sp.
Hedbergella sp.
Globotruncana sp.
Heterohelix sp.
Gavelinella sp.

Techo.- Tramo cubierto.



54. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO III

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **812,7**
Y= **428,4**
Techo: X= **812,8**
Y= **428,6**

Base.- Tramo cubierto.

1.- 3,8m : Dolomías grises competentes, estratificadas en niveles de 0,6m masivos. Se reconocen gran cantidad de fantasmas de bioclastos, entre ellos fragmentos de rudistas y orbitolinas. La textura original era calcarenítica.

2.- 2,4m : Dolomías finamente estratificadas en niveles de 0,1-0,2m de potencia. Presentan abundante bioturbación. En la base se reconoce un banco de arcillas dolomíticas.

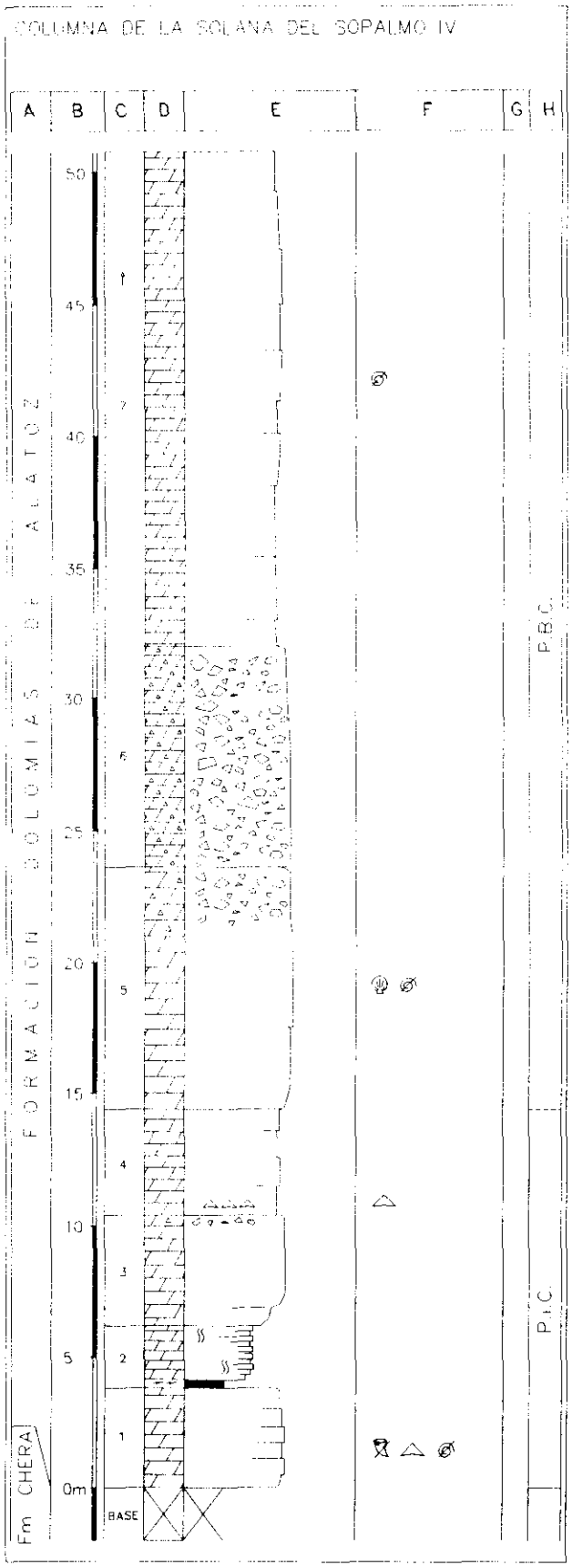
3.- 4,2m : Tramo formado por dolomías grises, muy masivas. Presentan una brechificación parcial en los últimos metros.

4.- 4m : Dolomías bastante masivas (se reconoce una estratificación muy difuminada en niveles gruesos) en las se encuentran acumulaciones de orbitolínidos (fantasmas). La textura de la caliza original era calcarenítica.

5.- 9,2m : Dolomías masivas, grises, con abundantes fantasmas de bioclastos. Están fuertemente brechificadas hacia techo. Se reconocen pectínidos y fantasmas de otros bioclastos.

6.- 8,4m : Brechas dolomíticas muy masivas. Son heterométricas (el tamaño de los cantos oscila entre milimétrico y decimétrico). Por otro lado, los cantos son dominantemente angulosos aunque puntualmente se encuentran algunos levemente redondeados. El techo de este tramo constituye una superficie bastante neta.

7.- 26m : Dolomías grises masivas o mal estratificadas en niveles decimétricos a métricos. Son meso a macrocristalinas. Se reconocen escasos fantasmas de bioclastos.



Techo.- Contacto por falla que repite parte de la serie descrita.

55. COLUMNA DE LA SOLANA DEL SOPALMO IV

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **812,9**
Y= **428,7**
Techo: X= **813,2**
Y= **428,8**

Base.- >15m : Dolomías grises, masivas, parcial o totalmente brechificadas.

1.- 14,8m : Tramo de calizas blancas, muy recristalizadas, masivas y parcialmente brechificadas en la base. Presentan acumulaciones biostrómicas de rudistas (fundamentalmente caprínidos de pequeño tamaño y posibles radiolítidos). Hacia techo están mejor estratificadas.

2.- 14,5m : Tramo constituido por la alternancia de niveles de 0,1-0,3m de margas de tonos cremas y calizas margosas más competentes. En algunas muestras se reconoce glauconita. Se encuentran abundantes inocerámidos, otros pelecípodos, placas y radiolas de equínidos, foraminíferos planctónicos, escasos bentónicos, ostrácodos y calcisferas. La base constituye un nivel de brechas con cantos de caliza. En los niveles basales se han determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Heterohelix sp.
G. (Rosita) fornicata (PLUMM.)
G. (Globotruncana) lapparenti BROTZ.
G. (Globotruncanita) cf. *elevata* (BROTZ.)

A tres metros de la base, en un nivel margoso, se ha recogido la siguiente asociación:

G. (Globotruncana) ventricosa WHITE
G. (Globotruncana) bulloides VOGLER
Hedbergella sp.
Lenticulina sp.
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB.)

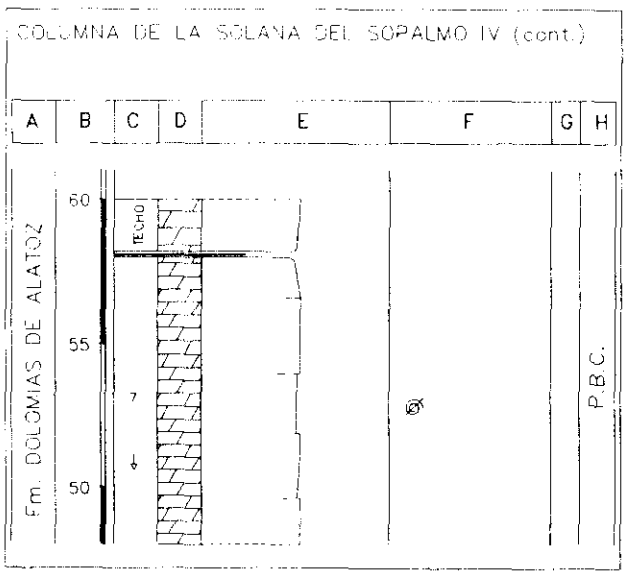
Lituola taylorensi CUSHM. y WATERS
Gaudryina rugosa D'ORB.
Verneuilina limbata CUSHM.
Arenobulimina cf. *d'orbignyi* (REUSS)
Clavulinoides aspera (CUSHM.)
Gavelinopsis voltzianus (D'ORB.)
Cibicides cf. *excavata* BROTZ.
Triplasia cf. *acutocarinata* ALEX. y SMITH
Dorothia cf. *retyse* (CUSHM.)

A ocho metros por encima de la base, se han identificado:

G. (Globotruncanita) cf. *stuartiformis* DALBIEZ
G. (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Heterohelix sp.
Lenticulina sp.
Minouxia sp.
Hedbergella sp.
Gavelinella sp.

3.- 2,5m : Calizas limoso-arcillosas. Son blancas y están estratificadas en bancos de 0.3m masivos. Son fundamentalmente biomicritas con textura calcarenítica muy fina, en las que se aprecia glauconita. Se reconocen algunos niveles margosos intercalados. Entre el contenido fosilífero destacan los inocerámidos (muy abundantes), los restos de equínidos, los foraminíferos planctónicos, los bentónicos y las calcisferas. Se han determinado:

Lituola taylorensi CUSHM. y WATERS
Spiroplectammina laevis cretosa CUSHM.



Marssonella trochus D'ORB.
Gavelinopsis voltzianus (D'ORB.)
Globorotalites michelinianus D'ORB.
Gavelinella montelerensis (MARIE)
Gavelinella aff. *clementiana* (D'ORB.)
Stensiöina pommerana BROTZ.
Tritaxia tricarinata REUSS
Arenobulimina d'orbignyi (REUSS)
Gyraidinoides nitida (REUSS)
Gaudryina rugosa D'ORB.
Lenticulina sp.
Pulvinulinella texana CUSHM.
G. (Rosita) fornicata (PLUMM.)
G. (Globotruncana) bulloides VOGLER
G. (Globotruncana) arca (CUSHM.)
G. (Globotruncana) ventricosa WHITE
G. (Globotruncana) insignis GANDOLFI
G. (Globotruncana) linneiana (D'ORB.)
G. (Globotruncana) cf. *orientalis* EL NAGGAR
G. (Globotruncana) cf. *rosetta* (CARSEY)
G. (Globotruncanita) stuartiformis DALBIEZ
Archaeoglobigerina sp.
Rugoglobigerina cf. *rugosa* (PLUMMER)
Heterohelix cf. *globulosa* (EHRENBERG)
Heterohelix pseudolessera (CUSHM.)
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)

4.- 9,8m : Calizas margosas finamente tableadas con algunas intercalaciones margosas, que tienen tonos cremas. Son abundantes los inocerámidos, los foraminíferos planctónicos, las calcisferas y las placas de equínidos. Presentan tubos de bioturbación. Se han determinado:

Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
cf. *G. (Globotruncanita) stuarti* (DE LAPP.)
cf. *G. (Globotruncana) falsostuarti* SIGAL

5.- 8,8m : Calizas poco limosas, estratificadas en niveles de 0.1-0.2m. En ellas se encuentran pequeños pelecípodos de concha fina, abundantes calcisferas, numerosos foraminíferos planctónicos y algunos foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

G. (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
Stomiosphaera sphaerica (KAUFM.)
Globotruncana sp.
Rugoglobigerina sp.
Marssonella sp.

Techo.- Calizas blancas, muy masivas, recristalizadas, ligeramente discordantes, atribuidas al Terciario.

56. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **870 PINOSO**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820,7**
Y= **430,1**
Techo: X= **820,8**
Y=**429,8**

Base.- >2m : *Tramo de calizas. Son biomicritas packstone* que presentan abundantes rudistas cónicos constituyendo pequeñas colonias. Este tramo constituye el techo de la Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sácaras (Albiense superior *p.p.*).

1.- 0,8m : Tramo de lutitas de tonos verdes a grises oscuros.

2.- 1m : Arenas parcialmente consolidadas de grano fino que presentan abundantes granos de mica. Tienen estratificación cruzada de gran escala. A favor de ella misma se sitúan, próximos a la base, numerosos cantos blandos procedentes de la erosión del techo del tramo precedente. Se han encontrado restos vegetales.

3.- 0,2m : Nivel constituido por una alternancia de pequeños niveles de lutitas y de arenas de grano fino, en los que se aprecia laminación de *ripples*. Presentan estratificación lenticular y *wavy*.

4.- 0,5m : Paquete de arenas de grano fino a medio, que presentan alta proporción de granos micáceos. Tienen estratificación cruzada muy tendida, y concentraciones de cantos blandos en la zona próxima a la base.

5.- 0,6m : Calizas arenosas de textura *grainstone*, con abundantes orbitolínidos y otros restos bioclásticos. Presentan en la base un *lag* de removilización.

6.- 0,2m : Dolomías arcillosas.

7.- 0,4m : Tramo constituido por calizas bioclásticas *grainstone*, con cierta proporción de terrígenos. Resaltan las acumulaciones de orbitolínidos.

8.- 0,1m : Pasada margosa.

9.- 0,8m : Calizas arenosas fuertemente recristalizadas, de tonos beiges, estratificadas en niveles de 0,3m aprox., que presentan textura calcarenítica. Se reconocen orbitolínidos y otros bioclastos. Señales de bioturbación moderada.

10.- 0,7m : Paquete calizo con estratificación cruzada de gran escala. En la base se encuentran algunos cantos blandos. Son bioesparitas *grainstone* de grano grueso que presentan escasos terrígenos (5% del total). Entre los bioclastos destacan numerosos orbitolínidos, además de miliólidos, otros foraminíferos y placas y espinas de equínidos.

11.- 0,2m : Margas grises.

12.- 2m : Calizas bioclásticas muy arenosas, con estratificación cruzada de gran escala (bastante difuminada) excepto a techo, donde son masivas. Presentan cantos planos de color blanco (en los que, internamente, se reconoce laminación estromatolítica) alineados a favor de los *foreset*. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de orbitolínidos. Sobre el tramo se encuentra una pequeña superficie ferruginosa.

13.- 1,2m : Lutitas verdes oscuras, masivas.

14.- 0,5m : Calizas margosas blancas, seminodulares.

15.- 0,5m : Cuerpo calizo con morfología lenticular, de base erosiva y techo plano. Tiene poca continuidad lateral. Estas calizas están intensamente bioturbadas y parcialmente brechificadas. Se encuentran restos bioclásticos, fundamentalmente de pelecípodos. Sobre el tramo se encuentra una costra ferruginosa.

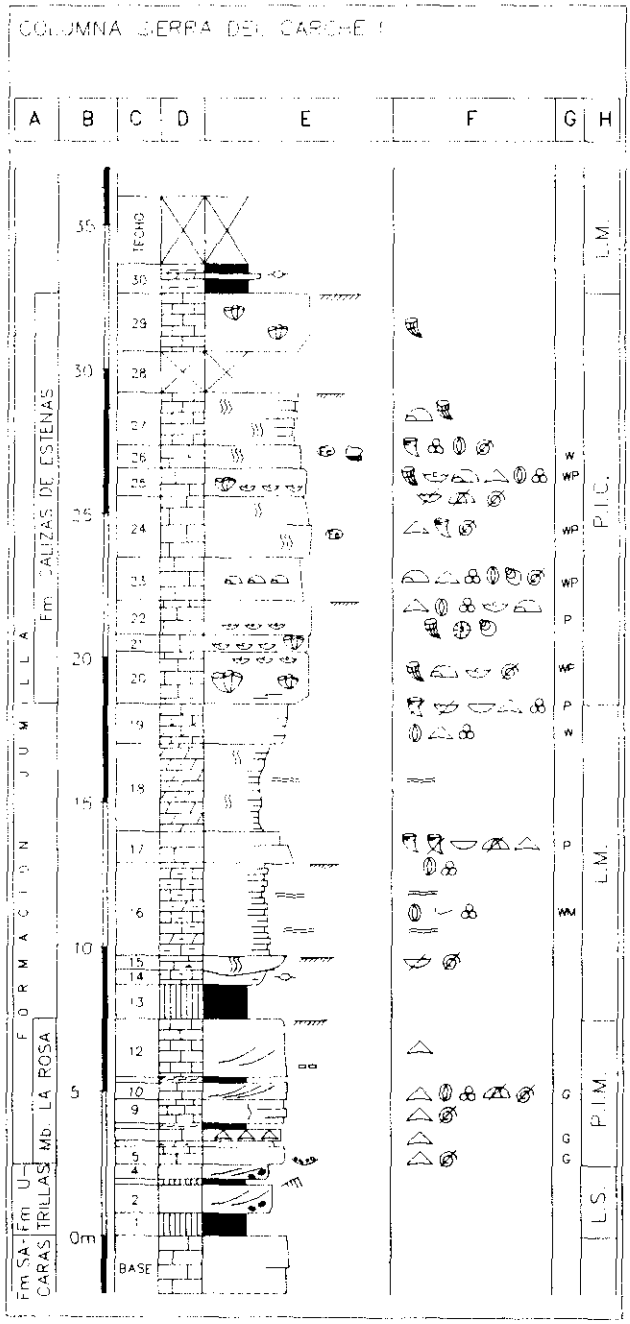
16.- 3,2m : Tramo tableado (bancos de 0,1m) que constituye una alternancia de: (a) dolomías de grano fino con laminación subhorizontal de tipo estromatolítico y (b) biomicritas o micritas *wackestone-mudstone* limoso-arcillosas (<5%) con pequeños miliólidos, ostrácodos y otros foraminíferos bentónicos. Éstas son dominantes en la parte superior del tramo. Sobre el techo se encuentra una superficie ferruginosa.

17.- 1,1m : Tramo constituido por dos bancos de caliza (más competente que la del tramo inferior). Son biomicritas *packstone* con abundantes rudistas cónicos (enteros o fragmentados), otros pelecípodos, restos de equínidos, orbitolínidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Se identifica:

Cuneolina sp.

18.- 3m : Tramo bastante uniforme de dolomías de grano muy fino, en ocasiones arcilloso limosas, que presentan laminación subhorizontal estromatolítica, y algunas señales de bioturbación.

19.- 1,4m : Tramo de calizas parcialmente dolomitizadas, estratificadas en niveles decimétricos mal definidos. Son biomicritas *wackestone*, con miliólidos, algunos orbitolínidos y otros foraminíferos bentónicos; excepto a techo, donde se hacen más bioclásticas y tienen textura *packstone*, reconociéndose en ellas fragmentos de rudistas, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de ostreidos y otros pelecípodos.



20.- 1,8m : Banco calizo que en la base presenta una pasada laminada muy bioclástica. El resto del tramo esta constituido por una masa biostrómica de rudistas y condrodontos. Entre los primeros dominan los radiolítidos, que pueden constituir pequeñas colonias o *clusters*, pero también se encuentran requiénidos. La matriz es biomicrítica (*packstone-wackestone*), con abundantes orbitolínidos, miliólidos, cuneolinas, otros foraminíferos, fragmentos de rudistas, placas y radiolas de equínidos y otros bioclastos.

21.- 0,6m : Banco de caliza de características similares al infrayacente. Presenta acumulaciones de condrodontos en la base y *clusters* de radiolítidos hacia techo.

22.- 1,2m : Caliza biomicrítica *packstone*, con abundantes orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos, condrodontos (en la base dan acumulaciones), requiénidos, radiolítidos, gasterópodos y pequeños corales solitarios. Presenta intensa bioturbación. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

23.- 1,5m : Banco de caliza masiva, bastante recristalizada y parcialmente dolomitizada. Son biomicritas *wackestone* o *packstone* con bioacumulaciones de requiénidos. También se reconocen orbitolínidos (muy abundantes), lituólidos, miliólidos, otros foraminíferos, gasterópodos y otros bioclastos. Se identifican:

Toucasia sp.
Arenobulimina sp.

24.- 2,1m : Tramo constituido por dos bancos de caliza de un metro de espesor aproximadamente. Son biomicritas *wackestone-packstone*, con abundantes orbitolínidos, rudistas cónicos y otros restos bioclásticos. Presentan muy intensa bioturbación (especialmente el banco inferior). Los rellenos de la misma tienen naturaleza calcarenítica y bioclástica, y presentan, en ocasiones, pequeños nódulos ferruginosos.

25.- 1m : Banco de calizas masivas, constituido por una masa biostrómica de rudistas y condrodontos. Entre los primeros dominan los radiolítidos, que constituyen pequeñas colonias o *clusters*, pero también

se encuentran requiénidos. La matriz es biomicrítica (*packstone-wackestone*), con abundantes orbitolínidos, miliólidos, cuneolinas, otros foraminíferos, fragmentos de rudistas, ostreidos, equínidos y otros bioclastos.

26.- 0,8m : Tramo de caliza fuertemente bioturbada, que presenta algunos nódulos ferruginosos. Son fundamentalmente biopelmicritas *wackestone* (excepto los rellenos de la bioturbación, que son calcareníticos). Se encuentran rudistas cónicos, orbitolinas, cuneolinas, miliólidos, otros foraminíferos y otros bioclastos. Conviene resaltar la existencia de transformaciones diagenéticas tempranas en medios vadosos: microkarstificación incipiente, nodulización, *cracking* (poco importante)...

27.- 1,8m : Tramo de calizas bien estratificadas en niveles de 0,3m, que presentan intensa bioturbación. Son biomicritas con requiénidos y radiolítidos pequeños. A techo del tramo se encuentra una costra ferruginosa.

28.- 1,4m : Tramo cubierto.

29.- 2m : Calizas mal estratificadas en bancos decimétricos. Presentan bioconstrucciones de rudistas cónicos (*radiolítidos*). A techo, el tramo está muy ferruginizado. Sobre él se encuentra una costra ferruginosa bien desarrollada.

30.- 1m : Margas de tonos claros verdosos. Presentan intercalaciones dolomíticas nodulosas, algo más compactas.

Techo : Cubierto.

57. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **870 PINOSO**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **819,5**
Y= **430,1**
Techo: X= **819,8**
Y= **430,0**

Base.- >1m : Tramo bastante cubierto de arenas (algo cementadas por carbonato hacia techo) y margas de tonos verdosos que presentan cierta bioturbación.

1.- 1,3m : Tramo constituido por areniscas dolomíticas de grano medio a grueso (base) a dolomías arenosas (techo), muy bioclásticas. Entre los restos orgánicos destaca la presencia de restos de ostreidos, rudistas, abundantes orbitolínidos, gasterópodos y algunos restos vegetales. En la parte superior del tramo se encuentra un nivel de pequeñas bioconstrucciones de rudistas cónicos también pequeños (radiolítidos?). Sobre él se desarrolla una costra ferruginosa. Se han determinado:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Sabaudia sp.

2.- 0,9m : Banco de calizas algo limosas (<5%) constituido esencialmente por bioconstrucciones de radiolítidos. También se reconocen orbitolínidos y ostreidos. La textura dominante es *bafflestone*.

3.- 0,1m : Nivel de margas ocres con acumulación de ostreidos en su base. También se reconocen orbitolínidos.

4.- 0,8m : Caliza masiva algo arenosa. Son biomicritas *packstone - wackestone* con radiolítidos (que constituyen pequeñas colonias), otros pelecípodos, orbitolínidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. La proporción de terrígenos disminuye hacia techo.

5.- 1,4m : Tramo calizo seminodular en la base. Son esencialmente biomicritas *wackestone* algo limosas - arenosas (porcent. terrígenos: 5-10%), que presentan intensa bioturbación (máxima en la base y el techo). Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de pequeños corales solitarios, requiénidos, rudistas cónicos, orbitolínidos y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Everticyclammina sp.
Simplorbitolina conulus SCHROEDER

6.- 1m : Calizas calcareníticas (*grainstone - packstone*) bastante arenosas (porcent. terrígenos: >20%; de grano fino) y bioclásticas. Se reconocen abundantes fragmentos de ostreidos, otros moluscos y orbitolínidos. A techo se encuentra un nivel de acumulación de ostreidos.

7.- 0,8m : Banco de calizas arenosas. Está constituido por una bioacumulación de ostreidos, que aparecen en posición de vida. De modo subordinado se encuentran algunos rudistas cónicos de pequeño tamaño. A techo se encuentra una costra ferruginosa poco desarrollada.

8.- 0,9m : Tramo calizo bastante arenoso (grano fino). La textura es calcarenítica, encontrándose abundantes restos de ostreidos, rudistas, orbitolínidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos y bioclastos. Es característica la bioturbación, muy intensa. A techo, donde la textura es más micrítica, se aprecian pequeñas colonias de rudistas cónicos, Sobre el tramo existe una costra ferruginosa.

9.- 2m : Tramo de arenas de grano medio a fino, bastante micáceas, de color beige verdoso, masivas, cementadas por carbonato hacia techo, donde tienen color ocre.

10.- 0,6m : Banco calcarenítico de morfología ligeramente lenticular, que presenta estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos (posiblemente de tipo *herring bone*). Son oobioesparitas *grainstone*, con proporciones importantes de arena (granos de cuarzo de tamaño medio a fino). Entre los bioclastos se reconocen fragmentos de rudistas y otros pelecípodos, restos de colonias de briozoos, espículas y placas de equínidos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos.

11.- 1,2m : Tramo constituido por margas grises muy arenosas en la base, que pasan a arenas blancas de grano fino con estratificación cruzada planar de bajo ángulo hacia techo. El tránsito entre unas y otras es gradual y son frecuentes las estratificaciones de tipo *flaser* así como los cantos blandos lutíticos incorporados en los niveles arenosos. Se encuentran algunos restos vegetales. Sobre el techo se encuentra una costra ferruginosa poco desarrollada.

12.- 1m : Caliza parcialmente dolomitizada y bastante ferruginizada, con estratificación cruzada planar de gran escala. Son biomicritas *packstone* con abundantes orbitolínidos. También se encuentran miliólidos, otros foraminíferos bentónicos y fragmentos de ostreidos y otra macrofauna. Se han determinado:

Orbitolinopsis sp.
Simplorbitolina conulus SCHROEDER

13.- 0,2m : Arcillas dolomíticas ocres, masivas.

14.- 2,1m : Cuerpo lenticular calizo (la potencia dada es la máxima), constituido por biomicritas *packstone* (a *grainstone*) con abundantes orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y fragmentos de briozoos, corales, rudistas, equínidos, gasterópodos y otra macrofauna. A techo, se reconoce un nivel también lenticular y de aspecto seminodular que tapiza al anterior y que constituye una bioconstrucción de corales solitarios. Entre el contenido fosilífero se han determinado:

Bacinella irregularis RADOICIC
Cuneolina sp.
Orbitolina (Mesorbitolina) texana (ROEMER)
Simplorbitolina conulus SCHROEDER

15.- 0,7m : Cuerpo de potencia muy variable, condicionada por la morfología fuertemente lenticular del tramo precedente. Está constituido esencialmente por calizas biomicríticas *wackestone* a *packstone*, escasamente limoso - arenosas (porcent. terrígeno: <5%), que presentan bioturbación importante y estratificación nodular. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de miliólidos, nezzazátidos, textuláridos, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos y dasicladáceas. Se ha determinado:

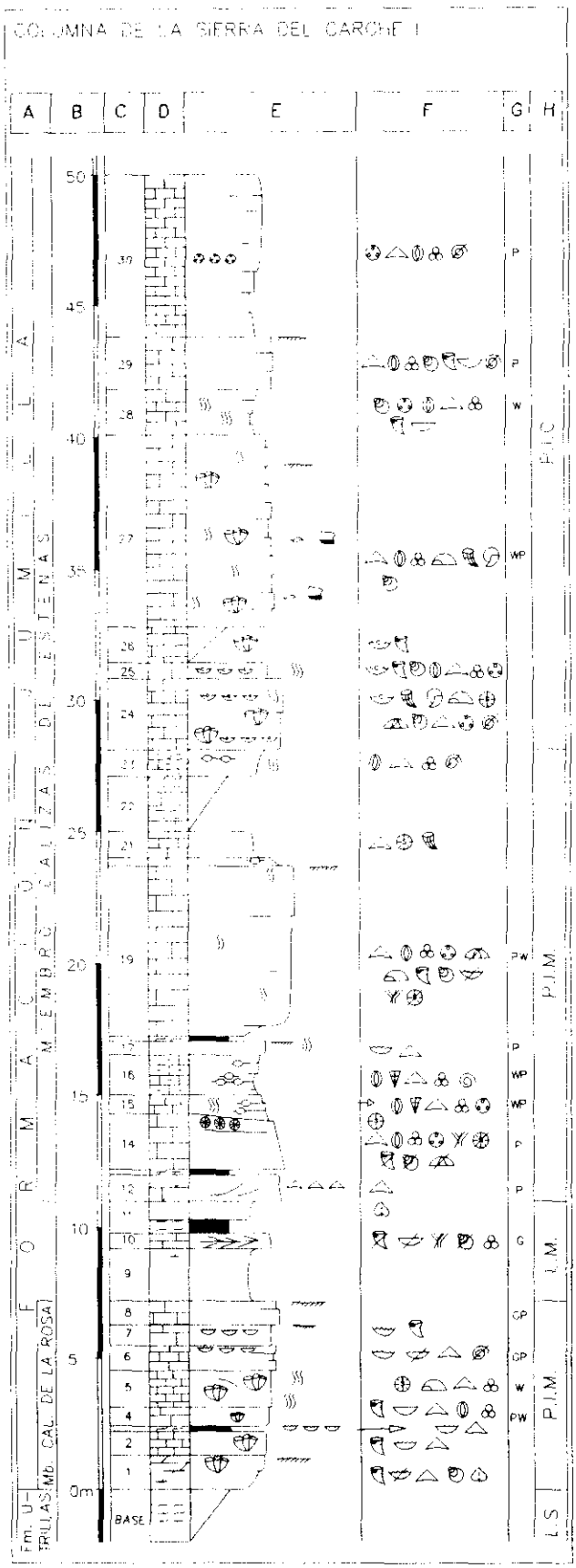
Orbitolina (Mesorbitolina) texana (ROEMER)
Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Glomospira sp.

16.- 1,5m : Calizas limoso arcillosas intensamente bioturbadas, que presentan un aspecto nodular. Son biomicritas *wackestone-packstone* con abundantes orbitolínidos, textuláridos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos, además de restos de macrofauna.

17.- 0,5m : Biomicrita *packstone* con abundantes fragmentos de ostreidos y orbitolínidos. Presenta bioturbación importante a techo, donde se encuentra también una costra ferruginosa.

18.- 0,2m : Nivel de margas.

19.- 6,5m : Tramo competente de calizas bastante masivas (se reconoce estratificación difusa en bancos gruesos). Son esencialmente biomicritas *packstone* (a *wackestone*) arenosas (porcent. terrígenos: 15-30%, disminuyendo la proporción de base hacia techo) que presentan señales de bioturbación. A techo del tramo se reconoce una costra ferruginosa. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de abundantes orbitolínidos, lituólidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes, placas y espinas de equínidos, requiénidos, rudistas cónicos, gasterópodos y fragmentos de ostreidos, corales y briozoos. Se han determinado:



Neorbitolinopsis conulus (DOUVILLÉ)
Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Cuneolina sp.
Kymalithon sp.
Glomospira sp.

20.- 0,3m : Dolomías limoso arenosas ocres, seminodulares.

21.- 1m : Calizas algo arenosas, ocres, con abundantes restos de corales, orbitolínidos y rudistas (pueden dar acumulaciones lumaquélicas).

22.- 2,1m : Tramo semicubierto. Afloran margas y calizas limosas blancas, beiges o verdosas. El tramo está fuertemente tectonizado.

23.- 1m : Calizas dolomíticas y arcilloso - limosas, seminodulares, fuertemente bioturbadas, en las que se reconocen abundantes miliólidos, orbitolínidos y otros foraminíferos bentónicos y bioclastos.

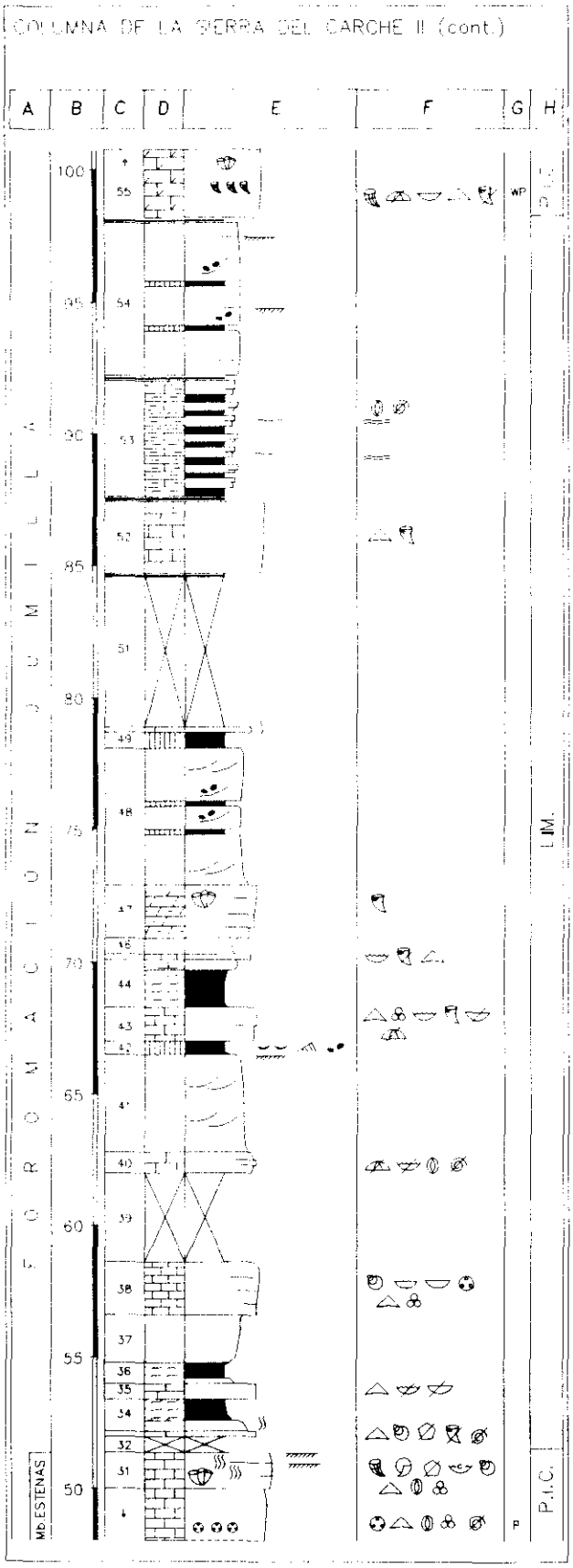
24.- 2,7m : Banco de calizas con acumulación de condrodontos (dominantes en el conjunto del tramo) y rudistas (radiolítidos, requiénidos y caprínidos, pueden llegar a ser dominantes en la base del mismo). También se reconocen corales solitarios, gasterópodos, restos de equinodermos, orbitolínidos, algas verdes y otros bioclastos. A techo del tramo, la bioturbación es muy importante, y los tubos están rellenos de un sedimento posterior de textura calcarenítica. Entre el contenido micropaleontológico se han determinado:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Neorbitolinopsis sp.
cf. *Dictyoconus* sp.
Bacinella irregularis RADOICIC

25.- 0,6m : Banco calizo bien individualizado y de características similares a las del tramo infrayacente, con acumulación de condrodontos y abundantes rudistas y gasterópodos, y que presenta intensa bioturbación, con relleno calcarenítico posterior, en el que se reconocen miliólidos, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos y algas verdes. Se ha determinado:

Cuneolina sp.

26.- 1,4m : Tramo semicubierto. Afloran calizas biomicríticas con abundantes rudistas y condrodontos, de características similares a las del tramo infrayacente.



27.- 7,3m : Tramo calizo constituido por bancos gruesos de biomicritas *wackestone* - *packstone* con abundantes miliólidos, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos, requiénidos, radiolítidos (que constituyen pequeñas colonias), escasos caprínidos y gasterópodos. Los rudistas pueden constituir el grueso de muchos de estos bancos. En muchos niveles puede ser importante la bioturbación, frecuentemente rellena por un sedimento posterior de textura calcarenítica. Ocasionalmente y a techo de los mencionados niveles, se encuentran señales de exposición subaérea (fenestral, microkarstificación...) o pequeñas superficies ferruginosas. Entre el contenido micropaleontológico se han determinado:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
cf. *Neorbitolinopsis* sp.
cf. *Dictyoconus* sp.
Quinqueloculina sp.
Glomospira sp.
Arenobulimina sp.

28.- 1,7m : Tramo constituido por bancos de caliza decimétricos (0,4m aprox.) que son fundamentalmente biomicritas *wackestone*, escasamente limosas (>2%) con abundantes gasterópodos, algas verdes, miliólidos, orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos, escasos rudistas y otros pelecípodos. Están fuertemente bioturbadas. Entre el contenido micropaleontológico se han determinado:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Gavelinella sp.
Quinqueloculina sp.
Glomospira sp.
Arenobulimina sp.
Moesiloculina angulare (NEAGU)
Hensonina lenticularis (HENSON)
Bacinella irregularis RADOICIC

29.- 2m : Tramo formado por bancos calizos algo más competentes y gruesos que los del tramo infrayacente. Tienen textura calcarenítica y son fundamentalmente biomicritas y biointramicritas *packstone* con abundantes orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, gasterópodos, rudistas, otros pelecípodos y bioclastos. El techo de este tramo aparece fuertemente ferruginizado y está ligeramente karstificado. Se han determinado:

Neoiraquia sp.
Simplorbitolina conulus SCHROEDER

Coskinolinella sp.
Glomospira sp.
Arenobulimina sp.
Cuneolina sp.
Bacinella irregularis RADOICIC
Istriloculina elliptica (IOVCHEVA)

30.- 6,2m : Tramo calizo constituido por bancos decimétricos mal definidos. Son dominantes las biopelmicritas *packstone*. En ellas el rasgo orgánico más característico son las estructuras constituidas por *Bacinella*. Además son muy abundantes los orbitolínidos, miliólidos, nezzazátidos, otros foraminíferos bentónicos y algunos fragmentos de macrofauna. Entre el contenido micropaleontológico se ha determinado la siguiente asociación:

Sabaudia minuta (HOFKER)
Quinqueloculina sp.
Glomospira sp.
Cuneolina sp.
Praechrysalidina sp.
Neoiraquia sp.
Neorbitolinopsis conulus (DOUV.)
Bacinella irregularis RADOICIC
Nezzazata aff. *gyra* (SMOUT)

31.- 1,4m : Tramo calizo de características similares a las del infrayacente. En él toman mayor relevancia los rudistas (radiolítidos esencialmente, aunque también se encuentran caprínidos), cuyas colonias constituyen el grueso del de algunos bancos. También son frecuentes los condrodontos, los restos de equinodermos, los gasterópodos, las orbitolinas, los miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. Todos los bancos presentan intensa bioturbación y los más altos están además muy ferruginizados (y presentan costras ferruginosas en sus techos).

32.- 0,6m : Tramo cubierto.

33.- 0,2m : Nivel calcarenítico bioclástico de color ladrillo que está muy ferruginizado. Entre los bioclastos destaca la presencia de orbitolinas, gasterópodos y fragmentos de rudistas y equinodermos.

34.- 1,2m : Tramo constituido, de base a techo, por:
0,4m : Arenas de tonos beiges a ocres, cementadas por carbonato. Presentan señales de bioturbación.
0,8m : Margas masivas, blancas, bastante arenosas y micáceas.

35.- 0,6m : Banco de caliza muy arenosa, de color ladrillo. Tiene textura calcarenítica y es muy bioclástica. Destaca la presencia de orbitolínidos y fragmentos de ostreidos y otros pelecípodos.

36.- 0,8m : Margas micáceas de color blanco a verdoso, excepto a techo, donde se hacen progresivamente ocres. En la base se diferencia un nivel de 0,1m de arenas de color ocre con abundantes ostreidos.

37.- 1,8m : Arenas de tonos ocres, masivas. Están algo cementadas.

38.- 2m : Calizas arenoso-limosas, de tonos ocres y mal estratificadas en niveles decimétricos. En ellas son abundantes los gasterópodos, ostreidos, otros pelecípodos, algas verdes, orbitolínidos y otros foraminíferos bentónicos. Se ha determinado:

Bacinella irregularis RADOICIC

39.- 3,4m : Tramo cubierto.

40.- 0,8m : Calizas de color ocre, poco arenosas y mal estratificadas en niveles finos que son esencialmente biomicritas con restos de equínidos, fragmentos de ostreidos, miliólidos y otros bioclastos. Están muy recristalizadas.

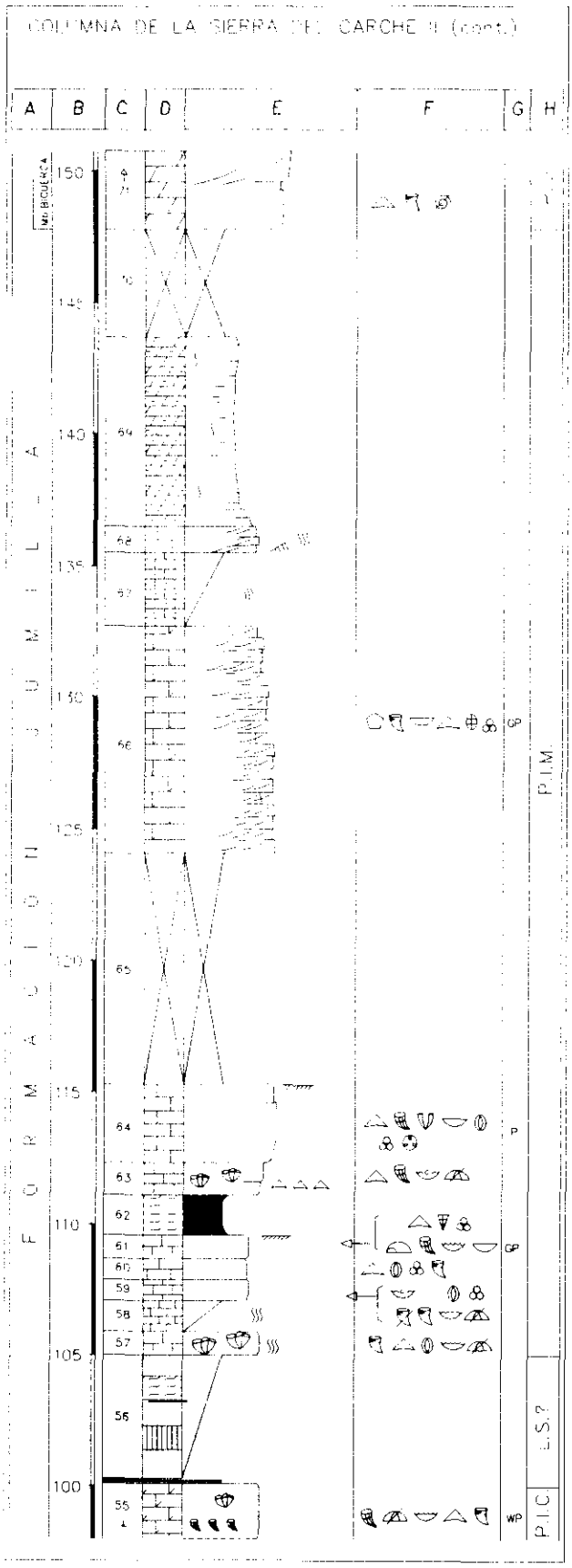
41.- 3,7m : Arenas de grano fino a medio y color blanco que presentan estratificación cruzada de gran escala. A techo se encuentra una costra ferruginosa.

42.- 0,5m : Nivel constituido por una alternancia de pasadas lutíticas y arenosas que reflejan una estratificación de tipo *flaser*. En los niveles arenosos se reconoce laminación de *ripples*, así como algunos cantos blandos redondeados.

43.- 1,3m : Banco de caliza dolomítica muy arenosa (porcent. terrígenos: >30%), de color ocre. La textura era originalmente calcarenítica. Se reconocen orbitolínidos, otros foraminíferos bentónicos, ostreidos, rudistas, fragmentos de otros pelecípodos y restos de equinodermos.

44.- 1,8m : Margas de tonos verdosos que pasan, hacia techo, a areniscas de grano fino cementadas por carbonato.

45.- 0,1m : Caliza arenosa calcarenítica, de color ocre y bioclástica. Se reconocen ostreidos, orbitolínidos y



fragmentos de rudistas.

46.- 0,6m : Arenas (a margas) parcialmente cementadas por carbonato, de grano fino y bastante micáceas. Tienen tonos verdosos.

47.- 2m : Tramo formado por dolomías ocres arcillosas que pasan hacia techo a calizas dolomíticas con pequeñas bioconstrucciones de rudistas.

48.- 5,3m : Tramo fundamentalmente formado por arenas con estratificación cruzada (bastante difuminada) en *sets* de 0,5m. Presentan cantos blandos lutíticos (incorporados en los *foresets*). También se encuentran intercalaciones lutíticas decimétricas.

49.- 0,6m : Nivel de lutitas micáceas de colores grises a verdes, que presentan señales de una fina bioturbación.

50.- 0,2m : Banco de caliza arenosa muy recristalizada, de textura calcarenítica y composición bioclástica. Se reconocen pequeños rudistas cónicos.

51.- 6m : Tramo cubierto (zona fuertemente tectonizada).

52.- 2,7m : Calizas beiges muy masivas y recristalizadas. Presentan textura calcarenítica. Se reconocen orbitolínidos y rudistas cónicos. Se ha determinado:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER

-------- falla --------

53.- 4,5m : Tramo constituido por una alternancia de finos bancos (0,05-0,1m) de margas y calizas margosas. Tienen tonos ocres. En algunos bancos se aprecia laminación de tipo estromatolítico. Hacia techo, en los bancos calizos, se reconocen biopelmicritas *wackestone* con algunos miliólidos y otros bioclastos. Este tramo presenta un contacto mecánico con el suprayacente.

-------- falla --------

54.- 5,9m : Tramo constituido por arenas blancas, bastante micáceas, de grano medio a fino, estratificadas en bancos de potencia decimétrica a métrica que internamente presentan estratificación cruzada difusa de gran escala. Son frecuentes las intercalaciones lutíticas, de poco espesor, y las costras ferruginosas, que separan los bancos de arenas. En las arenas se encuen-

tran abundantes cantos blandos de naturaleza lutítica.

-------- falla --------

55.- 2,7m : Banco de calizas dolomíticas, muy masivas, que están formadas por una acumulación biostrómica de pequeños radiolítidos. También se reconocen restos de equínidos, orbitolínidos y ostreidos.

-------- falla --------

56.- 4,7m : Semicubierto. Afloran arenas beiges, lutitas y margas.

57.- 0,9m : Paquete de calizas. Son biomicríticas que presentan abundantes bioconstrucciones de rudistas, generalmente de pequeño tamaño. Destaca la fuerte bioturbación que presenta el tramo. La porosidad original de la bioturbación fue rellenada por sedimento posterior de naturaleza bioclástica y calcarenítica. Entre el contenido paleontológico destaca, además de los rudistas, la presencia de orbitolínidos, miliólidos, ostreidos y placas y espinas de equínidos. Entre los rudistas se determina:

Polyconites sp.

58.- 1,2m : Tramo semicubierto. Afloran calizas de características similares a las del tramo infrayacente, pero con una bioturbación aún más importante.

59.- 0,8m : Banco calizo de color ocre, constituido por calcarenitas bioclásticas de grano grueso (casi lumaquélicas) y arenosas, en las que destaca la presencia de condrodontos, orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, rudistas (enteros o fragmentados), ostreidos y restos de equinodermos.

60.- 0,8m : Caliza de color blanco, compuesta esencialmente por biomicritas *wackestone* con cierta proporción de terrígenos finos (porcent. terrígenos: <5%). Se encuentran abundantes orbitolínidos, nezzazátidos, miliólidos, textuláridos y rudistas cónicos. Se determina:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Polyconites sp.

61.- 0,9m : Banco de caliza arenosa (>25%) de color beige a ocre. Está bastante recristalizada y parcialmente dolomitizada. Presenta textura calcarenítica (*grainstone* a *packstone*) y su composición es esencialmente bioclástica. El techo del estrato es bastante irregular y está ferruginizado. Entre los fósiles se reconocen requiénidos, radiolítidos, ostreidos, restos de otros pelecípodos, orbitolínidos, textuláridos y otros foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Marinella sp.
Hensonina sp.

62.- 1,5m : Margas grises, masivas.

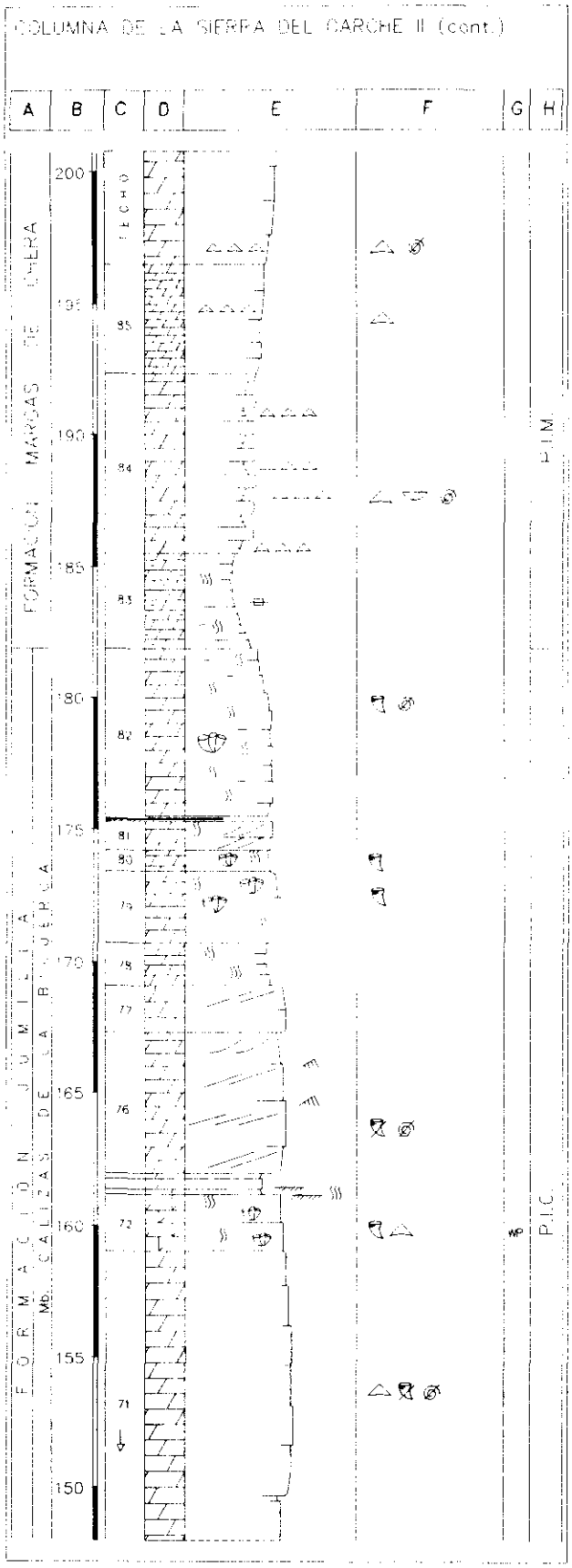
63.- 1,2m : Tramo constituido por dos bancos de calizas levemente arenosas (especialmente en la base) con abundantes radiolítidos, que construyen pequeñas colonias, con forma de ramo. Estas aparecen algo retrabajadas en el banco inferior, donde están bastante rotas. Además se reconocen, condrodontos, orbitolínidos (pueden dar grandes acumulaciones) placas y espinas de equínidos.

64.- 3m : Tramo más masivo y competente que el precedente, constituido por calizas arenosas (la proporción de terrígenos se sitúa en torno al 15% en la parte basal y en torno al 5% en la parte más alta, donde el tamaño de grano es también menor). A techo del tramo se encuentra una costra ferruginosa. Son esencialmente biomicritas *packstone* muy micritizadas y parcialmente dolomitizadas, con abundantes orbitolínidos, ostreidos, rudistas (radiolítidos y monopléuridos tubulados), otros pelecípodos, miliólidos, lituólidos y algas verdes. Se han determinado:

Nezzazata cf. *simplex* OMARA
Rumanoloculina multicostata NEAGU
Simplorbitolina conulus SCHROEDER
Polyconites sp.
Cuneolina sp.
Coptecampylodon sp.

65.- 8,8m : Tramo cubierto.

66.- 8,6m : Tramo constituido por calizas arenosas (proporción de terrígenos: 15%) de carácter calcarenítico, parcialmente dolomitizadas, que presentan estratificación cruzada de gran escala en *sets* decimétricos. El tramo aparece intensamente tectonizado, siendo la potencia dada un espesor mínimo. Entre los bioclastos se reconocen abundantes restos de equinodermos, así como fragmentos de rudistas y otros pelecípodos, orbitolínidos, ataxofrágmidos, textuláridos y otros foraminíferos bentónicos.



67.- 2,8m : Semicubierto. Afloran dolomías arcilloso limosas mal estratificadas en niveles decimétricos. Están intensamente bioturbadas. Hacia techo se hacen menos arcillosas.

68.- 1m : Tramo de calizas parcialmente dolomitizadas y algo arenosas que presentan estratificación cruzada en *sets* decimétricos (0,1-0,2m), así como niveles con laminación de *ripples*. Son esencialmente bioclásticas, y se reconocen abundantes textuláridos, ataxofrágmidos, miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. A techo se observa intensa bioturbación.

69.- 7,2m : Tramo de dolomías arcilloso - limosas (a arcillas dolomíticas) que presentan cierta bioturbación.

70.- 4,1m : Tramo cubierto.

71.- 11,2m : Paquete dolomítico muy competente y bastante masivo (en algunos puntos se aprecia una estratificación muy difuminada en bancos métricos a decimétricos, que internamente presentan estratificación cruzada planar de gran escala). La textura original era calcarenítica y fundamentalmente bioclástica, si bien se aprecian algunos niveles intercalados de textura más micrítica. Entre el contenido fosilífero destaca la presencia de orbitolínidos y fragmentos de rudistas.

72.- 2,2m : Tramo constituido por dos bancos de calizas dolomíticas (a dolomías) de textura original *wackestone - packstone*, en las que se reconocen abundantes fragmentos de rudistas cónicos pequeños (que pueden formar colonias de algunos individuos) así como numerosos orbitolínidos. Las señales de bioturbación son importantes, especialmente en la parte superior del tramo. A techo de éste se encuentra una superficie ferruginosa.

73.- 0,2m : Tramo dolomítico que no da resalte topográfico. Presenta elevada bioturbación, fantasmas de orbitolínidos y una costra ferruginosa a techo.

74.- 0,4m : Banco de dolomía gris masiva, de grano medio.

75.- 0,2m : Tramo dolomítico escasamente limoso, que da un pequeño entrante en el relieve, al igual que el tramo 73. Tiene color ocre.

76.- 5,3m : Tramo de dolomías de carácter calcareníti-co, estratificadas en bancos gruesos que presentan

estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos) y, a techo de algunos de ellos, de pequeña escala. Se observan abundantes fantasmas de bioclastos, entre los que se reconocen fantasmas de fragmentos de rudistas.

77.- 1,8m : Tramo dolomítico de características similares al infrayacente, pero más masivo y competente.

78.- 1,6m : Dolomías estratificadas en niveles de 0,3-0,4m, de grano fino a medio y color ocre, que presentan intensa bioturbación (máxima en el techo).

79.- 2,7m : Tramo dolomítico competente formado por dolomías masivas de grano fino a medio, bioturbadas, que hacia techo presentan bioconstrucciones de rudistas cónicos, muy abundantes.

80.- 0,8m : Banco de dolomía de grano fino que presenta intensa bioturbación. Entre otros bioclastos, se encuentran algunos rudistas cónicos, que constituyen pequeñas colonias de pocos individuos y con forma de ramo.

81.- 1,2m : Dolomías de carácter calcarenítico, que presentan estratificación cruzada de gran escala (*sets* decimétricos). A techo del tramo la bioturbación se hace importante.

------- falla -------

82.- 6,5m : Tramo bastante homogéneo de dolomías ocres de textura gruesa, estratificadas en bancos de 0,4m a 1m de potencia, masivos o con estratificación cruzada difusa. Presentan bioturbación importante. Entre otros fósiles, se encuentran pequeños rudistas, que a veces constituyen colonias de pocos individuos.

83.- 3,6m : Dolomías grises muy recristalizadas, escasamente arcillosas, que presentan un aspecto lajeado, así como señales de bioturbación intensa.

84.- 6,8m : Tramo constituido por una alternancia de niveles arenoso-dolomíticos de color ocre y niveles esencialmente dolomíticos más competentes y masivos. En los primeros se encuentran acumulaciones de orbitolínidos. También se reconocen fragmentos de pelecípodos y otros bioclastos.

85.- 4,2m : Tramo constituido por dolomías limoso arenosas, macrocristalinas, compactas, que contienen abundantes fantasmas de orbitolínidos (que llegan a dar grandes acumulaciones).

Techo.- >15m : Tramo de dolomías arenosas en proporción variable. Son bastante masivas y afloran mal. Presentan fantasmas de orbitolínidos (muy abundantes) y de otros bioclastos.

58. COLUMNA DE LA SIERRA DEL CARCHE III

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **869 JUMILLA**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **820,7**
Y= **430,1**
Techo: X= **820,8**
Y= **429,8**

Base.- >10m : Dolomías y calizas dolomíticas mal estratificadas en niveles decimétricos a métricos mal definidos. Tienen de aspecto masivo. Se reconocen orbitolínidos y abundantes rudistas cónicos, a veces formando pequeñas colonias. La bioturbación puede llegar a ser importante.

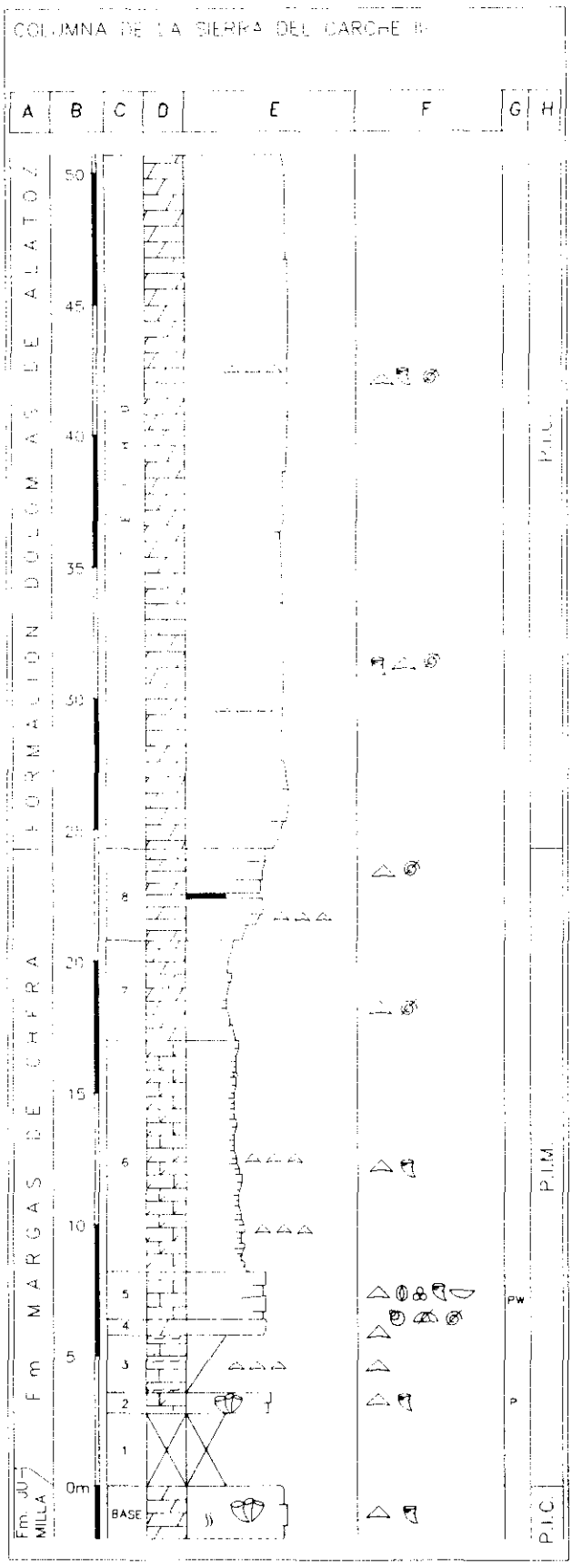
1.- 2,8m : Tramo cubierto.

2.- 0,8m : Paquete de calizas parcialmente dolomitizadas, de color gris, que presentan proporciones variables de terrígenos finos. Son esencialmente biopelmicritas *packstone*, con abundantes orbitolínidos y pequeños rudistas. Estos últimos constituyen colonias de pocos individuos a modo de ramos.

3.- 2,2m : Tramo semicubierto, en el que se aprecia una alternancia de niveles calizo - limosos compactos y niveles margosos deleznables, de tonos beiges. En ambos son muy abundantes los orbitolínidos, que pueden dar acumulaciones.

4.- 0,6m : Banco dolomítico compacto, que presenta abundantes fantasmas de orbitolínidos.

5.- 1,8m : Tramo constituido por calizas arenoso - limosas estratificadas en bancos decimétricos masivos o con estratificación cruzada difusa. La textura es calcarenítica y la composición bioclástica. Entre los restos fósiles se encuentran abundantes orbitolínidos, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, rudistas,



otros pelecípodos (fragmentos), gasterópodos y placas y espinas de equínidos. Se han identificado:

Hensonina lenticularis (HENSON)
Cuneolina sp.

6.- 8,8m : Tramo (bastante cubierto en la base) constituido por calizas limosas parcialmente dolomitizadas y mal estratificadas en niveles de 0,2m poco competentes. Presentan intensa bioturbación y abundantes orbitolínidos, que dan acumulaciones. Además se reconocen escasos rudistas cónicos.

7.- 3,8m : Tramo de dolomías limoso - arcillosas de tonos ocres, deleznables, que dan un entrante topográfico importante. Están muy ferruginizadas y presentan abundantes restos de orbitolínidos, muy mal preservados. Se reconocen además niveles intercalados de composición dolomítica, poco potentes y más compactos.

8.- 3,5m : Dolomías masivas con intercalaciones margosas de tonos ocres. Los orbitolínidos constituyen importantes acumulaciones.

Techo.- >40m : Tramo dolomítico bastante homogéneo, formado por bancos mal definidos de potencia decimétrica a métrica, que presentan un carácter esencialmente calcarenítico. Se reconocen abundantes orbitolínidos, así como rudistas cónicos y otros bioclastos. De muchos niveles es característica la elevada bioturbación.

59. COLUMNA SIERRA DEL CARCHE IV

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 :**870 PINOSO**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **821,6**
Y= **828,6**
Techo: X= **821,8**
Y= **428,4**

Base.- Dolomías masivas meso a macrocristalinas, de tonos grises, en las que se reconocen, en algunos puntos, fantasmas de orbitolínidos, además de otros bioclastos.

1.- 5m : Tramo cubierto.

2.- 3m : Calizas limoso arcillosas, seminodulares, bastante recristalizadas, de tonos cremas.

3.- 0,2m : Pasada de margas cremas con foraminíferos planctónicos y bentónicos. Afloran mal. A partir de levigados se ha obtenido la siguiente asociación de globotruncánidos:

G. (Rosita) fornicata (PLUMM.)
G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)

4.- 4,2m : Calizas limosas, con de características similares a las del tramo 2.

5.- 0,4 : Nivel margoso de tonos cremas a blancos, con foraminíferos planctónicos abundantes (fundamentalmente globotruncánidos, aunque mal conservados). Además se encuentran abundantes restos de equinodermos y fragmentos de conchas de inocerámidos. En los levigados se han obtenido:

G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)
Heterohelix sp.

6.- 1,4m : Calizas limoso - arenosas (10-15%), de tonos cremas claros, con estratificación lajoso - nodular. Son esencialmente biomicritas *packstone - wackestone* bastante finas que presentan gran cantidad de calcisferas y globotruncánidos, entre los que se han determinado:

G. (Globotruncana) calcarata CUSHM.
G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)
G. (Globotruncana) cf. *bulloides* VOGLER
Heterohelix cf. *striata* (EHREMB.)
G. (Rosita) cf. *fornicata* (PLUMM.)
Pseudotextularia sp.

7.- 0,1m : Pasada margosa, de tonos cremas.

8.- 21,8m : Tramo muy homogéneo de calizas limosas seminodulares a lajosas (se distingue un rango mayor de estratificación en niveles de 1,5-2m, pero está muy difuminado). Son *wackestone* muy finos que presentan abundantes señales de bioturbación (grandes tubos) y, puntualmente, nódulos de silex. Entre los restos fósiles se encuentran globotruncánidos, calcisferas, grandes inocerámidos, placas y espinas de equínidos y algunos foraminíferos bentónicos.

9.- 8,4m : Tramo de calizas limosas de características similares a las del tramo infrayacente, del cual están separadas por una pasada centimétrica margosa. Del mismo modo, a techo del tramo se aprecia un incremento en la proporción de arcillas. Entre los restos fósiles encontrados destaca la presencia de inocerámidos (muy abundantes), restos de equinodermos, foraminíferos planctónicos y calcisferas. Se han reconocido:

G. (Globotruncana) falsostuarti SIGAL
G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)
G. (Globotruncana) linneiana (D'ORB.)
G. (Globotruncanita) cf. *conica* (WHITE)
Rugoglobigerina cf. *rugosa* (PLUMM.)
Heterohelix cf. *globulosa* (ERHEMB.)

10.- 1,5m : Tramo constituido por una alternancia de niveles decimétricos de margas grises y calizas margosas y nodulares. Entre los restos fósiles destaca la presencia de inocerámidos y de foraminíferos planctónicos, bentónicos y calcisferas. Se ha determinado la presencia de:

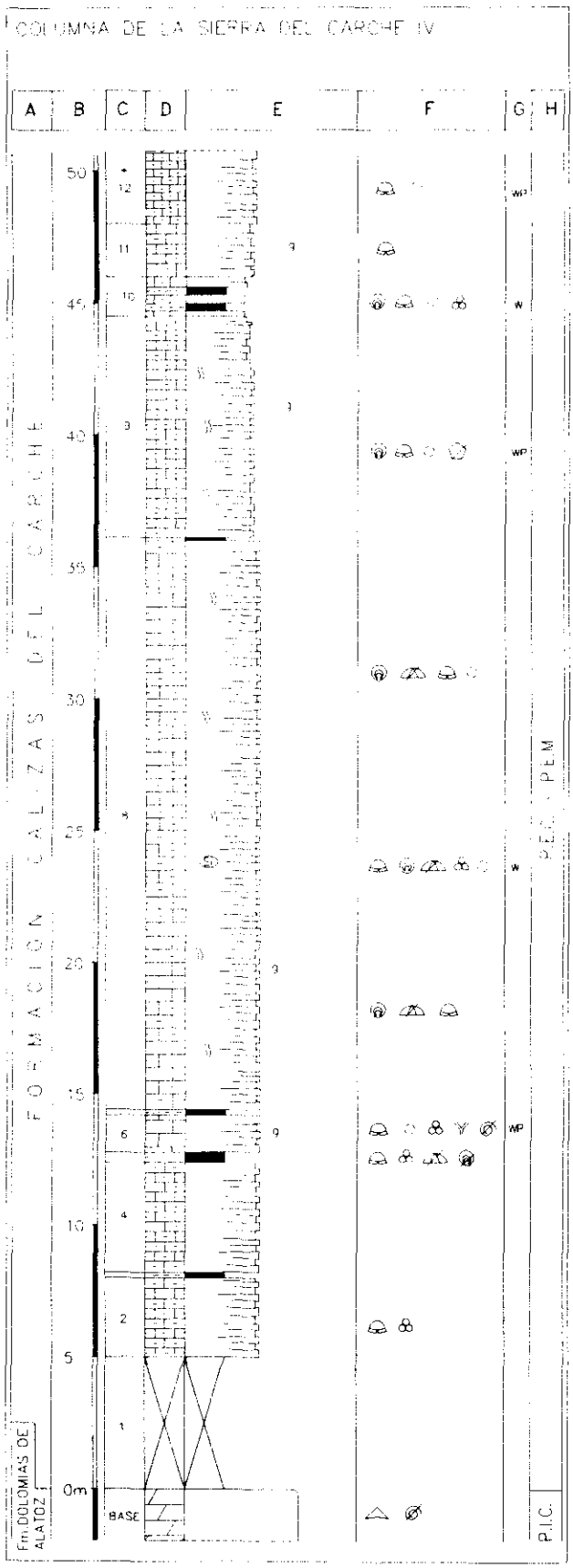
G. (Globotruncana) linneiana (D'ORB.)
G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
G. (Globotruncana) rosetta (CARSEY)
G. (Rosita) cf. *fornicata* (PLUMM.)
G. (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
Heterohelix globulosa (ERHEMB.)

11.- 2m : Calizas margosas (disminuye la proporción de terrígenos hacia techo), en las que se encuentran abundantes foraminíferos planctónicos. Se han determinado:

G. (Globotruncana) cf. *aegyptiaca* NAKKADY
G. (Globotruncana) linneiana (D'ORB.)
G. (Globotruncana) rosetta (CARSEY)
G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)
G. (Globotruncana) cf. *orientalis* EL NAGGAR
Rugoglobigerina cf. *rugosa* (PLUMM.)
Heterohelix globulosa (ERHEMB.)

12.- 4,2m : Calizas limosas de color blanco a crema y estratificación lajoso-nodular. A techo se encuentra una costra ferruginosa de poco desarrollo. Son biomicritas *wackestone - packstone* con foraminíferos planctónicos, algunos bentónicos y abundantes calcisferas. Se han determinado:

G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
G. (Globotruncana) cf. *aegyptiaca* NAKKADY
G. (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)



G. (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
G. (Globotruncana) insignis GANDOLFI
G. (Globotruncana) orientalis EL NAGGAR
G. (Globotruncana) rosetta (CARSEY)
G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)
G. (Globotruncana) cf *mariei* BANNER y BLOW
G. (Rosita) cf. *fornicata* (PLUMM.)
G. (Rosita) patelliformis (GANDOLFI)
G. (Globotruncanella) petaloidea (GANDOLFI)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMM.)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNN.
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Planoglobulina carseyae (PLUMM.)
Heterohelix striata (EHREMB.)

13.- 7m : Calizas poco limosas mal estratificadas en bancos de 0,1m, lajoso - nodulares, que presentan abundantes tubos de bioturbación. Hacia la base se encuentra alguna intercalación centimétrica de margas. Entre los microfósiles destacan los foraminíferos planctónicos y las calcisferas y, en menor proporción, algunos foraminíferos bentónicos. Se han determinado:

G. (Globotruncanita) cf. *conica* (WHITE)
G. (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
cf. *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK)
Heterohelix cf. *globulosa* (EHREMB.)

14.- 2,8m : Calizas margosas, nodulosas e intensamente bioturbadas (tubos de más de 1cm de diámetro). El tramo presenta, a techo, una costra ferruginosa poco desarrollada.

15.- 6,7m : Margas de color verde oscuro, masivas, más carbonáticas y arenosas hacia arriba. El aumento en la proporción de carbonato es progresivo, y los últimos 0,3m del tramo constituyen un nivel de calizas margosas nodulosas. En los niveles margosos destaca la abundancia de foraminíferos planctónicos. También se encuentran algunos bentónicos, calcisferas y escasos radiolarios. Se han determinado:

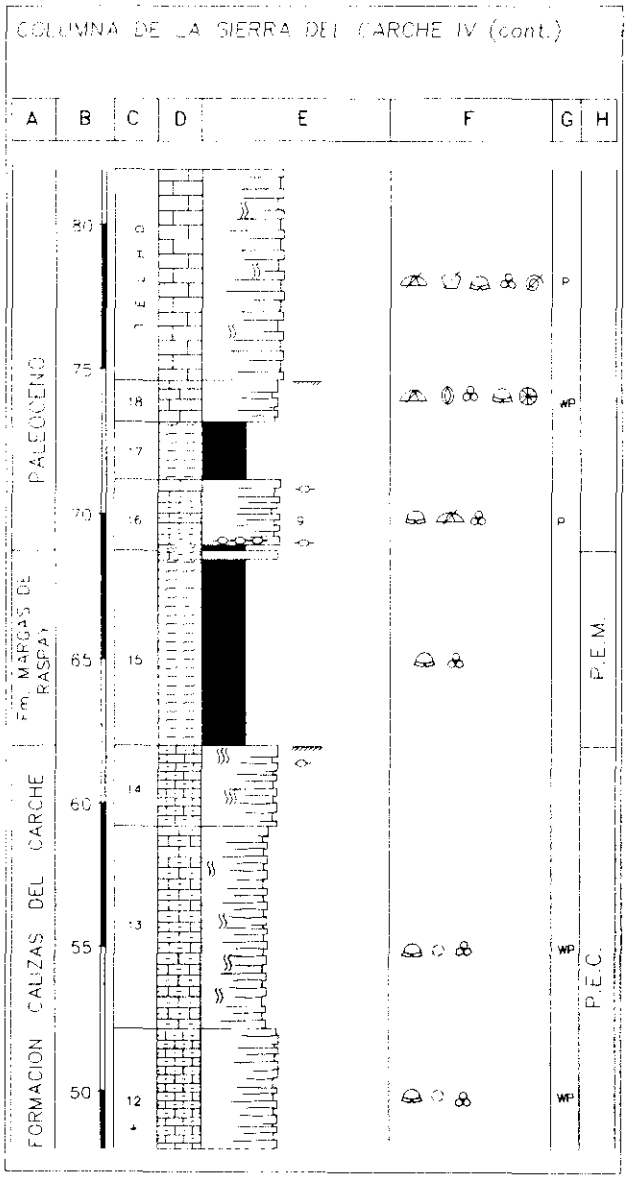
G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
G. (Globotruncana) cf. *aegyptiaca* NAKKADY
G. (Rosita) contusa (CUSHM.)
G. (Gansserina) gansseri (BOLLI)
Rugoglobigerina hexacamerata BRÖNN.
Globotruncanella minuta CARON y GONZ.
Planoglobulina carseyae (PLUMM.)
Heterohelix globulosa (EHREMB.)
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)

16.- 2,5m : Calizas margosas seminodulares, con intercalaciones de margas de tonos claros. Presentan una textura *packstone* muy fina, con abundantes foraminíferos planctónicos, restos de equínidos y escasos foraminíferos bentónicos. Se aprecian pequeños nódulos de glauconita.

17.- 2m : Margas blancas masivas con pasadas centimétricas de calizas margosas.

18.- 1,4m : Calizas limoso - arenosas mal estratificadas en niveles lajoso - nodulares, de tonos grises. Se reconocen equínidos, corales, miliólidos, otros foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos y fragmentos de moluscos. A techo del tramo se encuentra una costra ferruginosa, de poco desarrollo.

Techo.- 7,3m : Calizas arenoso - limosas (porcent. terrígenos: 10-15%) de tonos ocres a beiges, estratificadas en bancos decimétricos (0,1-0,3m), que presentan abundantes tubos de bioturbación. Se reconocen fragmentos de moluscos, placas de equínidos, restos de crinoides y foraminíferos (bentónicos y planctónicos).



60. COLUMNA DE RASPAY I

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **870 PINOSO**

Coordenadas Lambert:

Base: X= **824,6**
Y= **430,0**
Techo: X= **824,5**
Y= **430,0**

Base.- >40m : Dolomías de color gris oscuro, mesocristalinas, fuertemente masivas que presentan fantasmas de rudistas, pectínidos, orbitolínidos y otros fósiles.

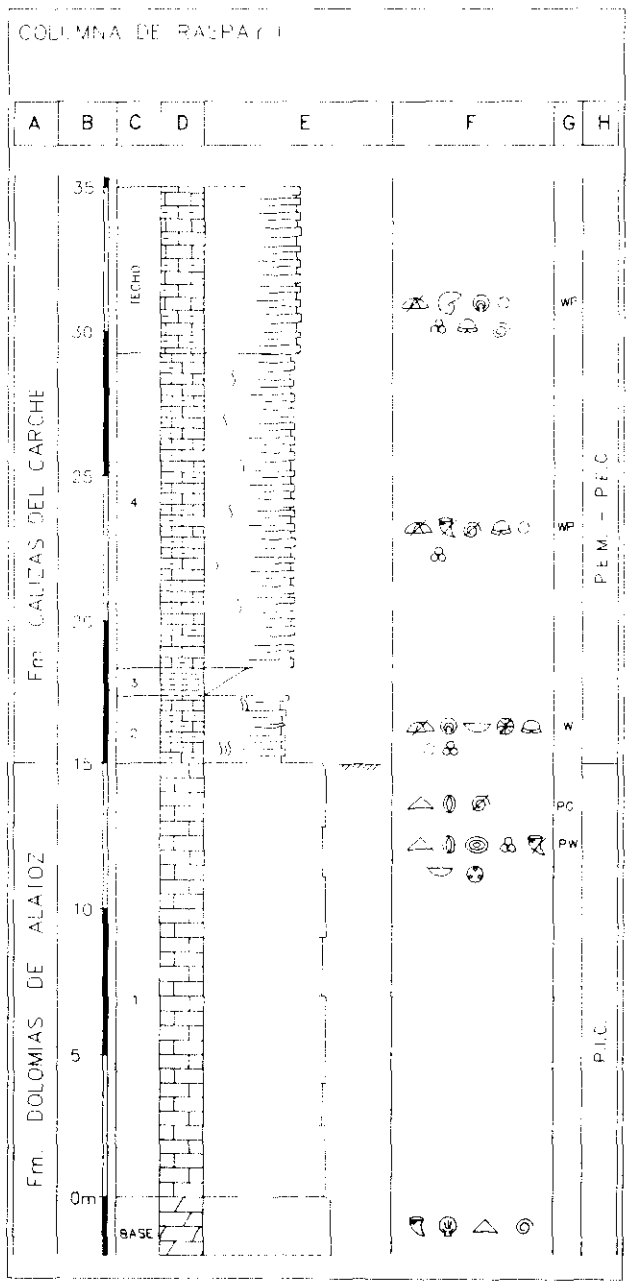
1.- 15m : Calizas blancas muy recristalizadas, meso a microcristalinas, muy masivas, en las que se reconocen, orbitolínidos, miliólidos, alveolínidos, otros foraminíferos bentónicos, algas verdes y fragmentos de rudistas, ostreidos, gasterópodos y otros moluscos. Son *wackestone - packstone* bioclásticos, aunque en los metros finales se reconocen también abundantes intraclastos. Conviene señalar que la potencia de este tramo es muy variable, debido a que el límite con el infrayacente representa un frente irregular de dolomitización. A techo aparece una pequeña costra caliza de origen edáfico (con un espesor centimétrico). En el conjunto del tramo se ha determinado la siguiente asociación paleontológica:

Praealveolina (Simplalveolina) sp aff. *simplex* REICHEL
Orbitolina (Conicorbitolina) conica (D'ARCH.)
Orbitolina (C.) conica var. *turonica* PASIC
Orbitolina (C.) corbarica SCHROEDER

2.- 2,4m : Calizas limosas parcialmente dolomitizadas. Están estratificadas en niveles de 0,2m aprox., nodulosos en la base del tramo. También se aprecian pequeñas intercalaciones margosas. Son biomicritas *packstone-*

wackestone, muy finas. Se han encontrado placas de equínidos, fragmentos de inocerámidos, otros bivalvos, restos de corales solitarios, calcisferas y abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos. Están intensamente bioturbadas (sobre todo los niveles basales). Se ha determinado la siguiente asociación paleontológica:

cf. *G. (Globotruncana) linneiana* (D'ORB.)
G. (Globotruncanita) elevata (BROTZ.)
G. (Rosita) cf. *fornicata* (PLUMM.)
Heterohelix cf. *globulosa* (EHRENBERG)



Heterohelix pseudolessera (CUSHM.)
Lenticulina sp.

3.- 1m : Tramo muy cubierto. Afloran margas blancas masivas.

4.- 10,8m : Tramo constituido por calizas limosas mal estratificadas en bancos de 0,2m de espesor seminodulares a lajosos, y, en menor proporción, por finas intercalaciones margosas (más abundantes en la base). El tramo está intensamente bioturbado. Las calizas son biomicritas limosas *wackestone-packstone* con abundantes restos de equínidos, fragmentos de inocerámidos (e inocerámidos enteros), fragmentos de rudistas, foraminíferos planctónicos y bentónicos y calcisferas. Se han determinado:

Heterohelix sp.
G. (Globotruncana) cf. *linneiana* (D'ORB.)
G. (Globotruncana) cf. *bulloides* VOGLER
G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
G. (Globotruncana) cf. *arca* (CUSHM.)

Techo: Calizas limosas de características similares a las del tramo infrayacente pero más masivas. Esta zona está fuertemente tectonizada. Entre los fósiles, además de los restos de equínidos e inocerámidos, las calcisferas y los foraminíferos planctónicos y bentónicos se encuentran algunos ammonites. En los primeros metros se ha identificado:

cf. *G. (Globotruncanita) calcarata* (BOLLI)
G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
Heterohelix sp.

61. COLUMNA DE RASPAY II

Hoja M.T.N. Escala 1:50.000 : **870 PINOSO**

Coordenadas Lambert:
Base: X= **824,6**
Y= **424,9**
Techo: X= **424,7**
Y= **424,9**

Base.- 20m : Calizas limosas estratificadas en bancos mal definidos de 0,2m de espesor aprox. y con estratificación seminodular. Presentan bioturbación importante. Hacia techo son frecuentes los nódulos de hierro,

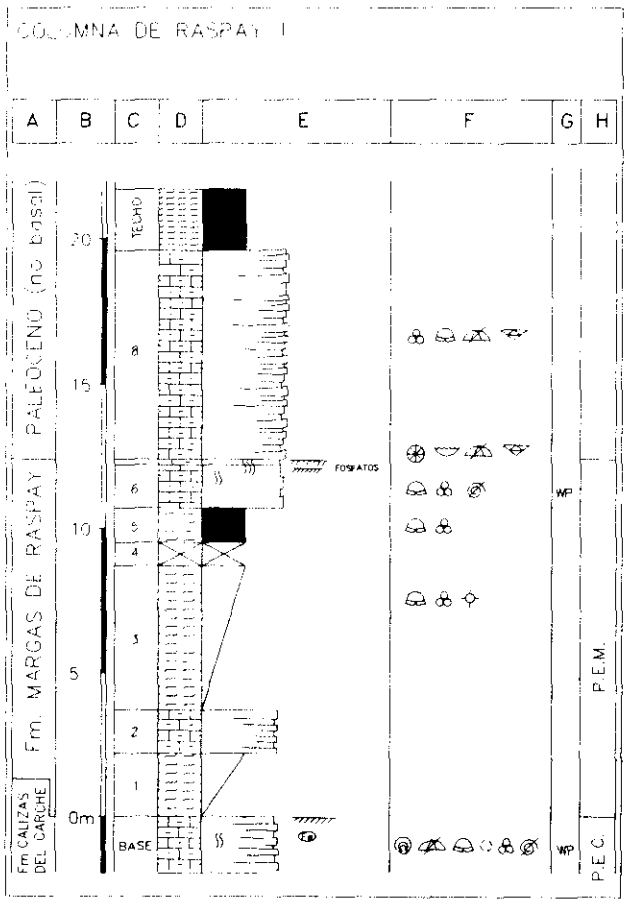
y sobre el tramo aparece una costra ferruginosa. Son biomicritas *wackestone-packstone* con abundantes calcisferas, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, inocerámidos (enteros o fragmentados), placas de equínidos y otros bioclastos. En los niveles próximos a la base se han determinado las siguientes especies:

G. (Globotruncana) cf. *ventricosa* WHITE
G. (Globotruncana) arca (CUSHM.)
Heterohelix sp.

1.- 2,2m : Tramo muy cubierto. Puntualmente afloran margas y calizas arcillosas.

2.- 1,5m : Calizas arcillosas de tonos verdes claros, en niveles de 0,1m, con pasadas margosas.

3.- 5m : Tramo semicubierto. Afloran margas verdes masivas. Presentan abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos y escasos radiolarios. De los levigados se ha obtenido la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos:



Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
G. (Globotruncana) insignis GANDOLFI
G. (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
G. (Globotruncanita) stuarti (DE LAPP.)
G. (Globotruncana) dupeublei (CARON *et al.*)
G. (Rosita) contusa (CUSHM.)
G. (Rosita) cf. *walfischensis* TODD
G. (Globotruncanita) conica (WHITE)

4.- 0,8m : Tramo cubierto.

5.- 1,2m : Margas verdes (a ocres) masivas. La proporción de carbonato de las margas aumenta progresivamente hacia techo. Presentan abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos. Se ha determinado la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos:

Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
G. (Globotruncana) insignis GANDOLFI
G. (Globotruncanita) stuartiformis (DALB.)
G. (Globotruncanita) cf. *stuarti* (DE LAPP.)
G. (Globotruncana) dupeublei (CARON *et al.*)
G. (Rosita) contusa (CUSHM.)
G. (Rosita) cf. *patelliformis* (GANDOLFI)

6.- 1,5m : Calizas arcilloso - limosas en bancos decimétricos mal definidos, seminodulares o masivas. La textura es *wackestone - packstone*. Presentan señales de intensa bioturbación. Sobre el tramo hay una costra ferruginosa bien desarrollada. Son fundamentalmente biomicritas finamente bioclásticas con abundantes foraminíferos planctónicos y algunos bentónicos. Se han determinado:

Pseudotextularia sp.
G. (Globotruncana) cf. *linneiana* (D'ORB.)
G. (Globotruncanita) cf. *stuartiformis* (DALB.)
G. (Globotruncanita) cf. *stuarti* (DE LAPP.)

7.- 0,2m : Nivel de caliza limosa de características similares a las del tramo infrayacente, pero más bioturbada y ferruginizada. A techo presenta una costra de gran desarrollo.

8.- 7,2m : Calizas limosas, blancas, muy compactas y tableadas en bancos de 0,2m con contactos ligeramente ondulados. Corresponden al Paleoceno (no basal).

Techo: > 1,5m : Tramo margoso ocre, masivo.

ANEXO II. LÁMINAS FOTOGRÁFICAS

Lámina I

Aspecto general de la Formación Arenas de Utrillas en las canteras de la zona sur de la Sierra del Picarcho.

Superficie fuertemente ferruginizada que representa la discontinuidad basal de la Secuencia Deposicional I. Está desarrollada sobre un litosoma terrígeno (equivalente lateral de la Formación Lignitos de Escucha) y tiene una edad intra-Albiense superior. En la fotografía pueden apreciarse bloques conglomeráticos correspondientes a la base de la Formación Arenas de Utrillas, que descansa sobre la discontinuidad.



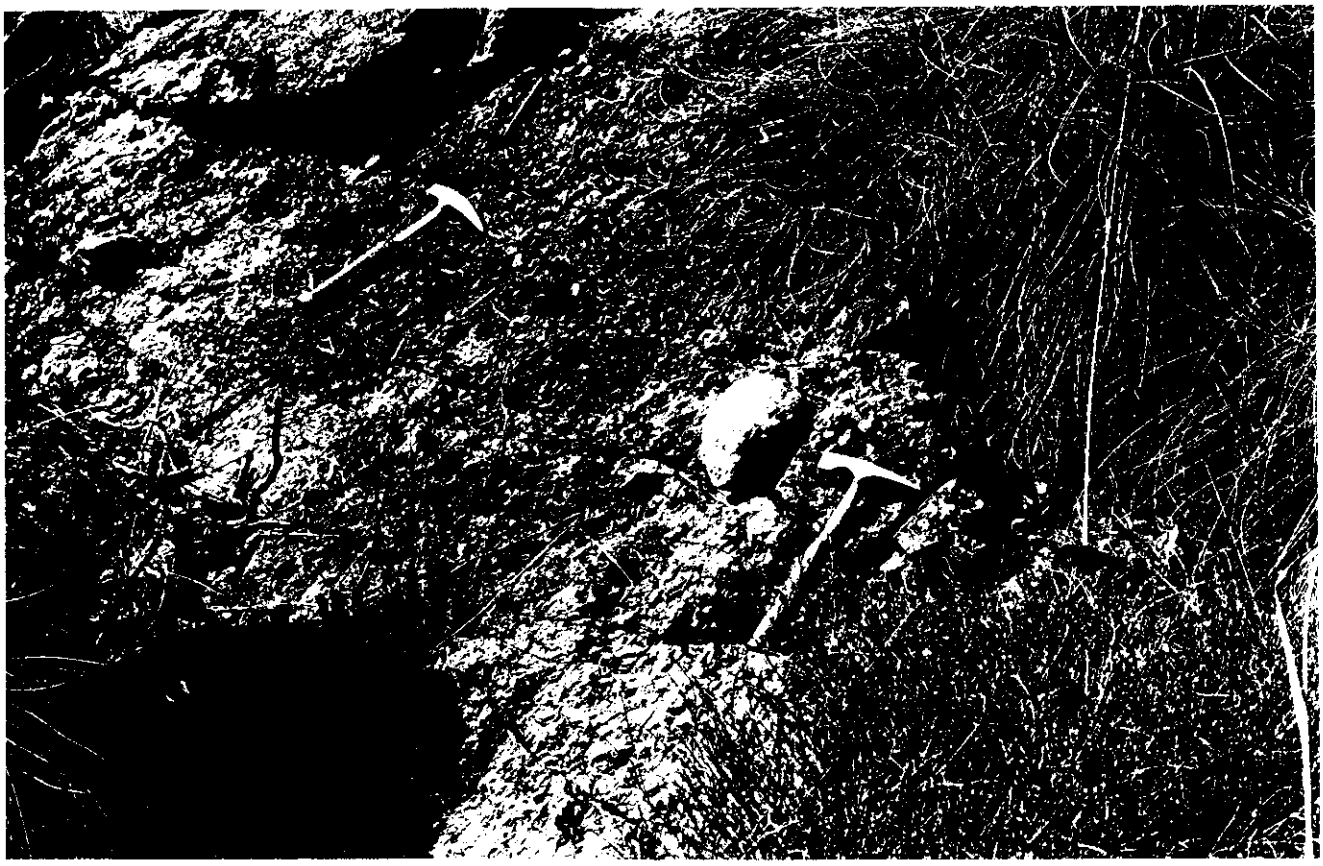


Lámina II

Aspecto general de las Formación Arenas de Utrillas (en primer plano) y de la Formación Jumilla, en el afloramiento de las Casas de Evaristo (al noreste de Jumilla). Dentro de esta última se reconocen, de base a techo, los Miembros Calizas de la Rosa (1), Calizas de Estenas (2) y Calizas de la Bicuerca (3), así como los tramos terrígenos que los separan (muy cubiertos). En último término se encuentra la Formación Margas de Chera (4) y la base de la Formación Dolomías de Alatoz, que da el resalte final de la sierra.

Detalle de la Formación Arenas de Utrillas en Sierra Larga (centro). Se aprecia la fina alternancia de niveles arenosos, de tonos claros, y lutíticos, de colores oscuros y que suelen estar muy ferruginizados.

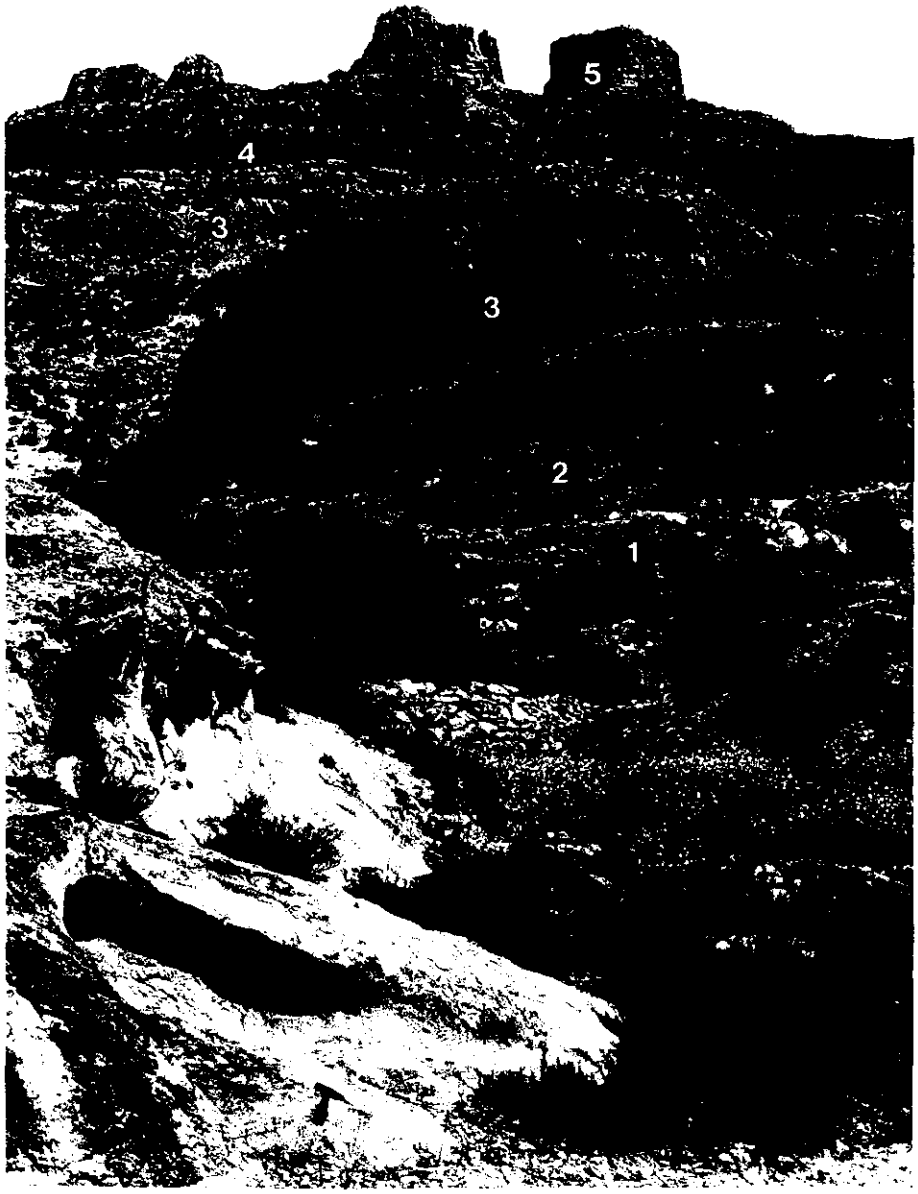

5
4
3
3
2
1



Lámina III

Aspecto general del Miembro Calizas de la Rosa (Formación Jumilla) en las Casas de Evaristo. En este punto tiene poco espesor y está constituido por calcarenitas (muy dolomitizadas) con estratificación cruzada de gran escala.

Miembro Calizas de la Rosa (Formación Jumilla). Sierra del Carche. Biomicrita *wackestone - packstone* con abundantes orbitolínidos. Escala: 1mm.



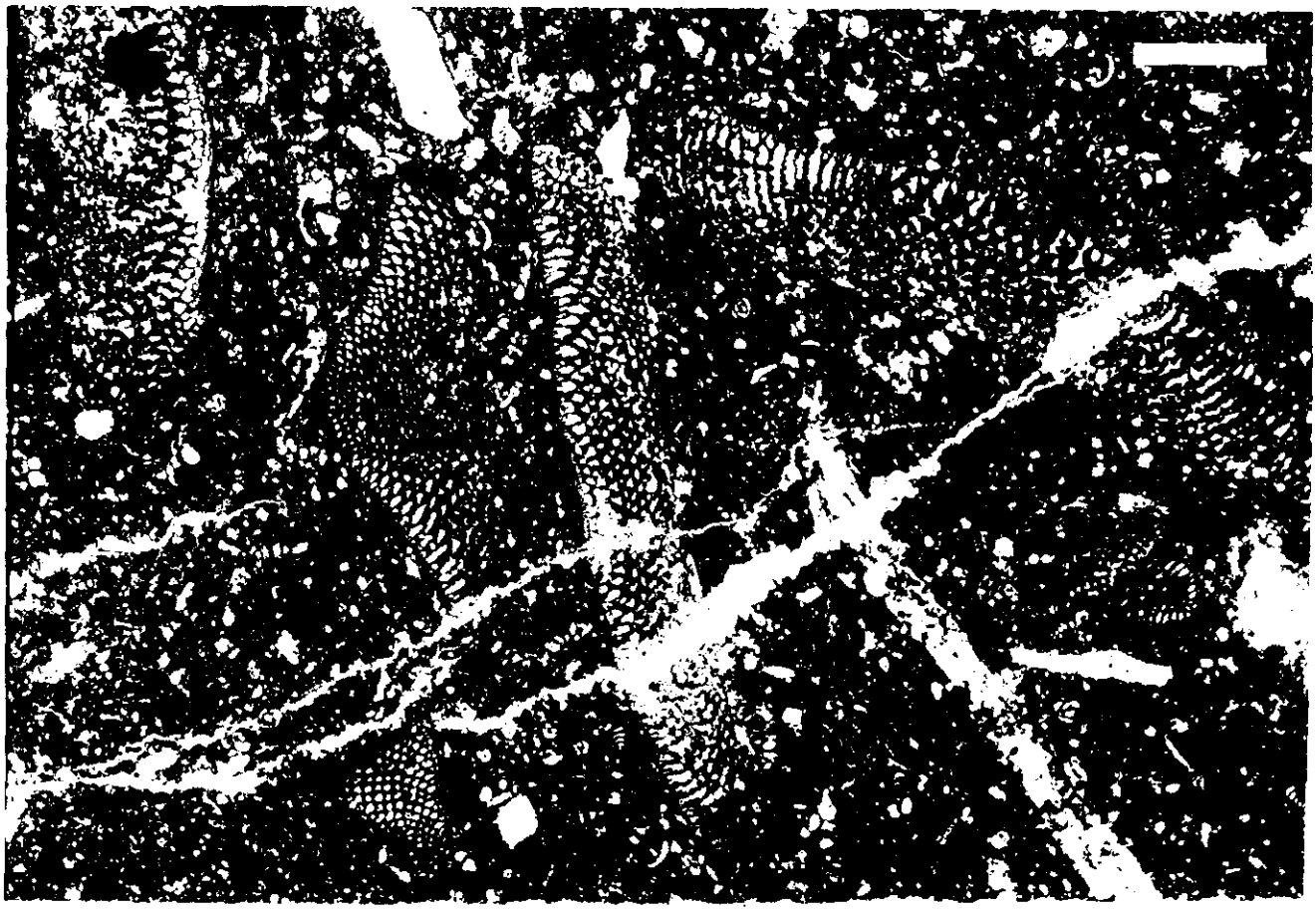
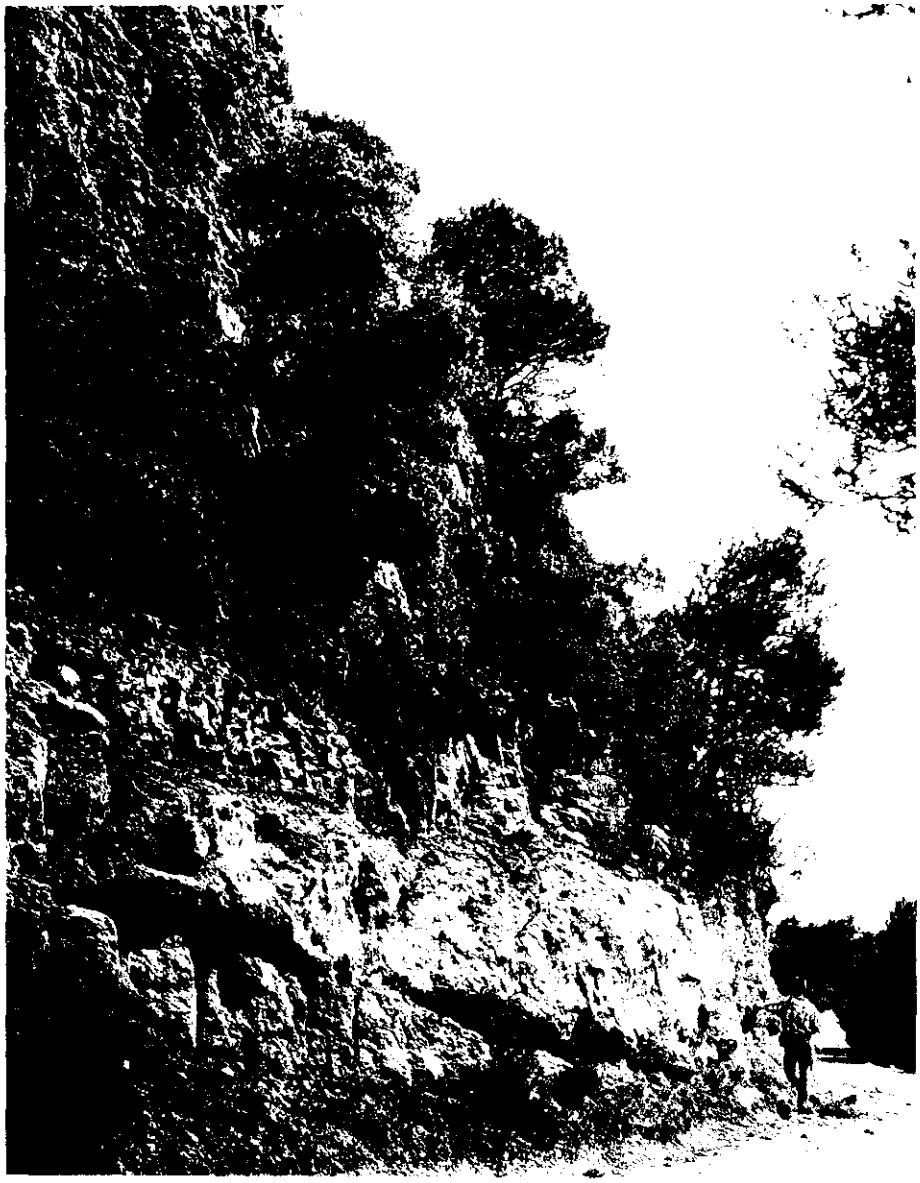


Lámina IV

Aspecto general del Miembro Calizas de Estenas (Formación Jumilla) en la Sierra del Carche.

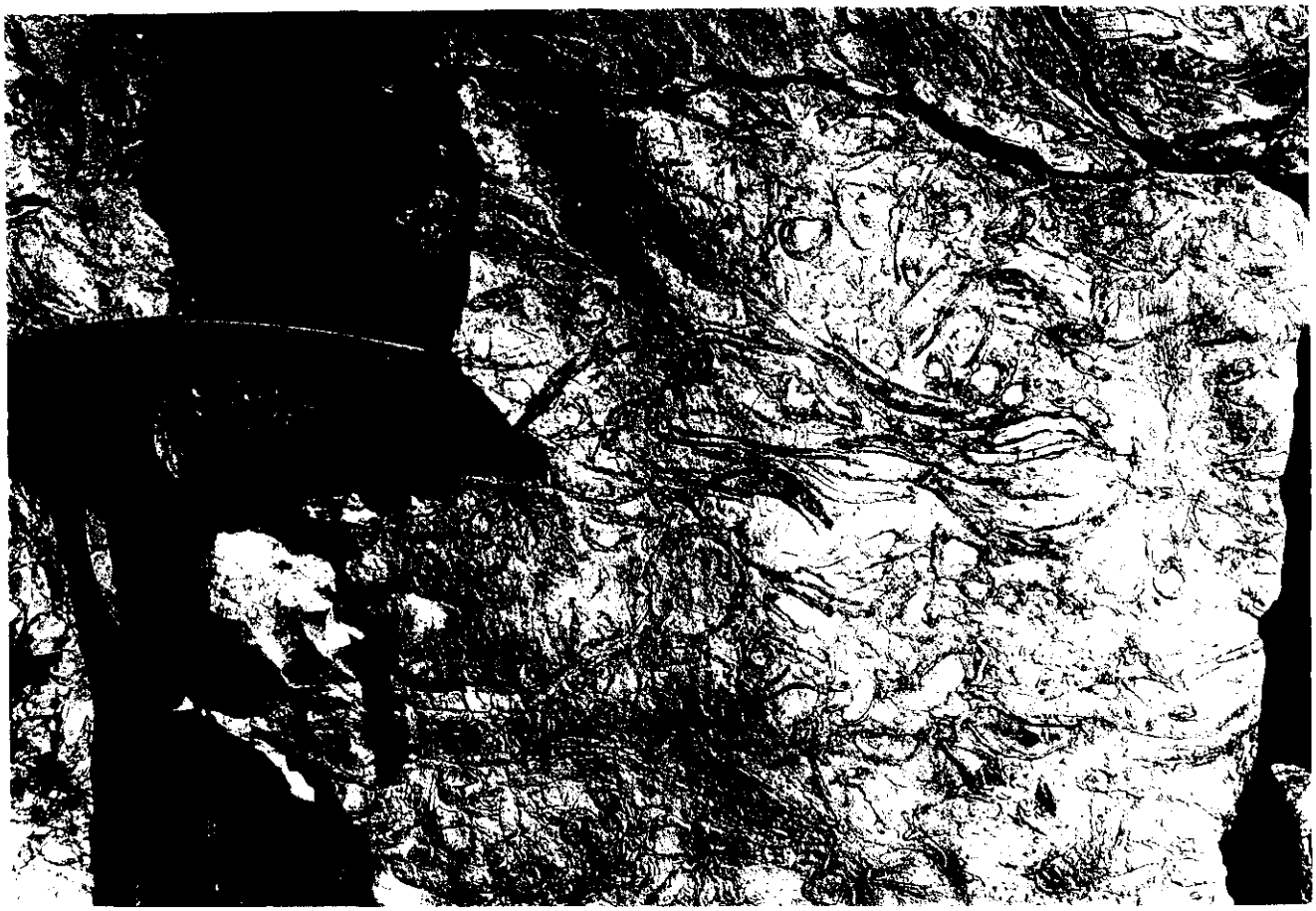
Litosoma terrígeno de la Formación Jumilla, que se dispone entre los Miembros Calizas de la Rosa (la parte superior del mismo se aprecia en primer término) y Calizas de Estenas (al fondo).

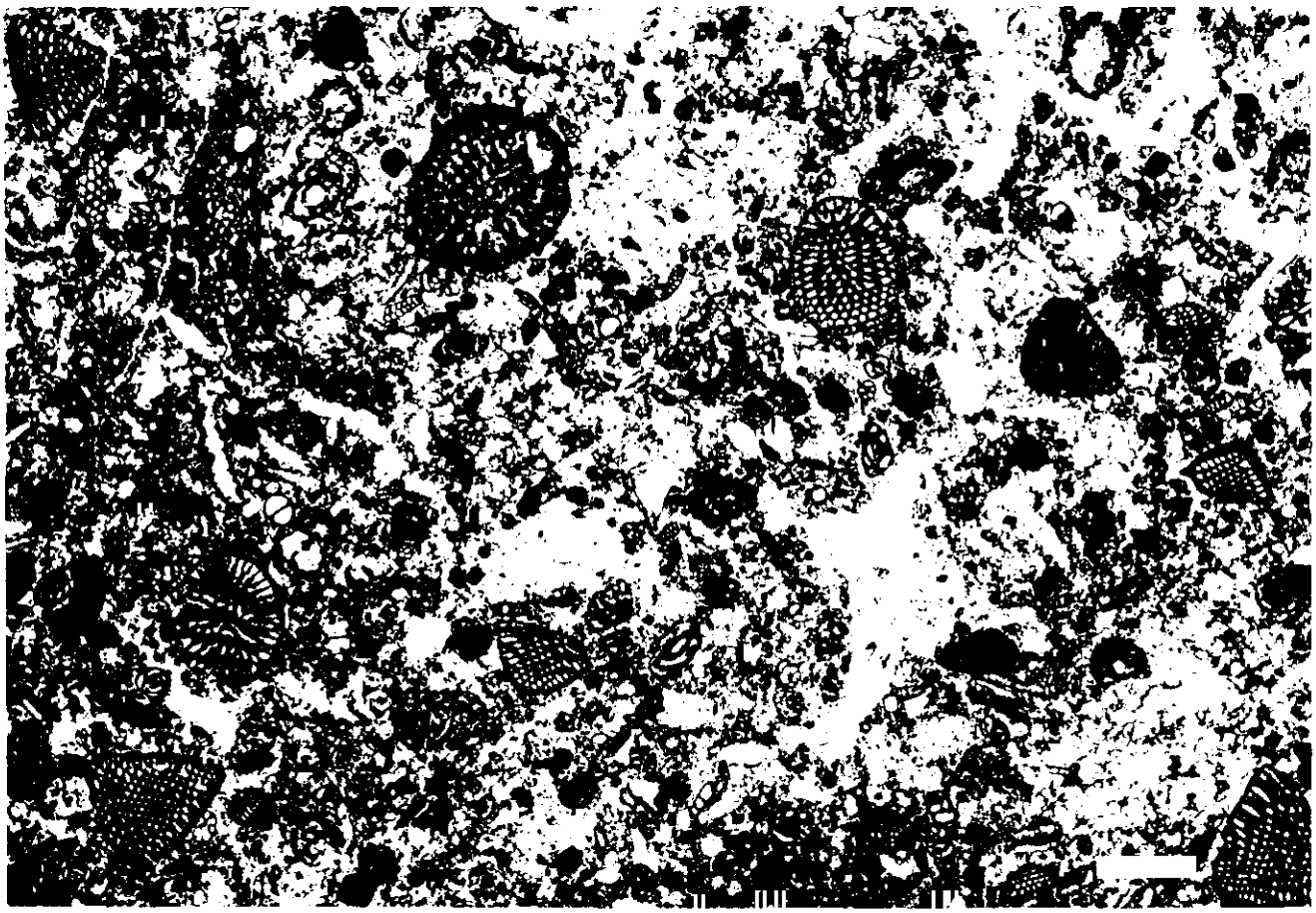




Miembro Calizas de Estenas (Formación Jumilla), Sierra del Carche. Banco con acumulación de condrodontos y radiolítidos (en menor proporción).

Miembro Calizas de Estenas (Formación Jumilla), Sierra del Carche. Biomicrita *packstone* algo arenosa y con abundantes orbitolínidos (*Neorbitolinopsis conulus* DOUVILLÉ), miliólidos y otros foraminíferos. Escala: 1mm.

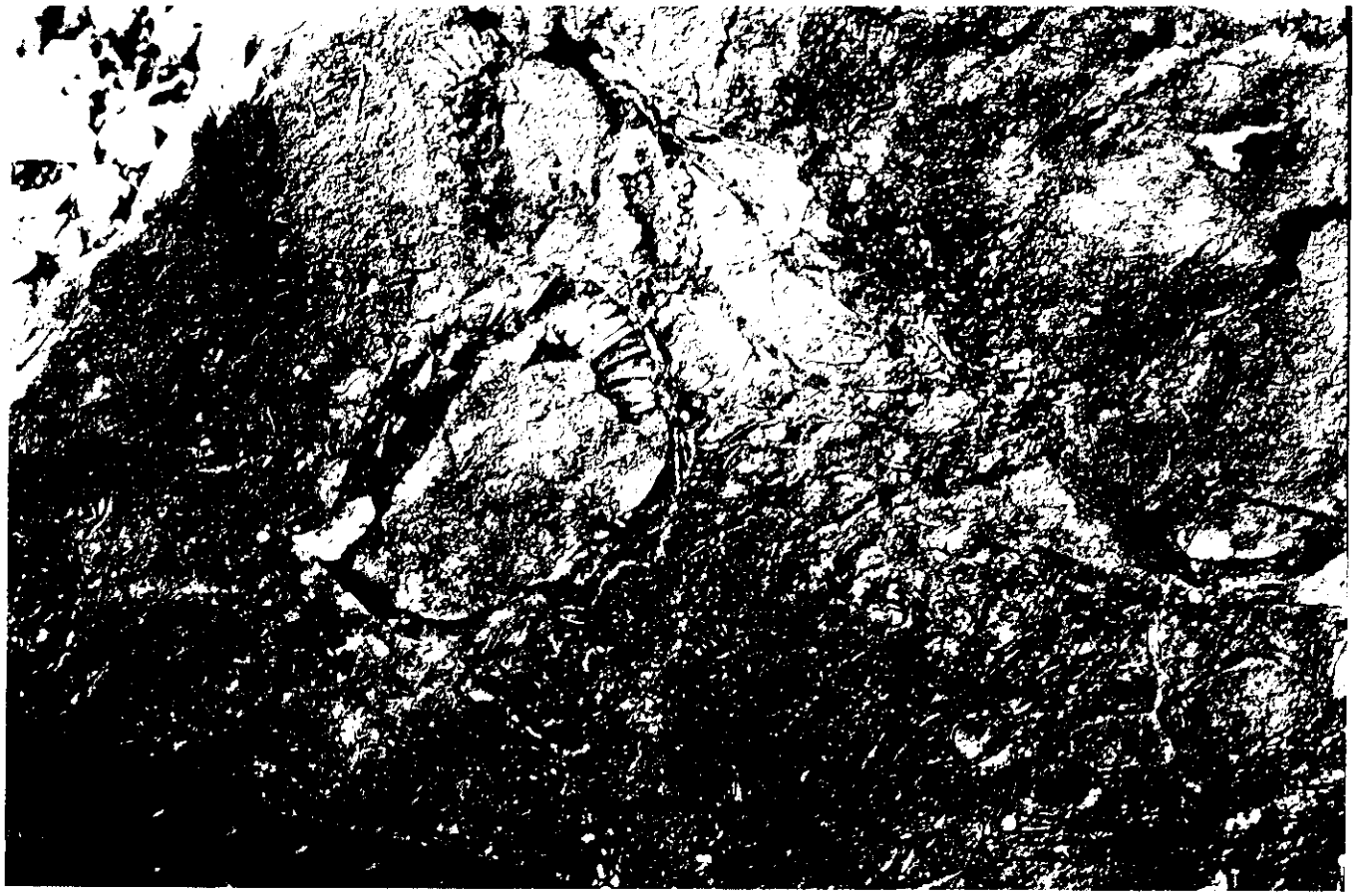




Vista general de la serie de la Sierra del Cuchillo (centro). Sobre la Formación Arenas de Utrillas (falda de la ladera, muy cubierto) se encuentra la Formación Jumilla, caracterizada por el gran desarrollo del Miembro Calizas de la Bicuerca (1). Sobre él se encuentran la Formación Margas de Chera (2), la Formación Dolomías de Alatoz (3) y la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (4).

Miembro Calizas de la Bicuerca (Formación Jumilla). Sierra de las Pansas (Junto a la Sierra del Carche). Dolomía de textura calcarenítica con *Caprina choffati* DOUV.


1
2
3



Formación Margas de Chera (tramos superiores). Afloramiento del Castillo de Jumilla. *Packstone* bioclástico y arenoso, con acumulación de grandes orbitolínidos. Destaca la presencia de *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN). Estos organismos aglutinan abundantes granos de cuarzo en sus conchas. Escala: 1mm

Formación Margas de Chera (tramos inferiores). Afloramiento de Casas de Evaristo (al noreste de Jumilla). Biomicrita *packstone* de grano fino, algo arenosa, que presenta abundantes miliólidos, nezzazátidos y otros foraminíferos bentónicos. Escala: 1mm

Formación Margas de Chera (tramos superiores). Afloramiento de la Casa del Roscao (Entre la Sierra del Cuchillo y la del Príncipe). Sección axial de *Sellialveolina vialli* COLALONGO. Escala: 1mm.



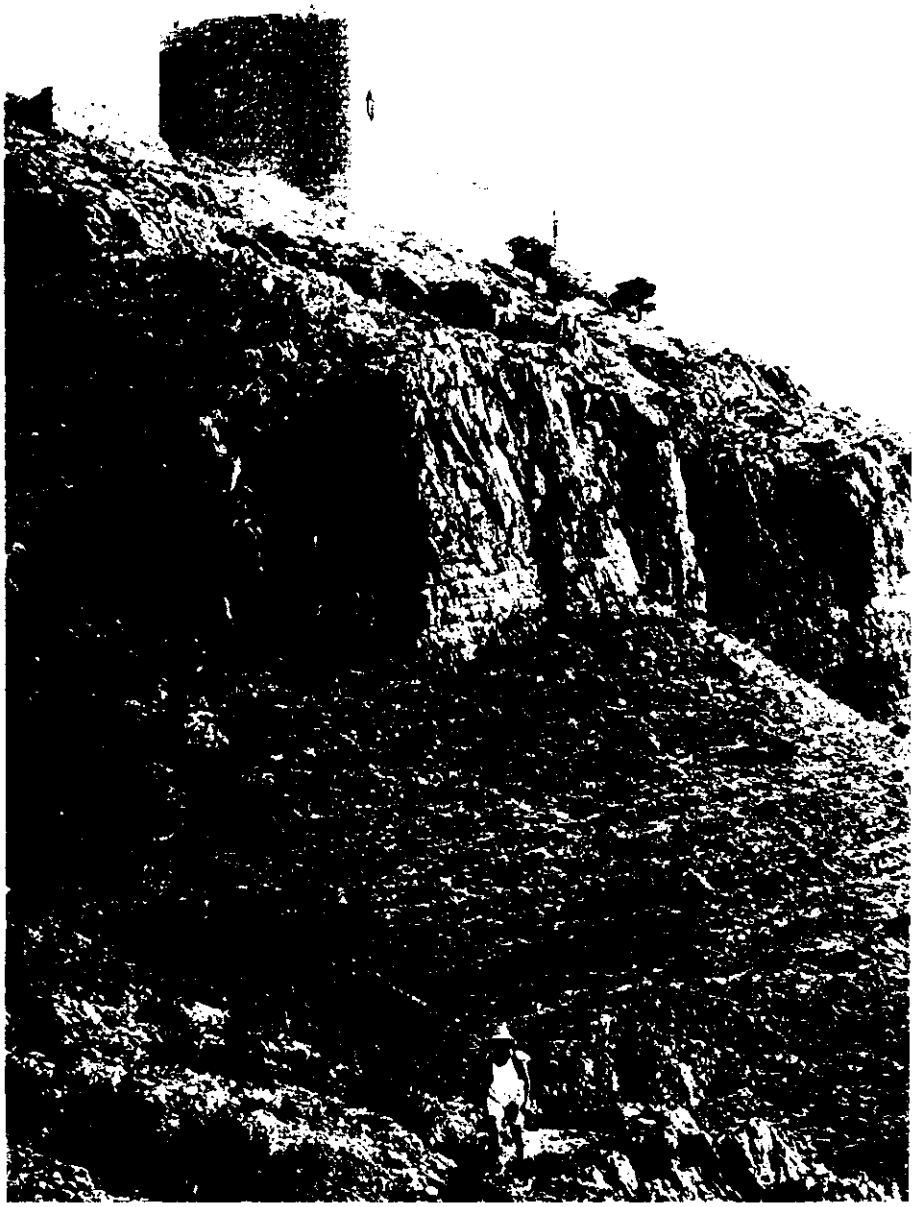




Lámina VIII

Vista general de la Formación Dolomías de Alatoz en la serie del Castillo de Jumilla.

Panorámica de la ladera sur de la Sierra del Príncipe. El farallón de mayor envergadura corresponde a la Formación Dolomías de Alatoz (sección de referencia de esta unidad en el Altiplano de Jumilla - Yecla). Por debajo de él se sitúa un tramo blando (Formación Margas de Chera) y un farallón de menor entidad (Miembro Calizas de la Bicuerca). Del mismo modo, sobre él se encuentra un tramo bien estratificado que corresponde a la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves.





Formación Dolomías de Alatoz.
Techo de la unidad en la S. de Salinas y en la S. del Carche.

1. *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL. Sección axial, forma microsférica. Sierra de Salinas. (x50).

2. *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL. Sección ecuatorial, forma microsférica. Sierra de Salinas. (x50).

3. *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL. Sección ecuatorial, forma microsférica. Sierra de Salinas. (x50).

4. *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL. Sección transversal, forma macrosférica. Sierra de Salinas. (x50).

5. *Praealveolina (Simplalveolina)* cf. *simplex* REICHEL. Sección transversal, forma macrosférica. Sierra de Salinas. (x50).

6. *Praealveolina (Simplalveolina)* sp. aff. *simplex* REICHEL. Sección transversal, forma macrosférica. Sierra de Salinas. (x50).

7. *Praealveolina (Simplalveolina)* sp. aff. *simplex* REICHEL. Sección axial, forma macrosférica. Sierra de Salinas. (x50).

8. *Praealveolina (Simplalveolina)* sp. aff. *simplex* REICHEL. Sección subaxial, forma macrosférica. Sierra de Salinas. (x50).

10. *Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica* SCHROEDER. Sección horizontal. Sierra de Salinas. (x50).

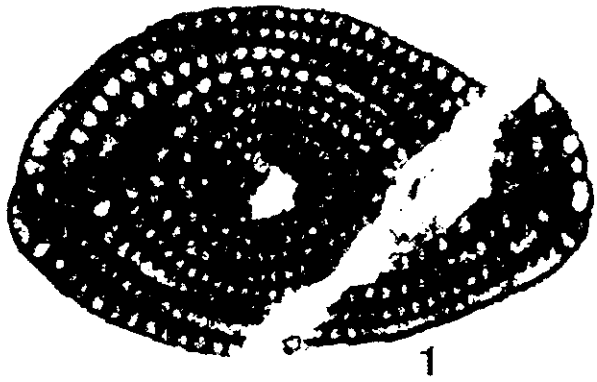
11. *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCH.). Sección horizontal. Sierra del Carche. (x50).

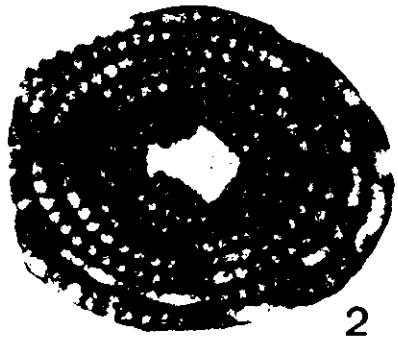
Formación Margas de Chera
Castillo de Jumilla y Casas de Evaristo (Jumilla)

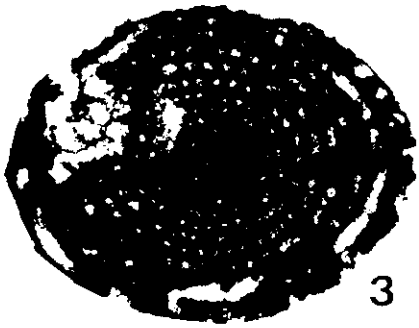
9. *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* SCHROEDER. Sección subtangencial. Castillo de Jumilla. (x50).

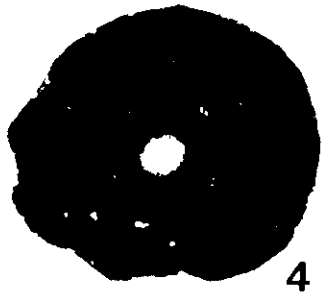
12. *Cuneolina* sp. Sección basal. Castillo de Jumilla. (x50).

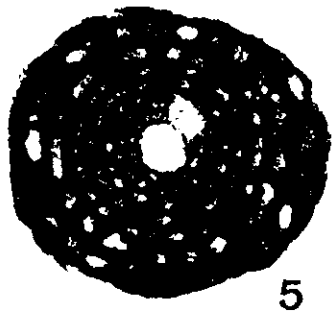
13. *Hensonina lenticularis* (HENSON). Sección subaxial. Castillo de Jumilla. (x50).

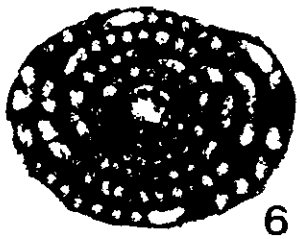

1

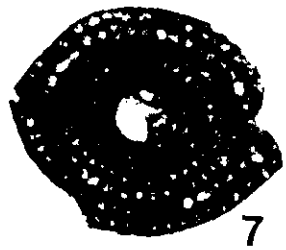

2


3

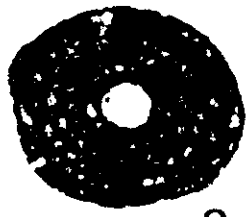

4

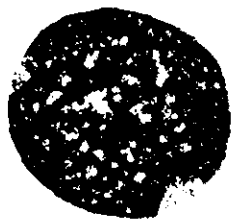

5

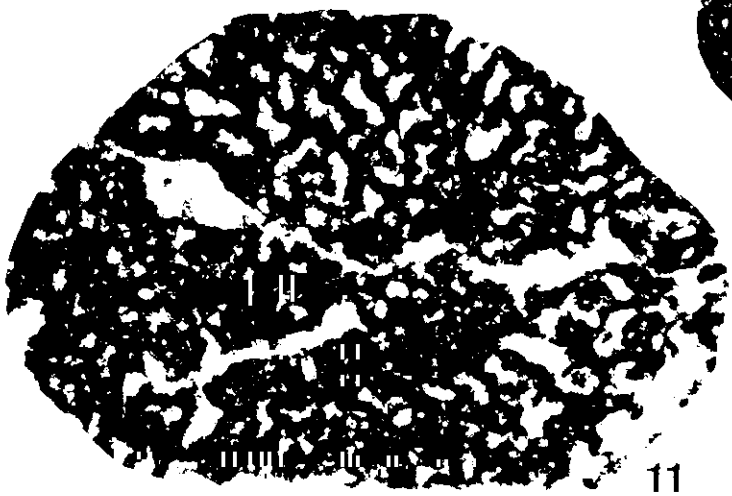

6

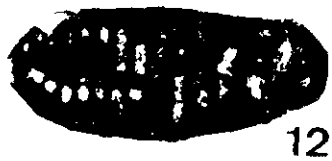

7


9


8


10


11


12


13

Lámina X

Panorámica de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves en el sector meridional de la Sierra del Cuchillo (sección de referencia de la unidad para el Altiplano de Jumilla - Yecla). El crestón que constituye la parte superior de la unidad está formado por brechas dolomíticas de aspecto masivo (brechas de colapso).

Vista general de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves en la Sierra del Buey. En la parte inferior de la ladera aflora un tramo masivo correspondiente a la Formación Dolomías de Alatoz. El crestón de la Sierra está constituido por la Formación Dolomías del Cuchillo (de color oscuro, en primer término) y por la Formación Calizas de las Moratillas (sobre la anterior, de color más claro, que sólo aflora en segundo término, al fondo de la imagen).





Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Sierra del Cuchillo. Dolomías con estratificación cruzada planar, que constituyen el término submareal de las secuencias elementales de somerización hacia techo de tipo *grainy*.

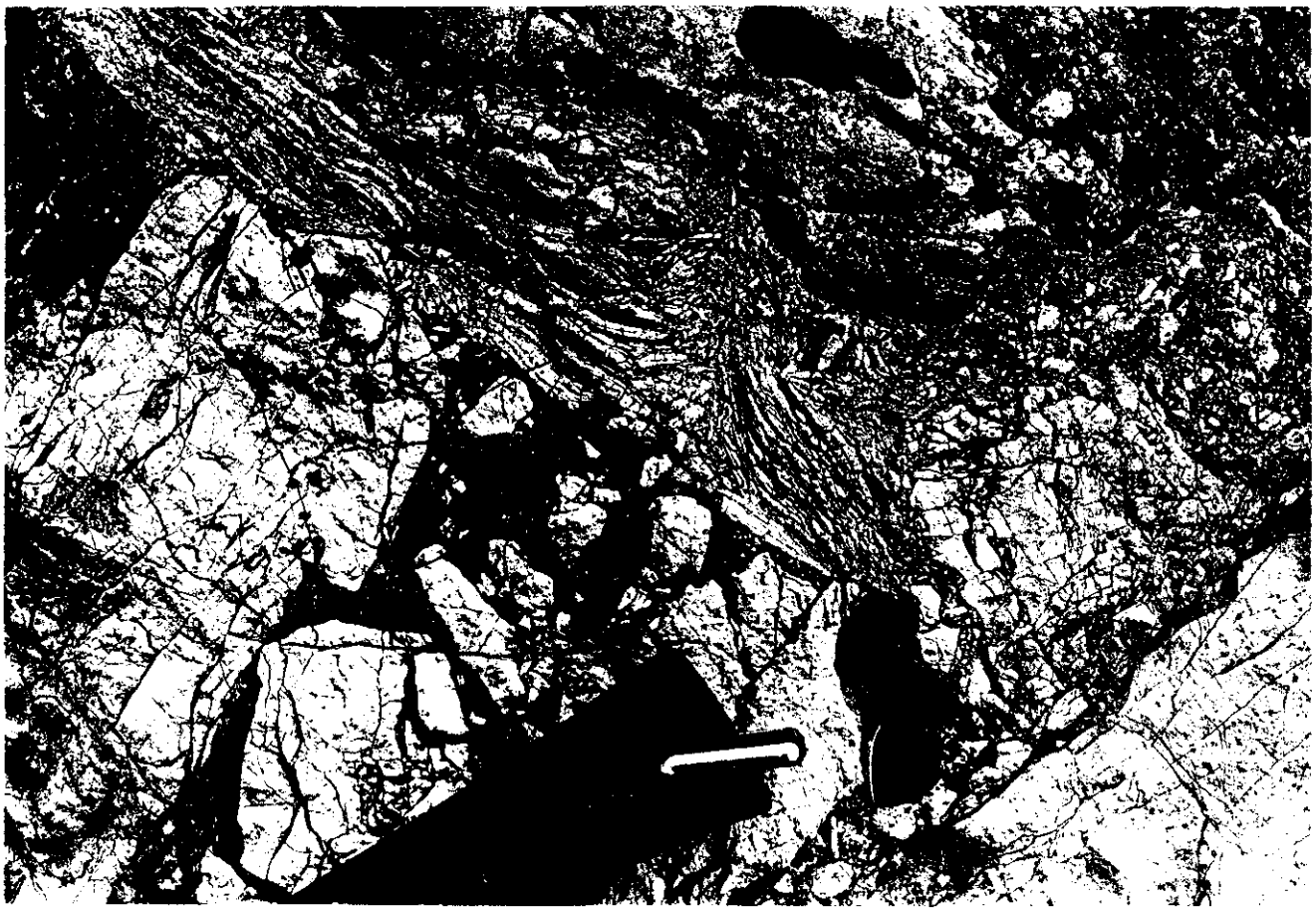
Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Sierra del Cuchillo. Dolomías con laminación subhorizontal de origen estromatolítico y niveles de acumulación de cantos planos.

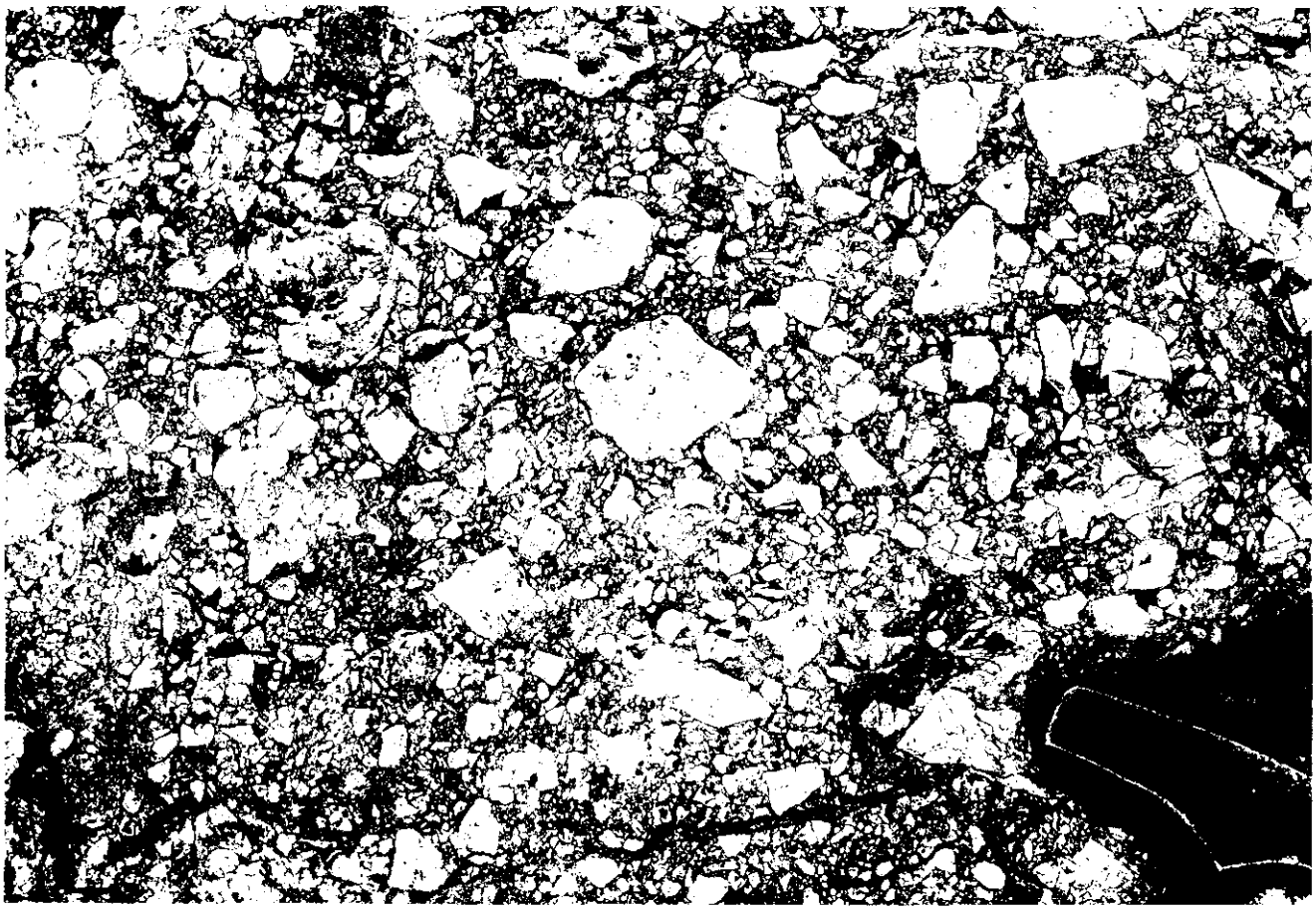




Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Sierra del Cuchillo. Brechas dolomíticas de colapso, de composición fundamentalmente dolomicrítica. La matriz es dolomítica y macrocristalina. Obsérvese el canto que ocupa la parte central de la foto: está constituido por un *tepee*.

Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves. Sierra del Cuchillo. Brechas dolomíticas de colapso, similares a las de la foto superior. Obsérvese el carácter fuertemente heterométrico de las mismas.





Formación Dolomías de Carada. Sierra del Cuchillo. Detalle de una secuencia elemental de somerización hacia techo. El subtramo inferior (término submareal de la secuencia) está formado por dolomías con acumulación de rudistas (ver foto inferior) que, hacia techo se hacen más masivas y menos bioclásticas. El subtramo superior (término intermareal), también dolomítico, presenta una fina laminación estromatolítica.

Detalle de la anterior. Dolomías bioclásticas con acumulación de rudistas (*Ichthyosarcolites triangularis* DESM., *Distefanella* sp. y *Apricardia* sp.).



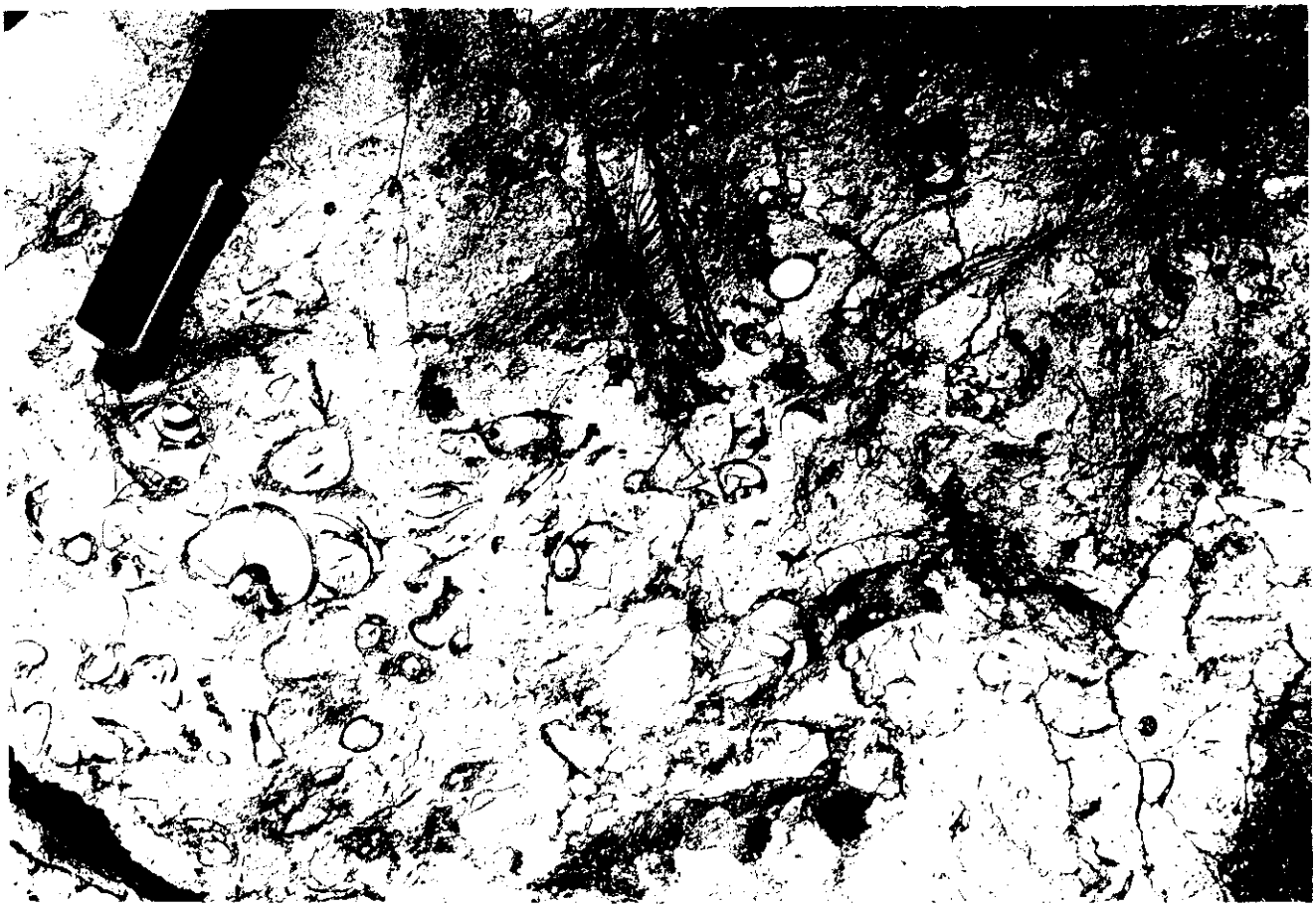


Lámina XIV

Formación Dolomías de Carada. Serie de la Sierra del Cuchillo. Rudistas. Escala: 2cm.

1. Sección transversal de *Ichthyosarcolites* cf. *triangularis* DESM.

2. Secciones de *Ichthyosarcolites* sp. (centro y parte inferior izquierda) y de cf. *Distefanella* sp. (esquina inferior izquierda)

3, 5 y 6. Secciones longitudinales de individuos jóvenes de *Ichthyosarcolites* sp., asociados a pequeños ejemplares de *Distefanella* sp.

4. *Ichthyosarcolites triangularis* DESM. asociado a *Apricardia* sp.


1


2


3


4


5


6

Aspecto general de la Formación Dolomías del Cuchillo (en primer plano) en su localidad tipo. Sobre ella se apoya la Formación Calizas de las Moratillas (litosoma superior que tiene una cueva y que da el farallón).

Panorámica del Monte de Carada (Sierra del Cuchillo) en la que se aprecian las Formaciones Dolomías del Cuchillo (tramo masivo sin resaltes) y Calizas de las Moratillas (tramo con resalte topográfico).

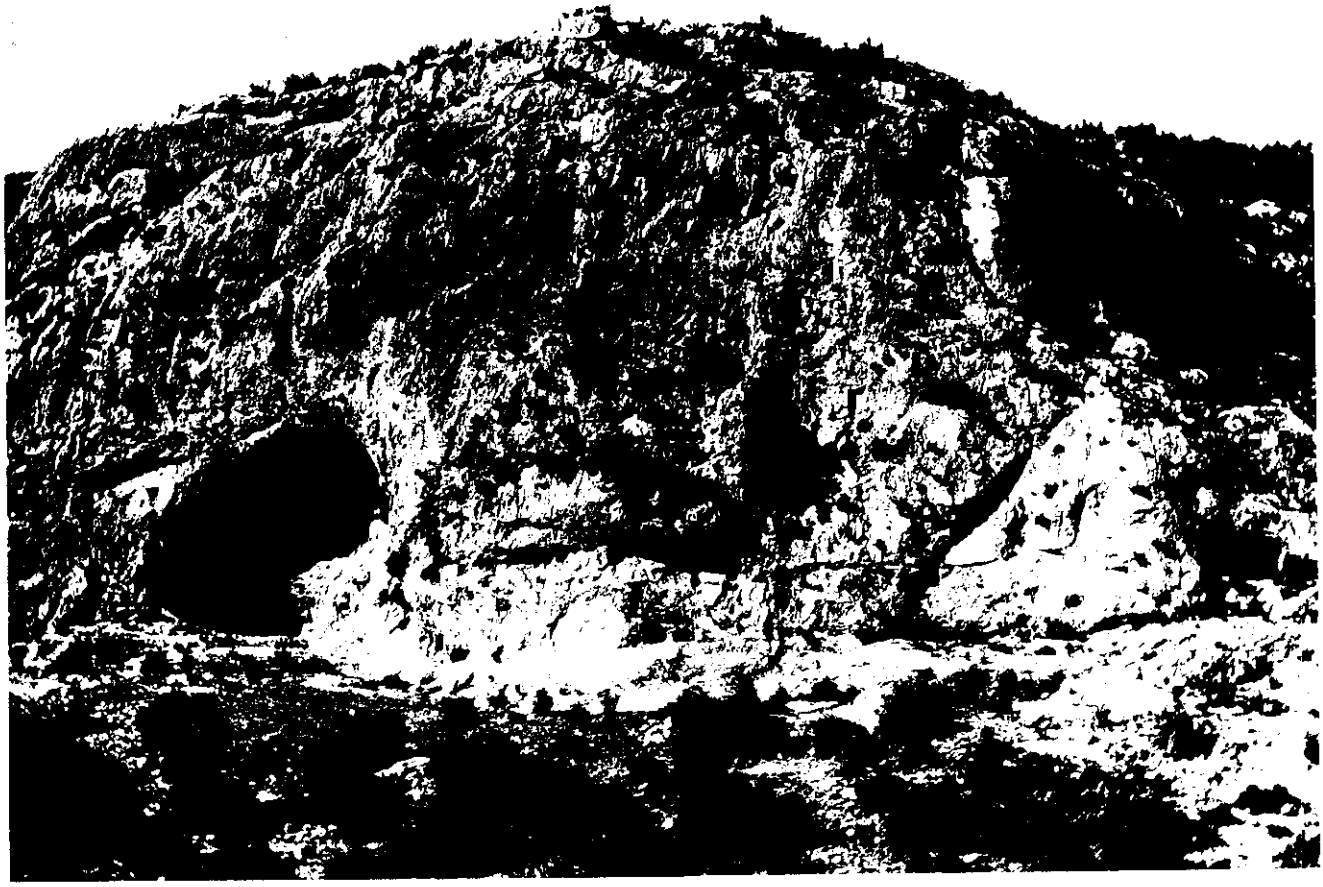




Lámina XVI

Vista general de la Formación Calizas de las Moratillas en la Sierra del Cuchillo. La superficie subhorizontal que queda marcada bajo la cueva representa la discontinuidad (costra ferruginosa) que limita las secuencias deposicionales II y III. Tiene una edad intra-Cenomaniense superior.

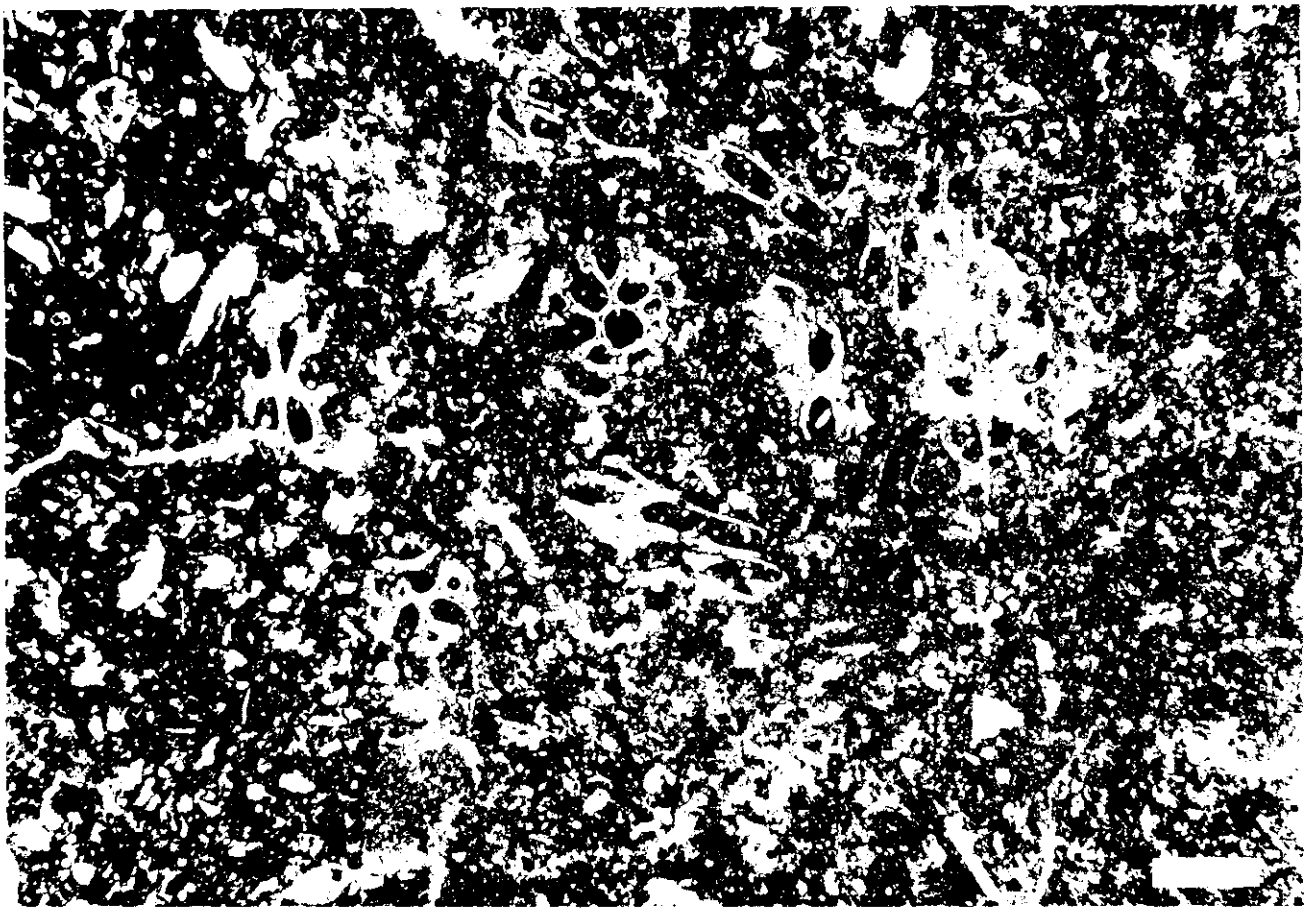
Panorámica de la Formación Calizas de las Moratillas en la Sierra de Enmedio (al norte de la Sierra del Carche).

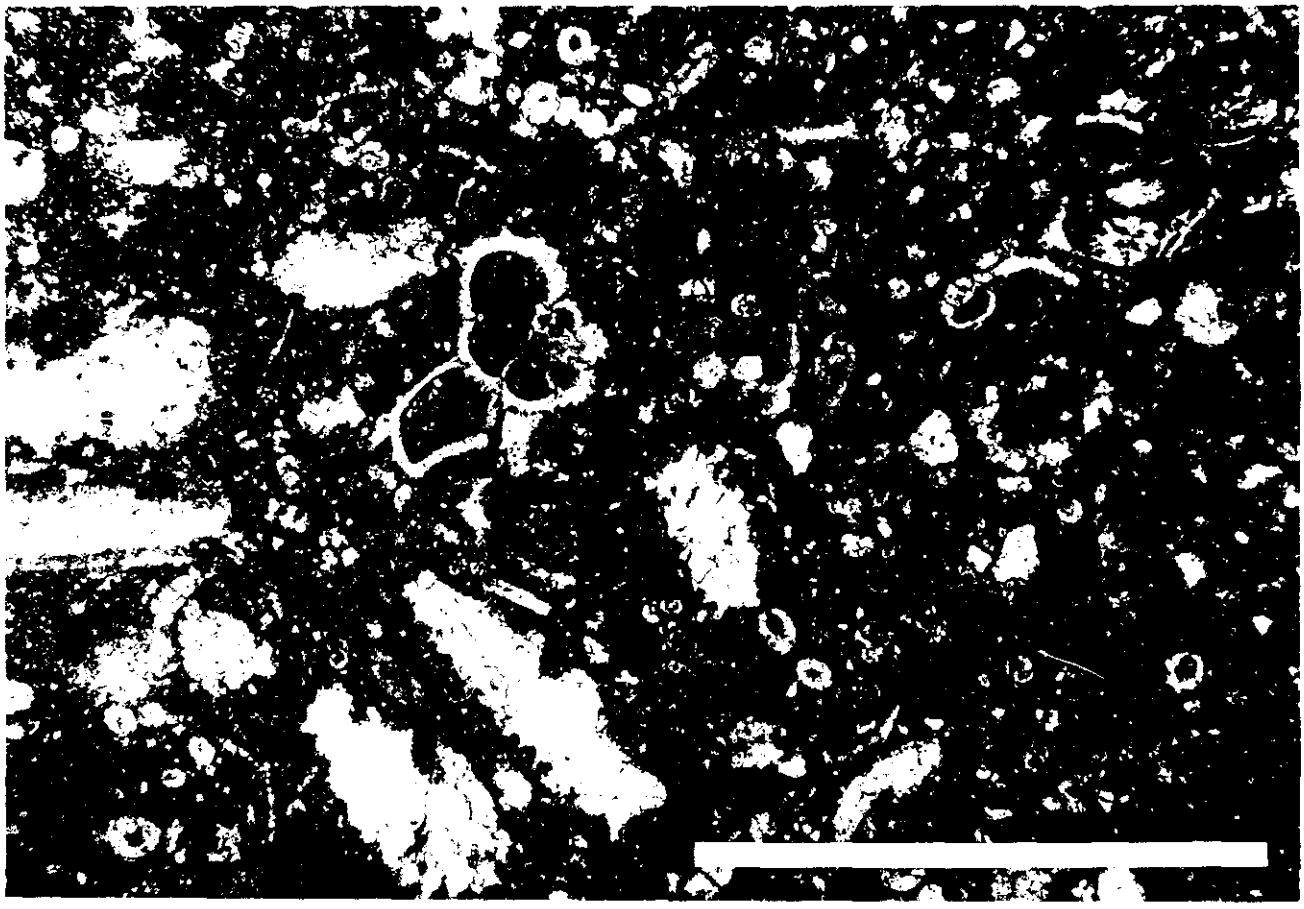




Formación Calizas de las Moratillas (tramos basales). Columna de la Sierra de las Moratillas IV. Estos niveles se desarrollaron bajo condiciones típicas de plataforma externa. Microfacies: biomicrita con foraminíferos planctónicos, calcisferas y restos de moluscos. Escala: 1mm.

Formación Calizas de las Moratillas (tramos basales). Columna de la Sierra de las Moratillas IV. Microfacies: biomicrita con abundantes briozoarios y otros restos bioclásticos. Escala: 1mm.





Formación Calizas de las Moratillas (tramos medios-altos). Columna de la Sierra del Cuchillo. Calizas bioestrómicas de rudistas desarrolladas en ambientes de plataforma interna bastante protegida. Tienen un carácter casi monoespecífico, al estar casi exclusivamente constituidas por *Distefanella praelumbricalis* PHILIP.

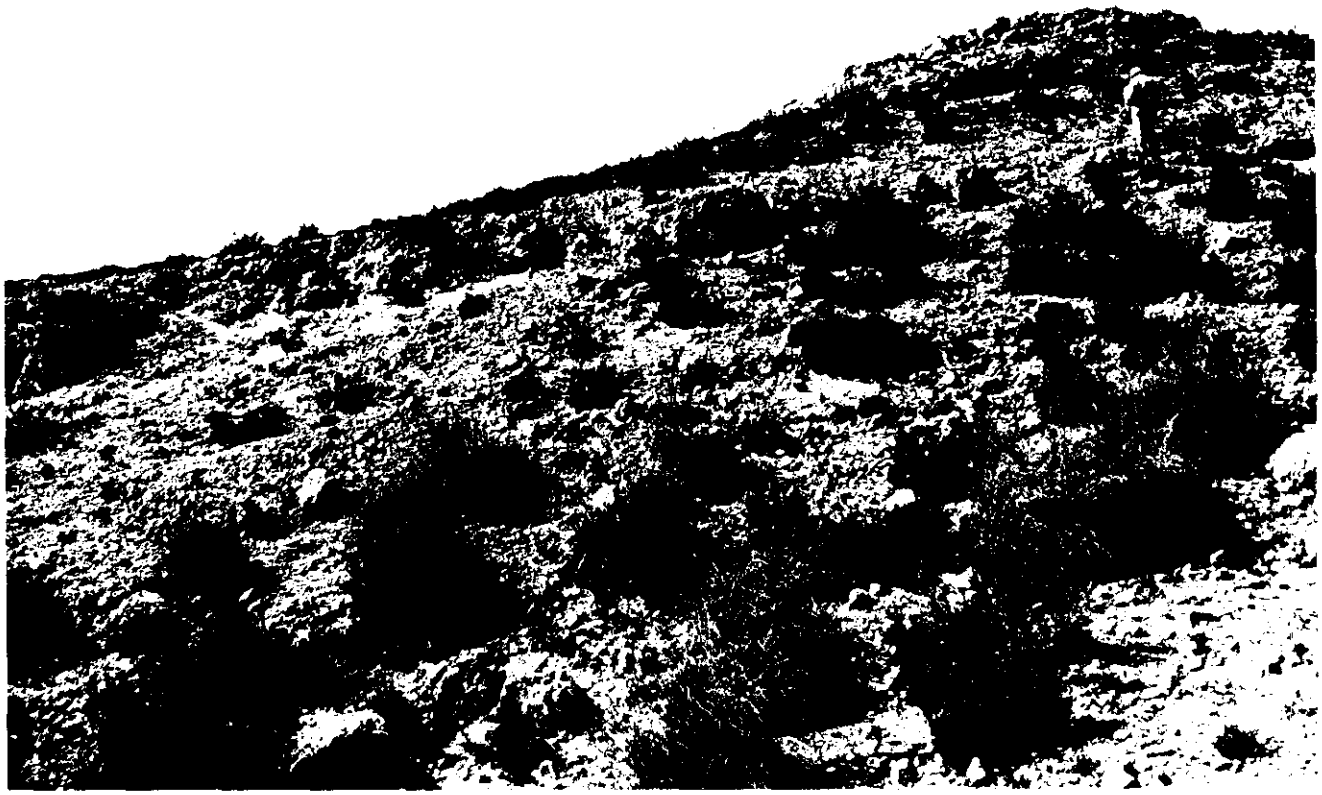
Formación Calizas de las Moratillas (tramos medios-altos). Columna de la Sierra del Cuchillo. Calizas bioestrómicas de rudistas. Detalle de las calizas bioestrómicas de *Distefanella praelumbricalis* PHILIP.

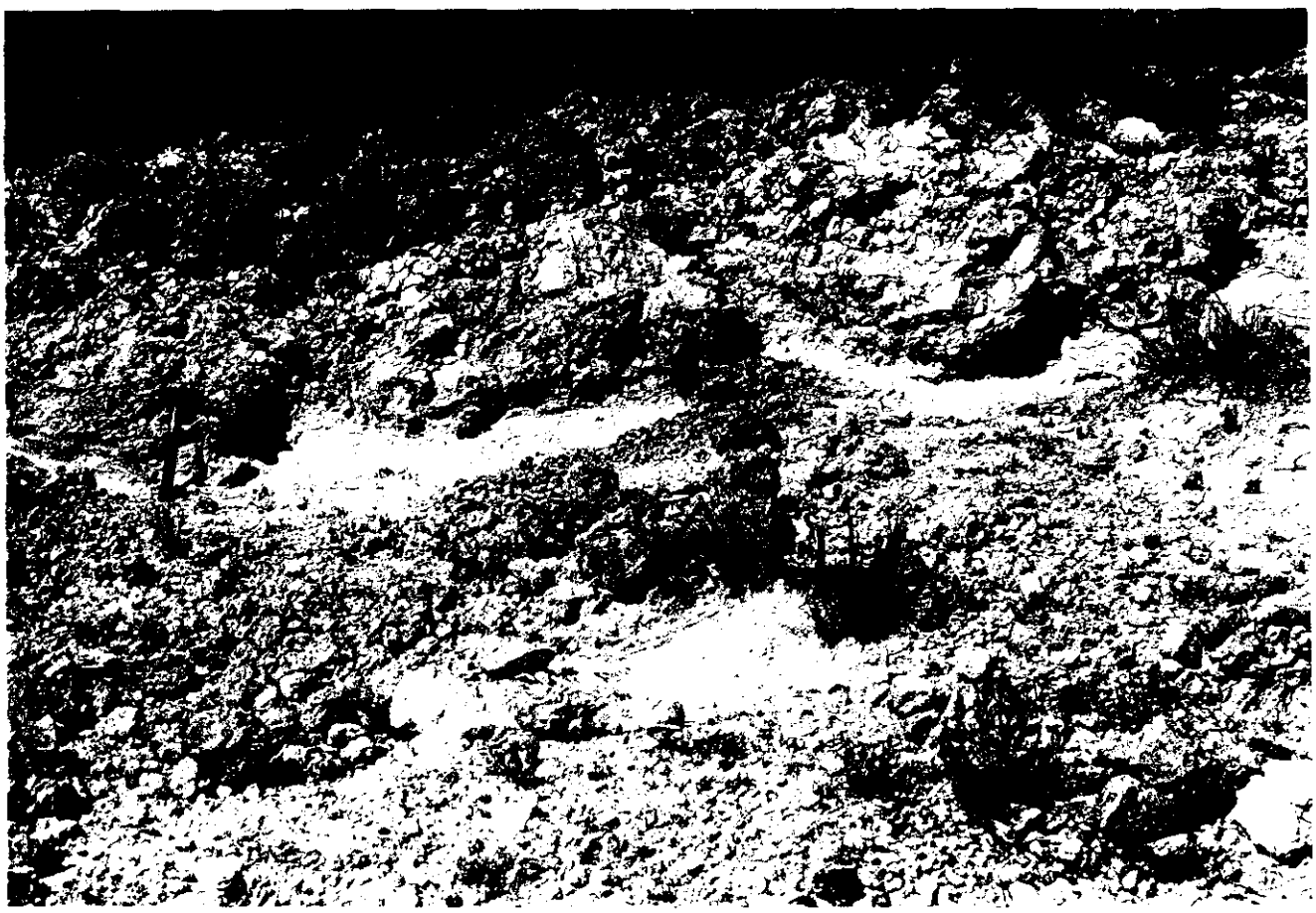




Formación Margas de Alarcón. Aspecto general en la Sierra de las Moratillas (sección de referencia de la unidad para el Altiplano de Jumilla-Yecla).

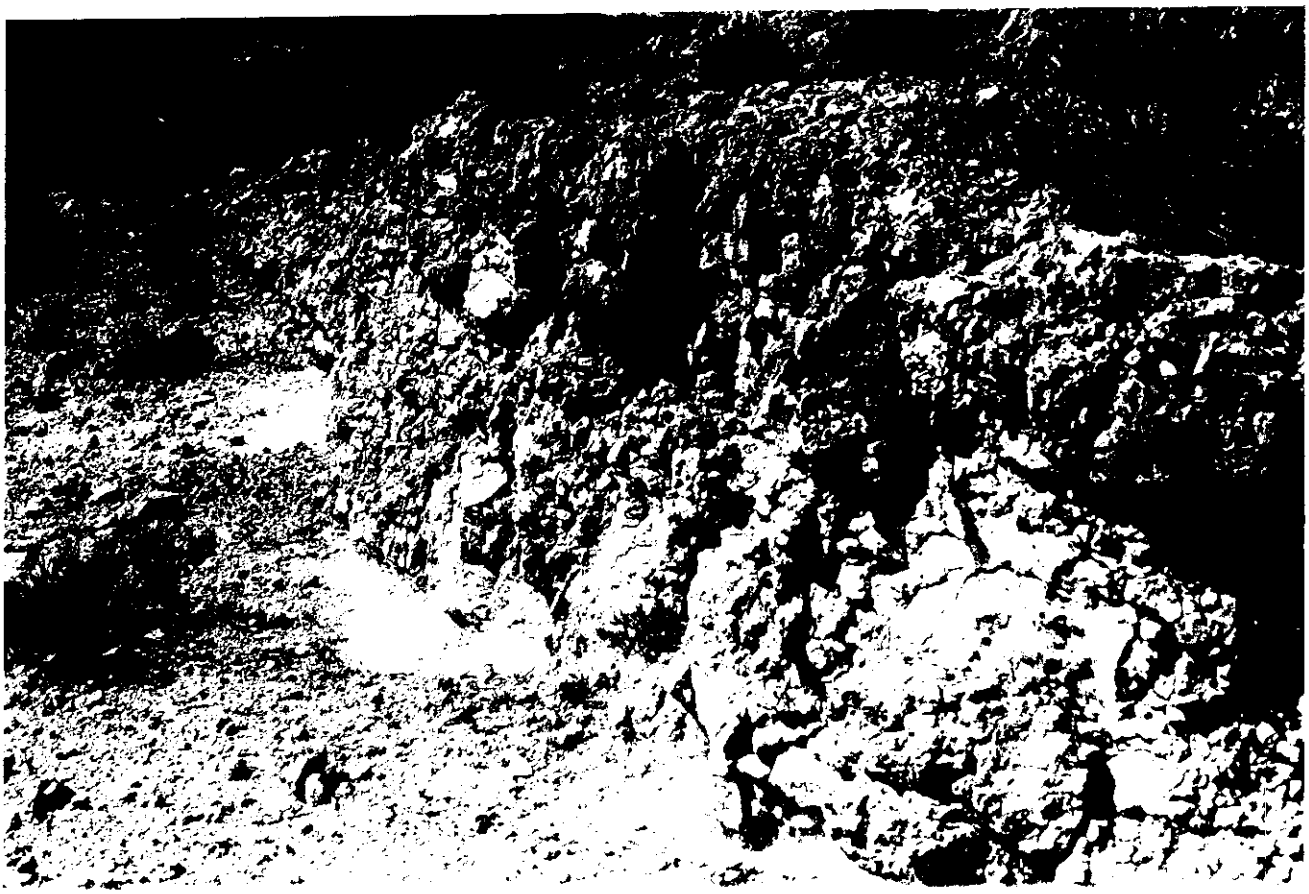
Formación Margas de Alarcón. Sierra de las Moratillas. Niveles de calizas fuertemente transformadas por la pedogénesis, que presentan un aspecto caótico (*desestratificación* producida por el desarrollo de raíces). Los niveles más claros y de aspecto pulverulento están constituidos por *chalky* edáfico (caliza microcristalina pulverulenta). Obsérvese como estos niveles perfilan pseudo-antiformas (*pseudo-anticlines*) de cresta bastante pronunciada, típicas de calcretas.





Formación Margas de Alarcón. Sierra de las Moratillas. Perfil de un paleosuelo (calcreta). Se reconoce un horizonte de *chalky* edáfico (nivel basal de color blanco) y, sobre él, un tramo más grueso de calizas intensamente nodulizadas (por la acción de raíces), que está muy ferruginizado a techo.

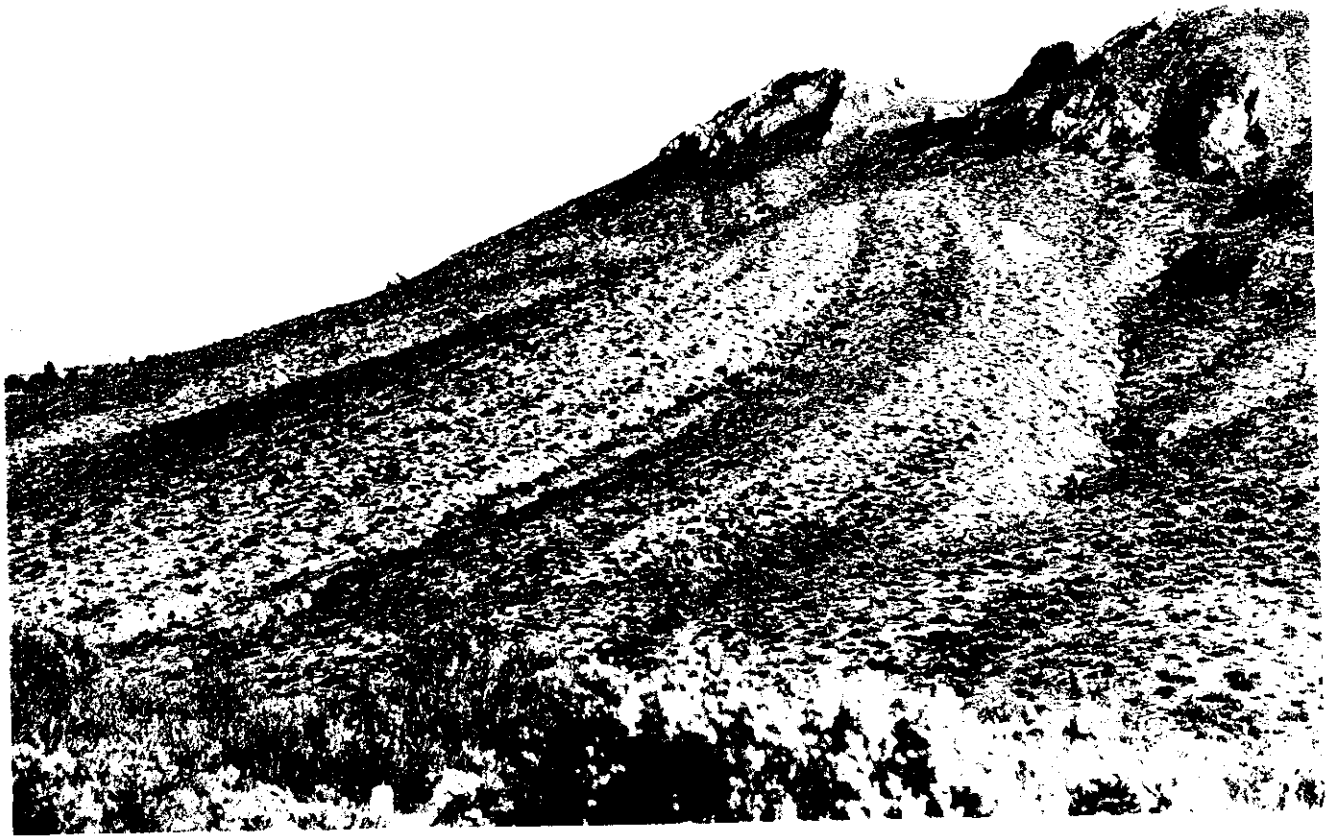
Formación Margas de Alarcón. Sierra de las Moratillas. Microfacies correspondiente a las zonas menos alteradas del perfil descrito en la foto superior. Son biomicritas *wackestone* con restos de dasicladáceas, carofitas, ostrácodos y moluscos. Escala: 1mm.





Aspecto general de la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel en la Sierra del Cuchillo (sector meridional). En este afloramiento la unidad presenta un aspecto bien estratificado y está constituida por el apilamiento de secuencias elementales de somerización hacia techo, típicas de medios costeros carbonatados.

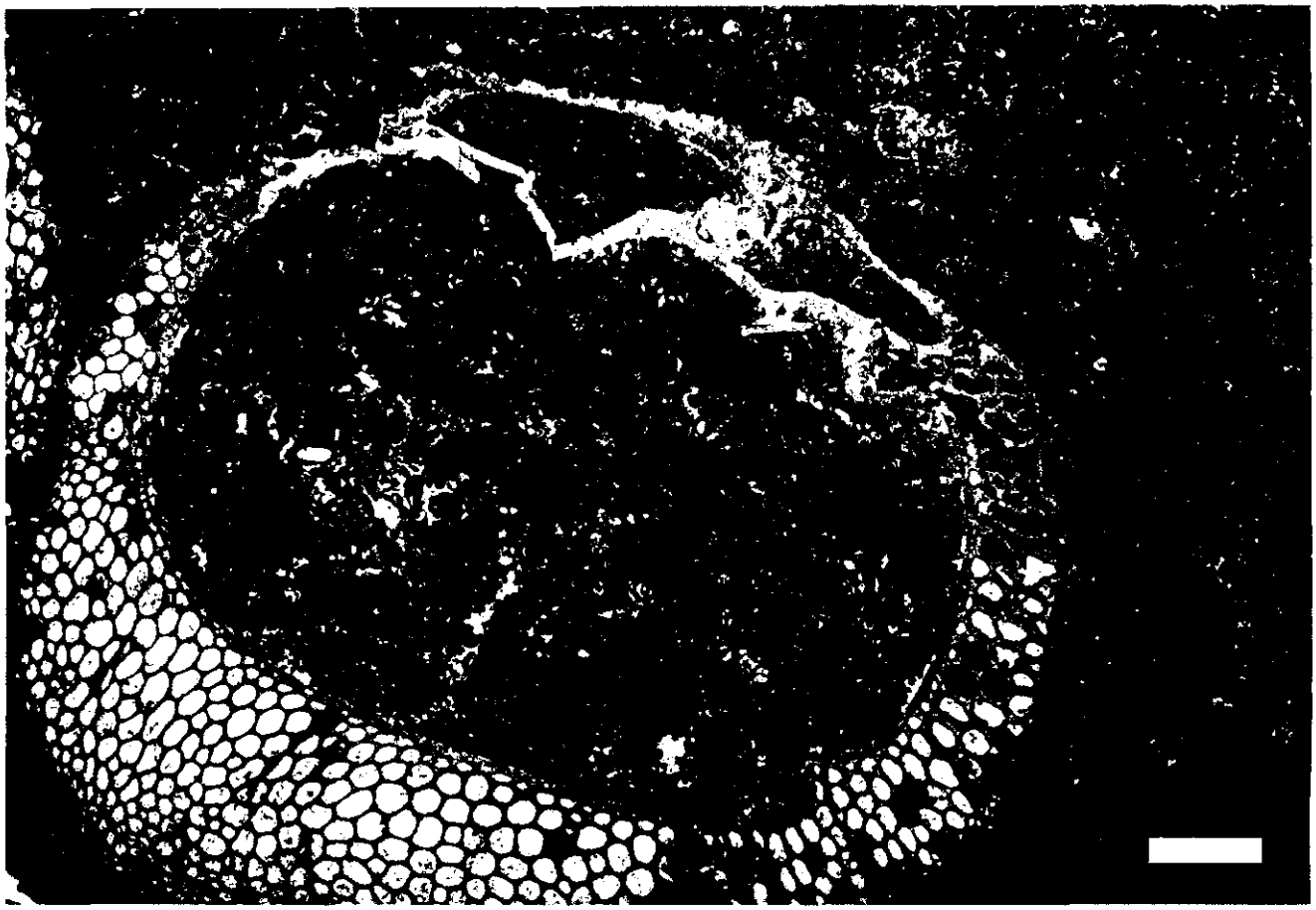
Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Aspecto de los tramos basales de esta unidad en la Sierra de Enmedio (al Norte de la Sierra del Carche). Presentan un aspecto mucho más masivo y están formadas básicamente por grandes cuerpos calcarenítico con estratificación cruzada (*sets* de varios metros). El medio sedimentario corresponde a ambientes abiertos y agitados de la plataforma interna.





Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Sierra del Cuchillo. Sección transversal de valva inferior de *Biradiolites* sp. Matriz biomicrítica con *Lacazina* sp. Escala: 1mm.

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Sierra del Cuchillo. Sección transversal de valva inferior de *Radiolitella* sp. Escala: 1mm.



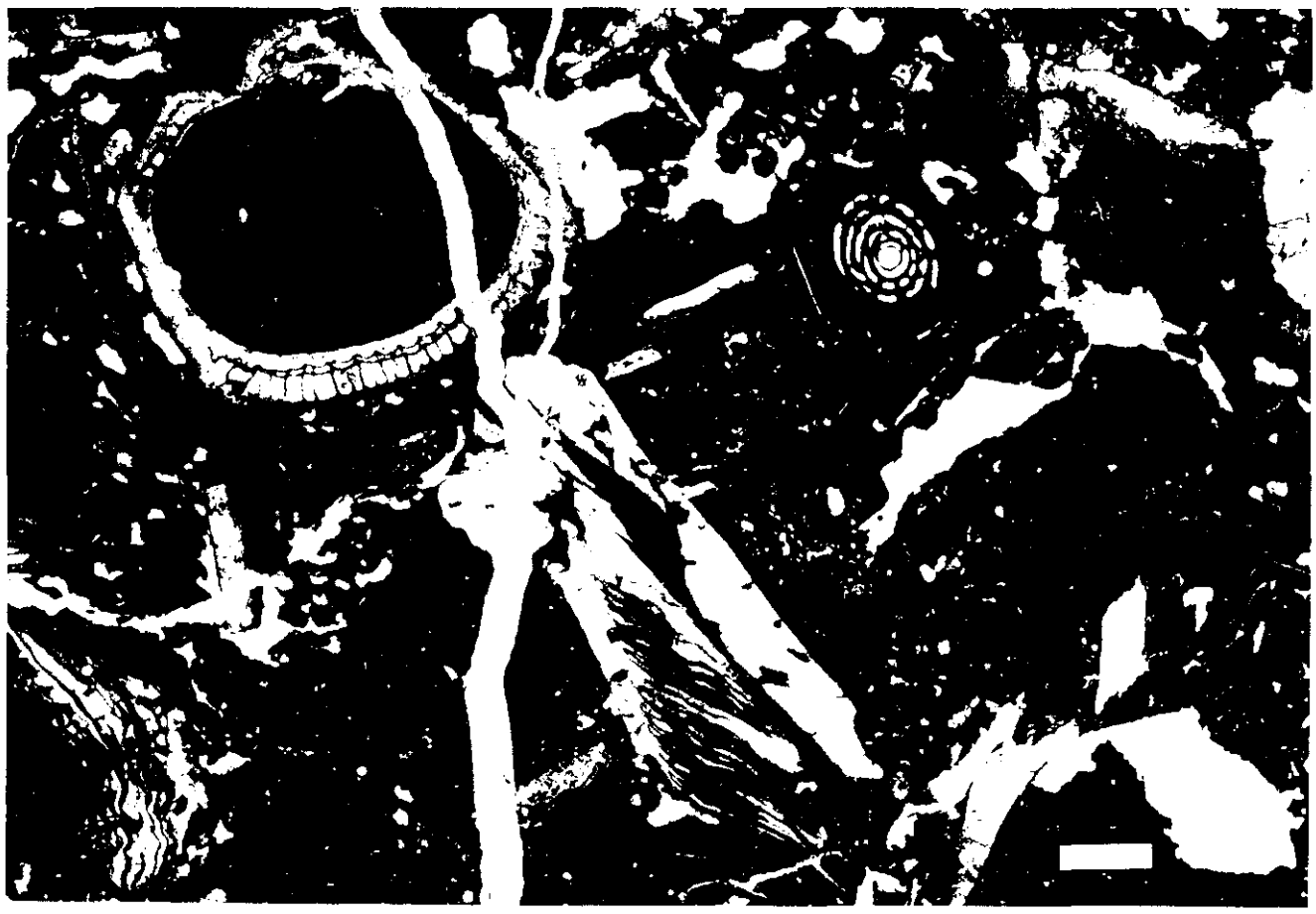
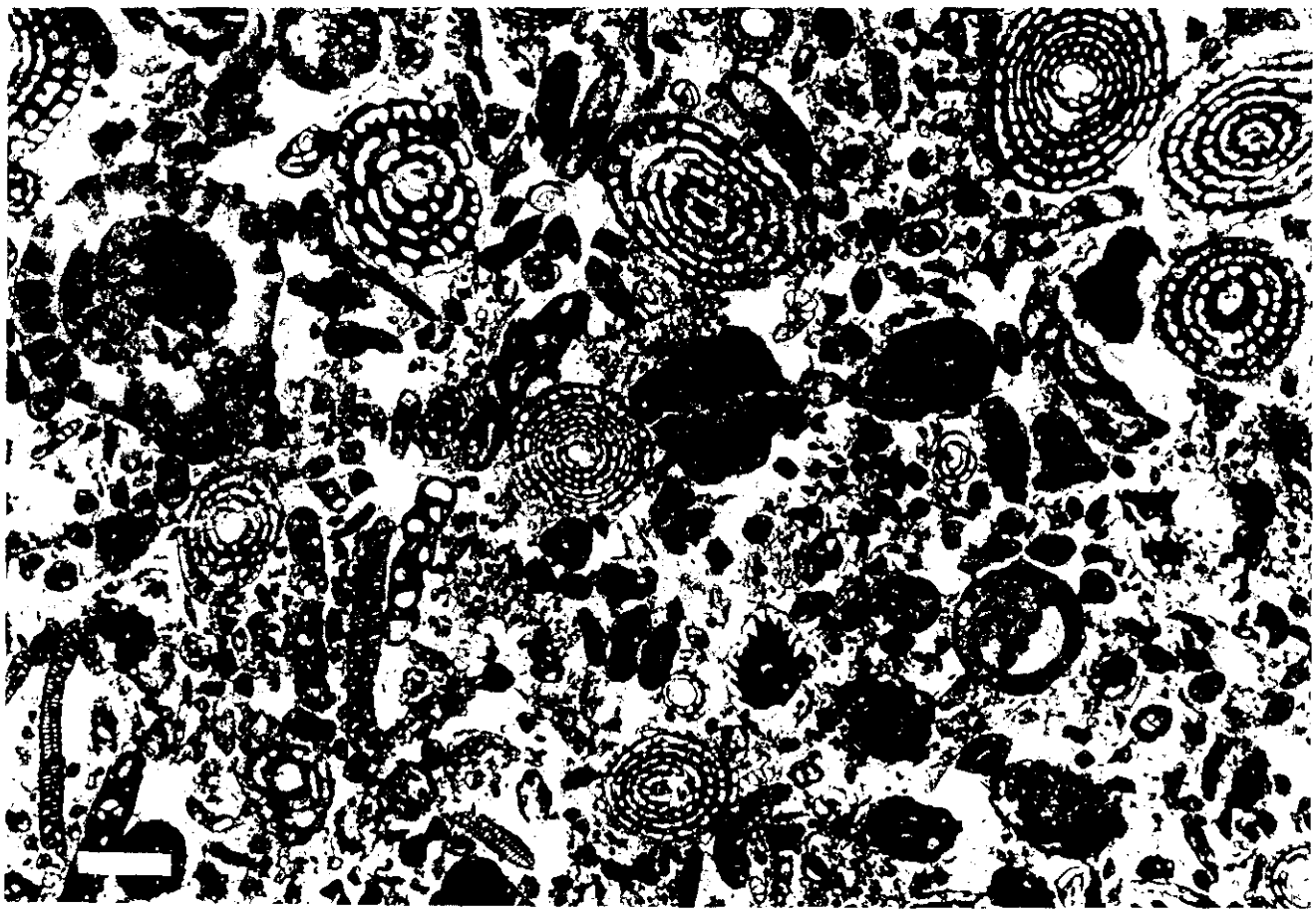


Lámina XXIII

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Sierra de las Moratillas. Calizas calcareníticas con acumulación de Lacazinas.

Microfacies correspondiente al tramo de la foto superior. Bioesparita *grainstone* con grandes miliólidos (destaca la abundancia de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM.), cuneolinas y algas verdes. Escala: 1mm.





Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Sierra del Cuchillo. Tramo de calizas fuertemente transformadas por pedogénesis: presentan intensa nodulización edáfica (*subangular blocky texture* de Retallack, 1988).

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Sierra de las Moratillas. Huellas de raíces (comparables al *pseudomicrokarst* pedogenético de Plaziat y Freytet, 1978) y brechificación edáfica sobre calizas desarrolladas en medios costeros. Obsérvese el relleno intraclástico (que incluye algunos cantos negros de gran tamaño) de la huella de raíz.





Lámina XXV

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel.
Microcaracteres edáficos: micronodulización y microkarstificación.
Escala: 1mm.

1.- Micrita *mudstone* con desarrollo incipiente de micronódulos. Son elementos de formas redondeadas, internamente homogéneos, que presentan un color más oscuro que la matriz circundante. Su diferenciación tiene lugar en los primeros estadios de la pedogénesis, por procesos de cementación diferencial, agrietamiento circungranular (por desecaciones - humectaciones sucesivas), fijación diferencial de algún componente (como carbonato enriquecido en Fe^{3+} o en materia orgánica).

2.- Micronódulos edáficos en una muestra de un suelo muy evolucionado, en la que aún se reconocen algunos bioclastos (miliólidos) heredados de la material original ("litorelictos").

3.- Textura dismicrítica provocada por disolución diferencial (microkarstificación). Ésta se produjo preferencialmente a favor de grietas circungranulares originadas por desecación.

4.- Poros agrandados por disolución de una porosidad primaria de tipo fenestral.

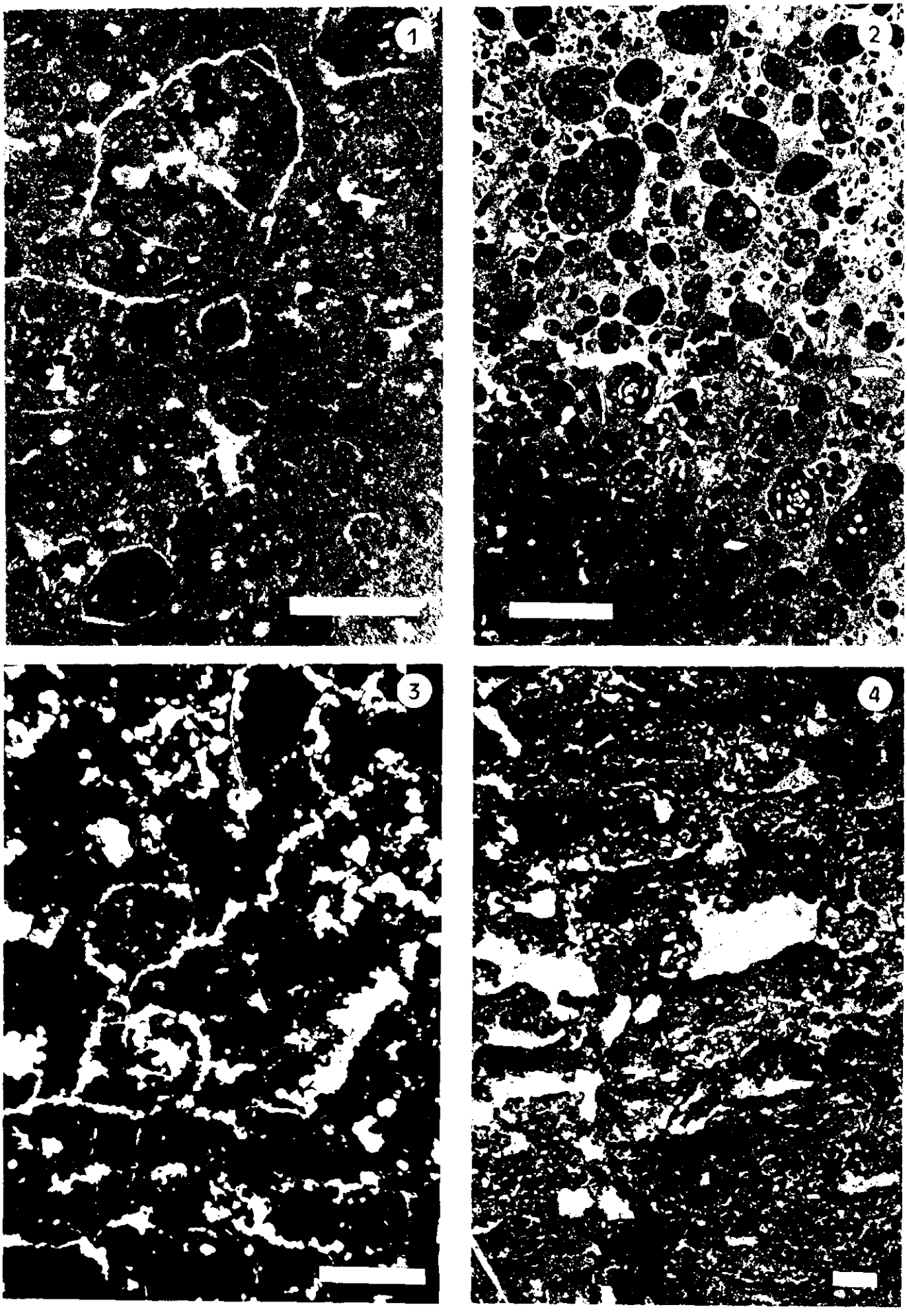

1
2
3
4

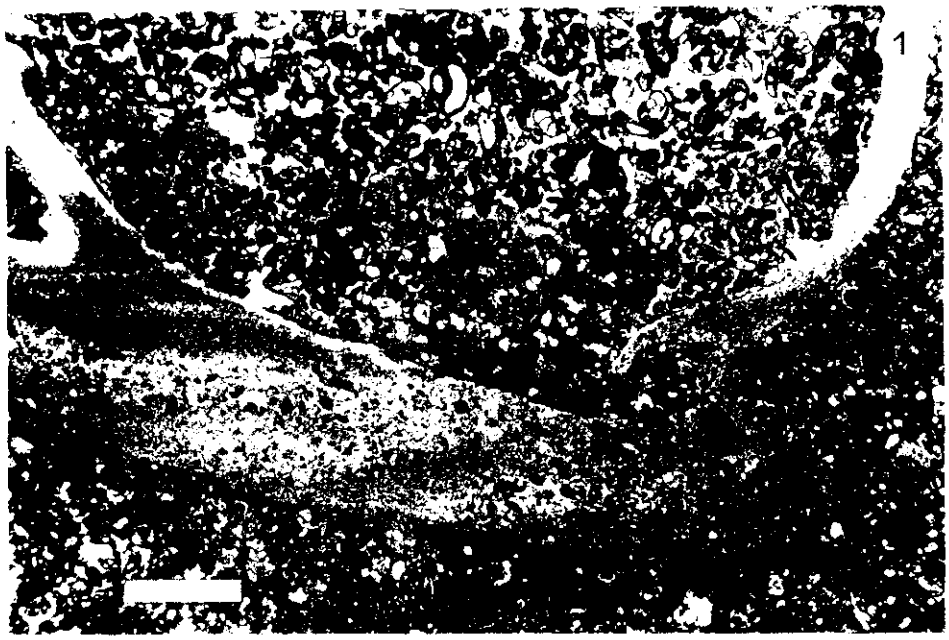
Lámina XXVI

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Microcaracteres edáficos: sedimentos internos. Escala: 1mm.

1.- *Sedimento interno de tipo A*. Rellena la porosidad secundaria generada por la disolución de conchas aragoníticas de moluscos. Presenta microlaminación cruzada y su textura es finamente calcarenítica y peloidal. Refleja un flujo hidrodinámico relativamente elevado, posiblemente relacionado todavía con el medio deposicional (costero). Se desarrolló en los estadios iniciales de diagénesis vadosa.

2.- *Sedimento interno de tipo C:* Está formado por acumulaciones de pequeños cristales de calcita, posiblemente procedentes de la destrucción de los cementos incipientes generados en las paredes del poro. Este tipo es comparable al *vadose crystal silt* descrito inicialmente por Dunham (1969).

3.- *Sedimento interno de tipo B:* Está constituido por micrita, que tiene su origen en el colapso parcial del techo y las paredes de los poros, por retrabajamiento edáfico.


1


2

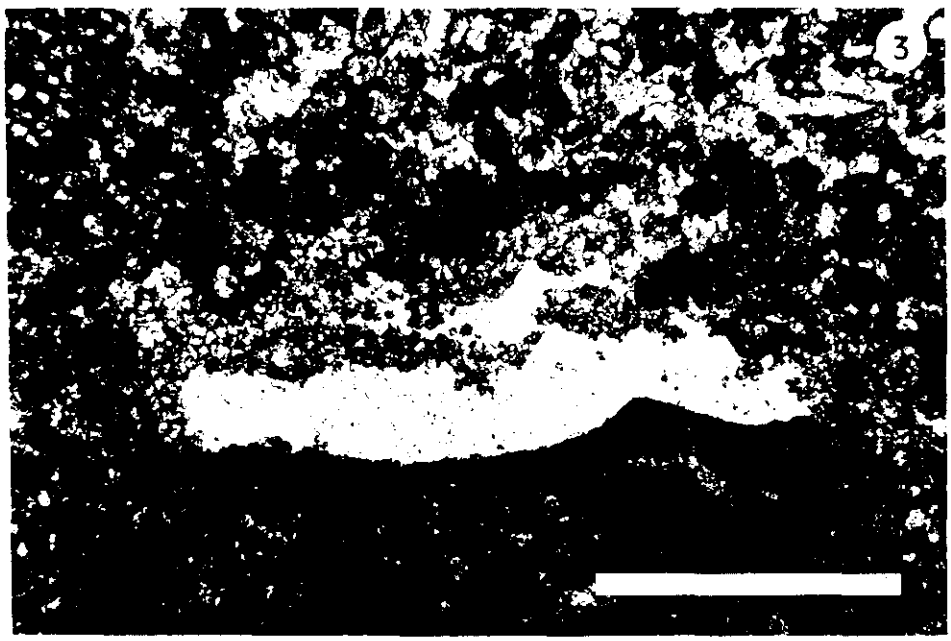

3

Lámina XXVII

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Microcaracteres edáficos. Escala: 1mm.

1.- *Microcodium* sp. Colonias de tipo "mazorca de maíz" desarrolladas sobre una biomicrita *packstone* con abundantes foraminíferos bentónicos. Su génesis se produce preferentemente en los estadios iniciales de la pedogénesis, lo que explica el escaso grado de alteración edáfica de la facies.

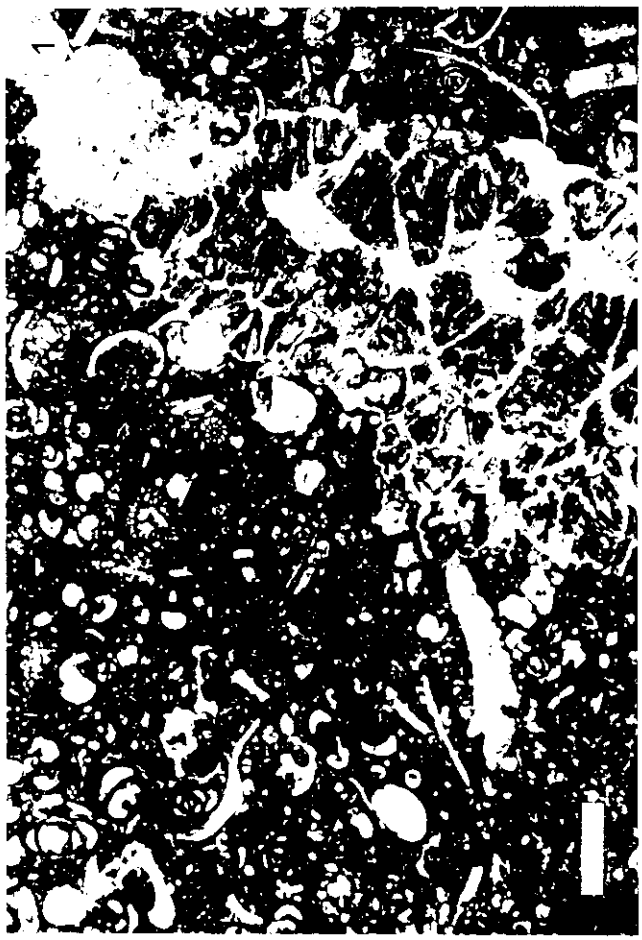
2.- Sección transversal de una huella de raíz, desarrollada sobre una biomicrita con foraminíferos. Obsérvense los cutanes sobre las paredes del poro.

3.- Sección transversal de un poro de morfología tubular (huella de raíz) en el que se encuentra desarrollada una *estructura alveolar*. La génesis de la misma puede estar asociada a la calcificación del tejido vegetal de la raíz.

4.- Costra laminada, que estaba al menos parcialmente endurecida antes de ser disectada por los poros verticales (atribuidos al desarrollo de pequeñas raíces.


2


4


1


3

Lámina XXVIII

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Microcaracteres edáficos. Escala: 1mm.

1.- Un cemento de tipo gravitacional (microestalactítico) rellena parcialmente los poros generados por disolución de colonias de *Microcodium* (que aún pueden reconocerse en la parte derecha de la fotografía). Estos cementos son fuertemente anisópacos y presentan una fina laminación que refleja los sucesivos episodios de formación en la génesis del cemento. Ésta viene dada por la alternancia de niveles oscuros de naturaleza micrítica (micrita constructiva) y niveles claros y más gruesos de naturaleza esparítica. Este cemento de desarrolla bajo condiciones de fuerte subsaturación en agua y la laminación podría reflejar variaciones estacionales.

2. y 3.- Porosidad secundaria rellena por cementos laminados de tipo *fringing*. Son isópacos, y tienen una textura prismática desarrollada perpendicularmente a la laminación que los caracteriza y a las paredes de los poros. Dicha laminación es similar a la descrita en los cementos gravitacionales de la fotografía 1 (alternancia de capas esparíticas y micríticas). Obsérvese también como un "cemento" micrítico de gran espesor que recubre al anterior y como la porosidad remanente es finalmente cerrada (posiblemente en medios freáticos) por cementos de tipo *drusy-blocky*.

4. Envueltas micríticas constructivas desarrolladas en torno a distintos componentes del suelo: micronódulos (esquina inferior izquierda), fragmentos de colonias de *Microcodium* (esquina superior izquierda) o bioclastos heredados del sedimento original (en la esquina inferior derecha puede apreciarse un resto de *Acicularia* sp.). El origen de estas envueltas está asociado a la calcificación de hifas fúngicas (Calvet, 1982; Wright, 1986).


2


4


1


3

Lámina XXIX[1]

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Biozona de *Dendritina gigantea* (GENDROT). Escala: 1mm.

1.- *Dictyopsella kiliani* SCHLUMB., Umbría de la Pava.

2.- *Orbitolinopsis senonicus* GENDROT, Umbría de la Pava.

3.- *Dendritina gigantea* (GENDROT), *Vidalina hispanica* SCHLUMB. y miliólidos. Sierra del Molar (norte).

4.- *Nonion senonicus* (PEREBASKINE), *Nummofallotia apula* L. SINNI, *Vidalina hispanica* SCHLUMB., *Aeolisaccus kotori* RADOICIC. S. del Príncipe.

5.- *Accordiella conica* FARINACCI, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Pseudolituonella mariae* GENDROT, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Cuerda del patojo.

6.- *Gendrotella rugoretis* (GENDROT). Cuerda del Patojo.

7.- *Nezzazatinella (Valvul.") parelloides* MAGNÉ y SIGAL, *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Broekinella neumannae* GENDROT. Cuerda del Patojo.

8.- *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO). S. del Molar norte.

9.- *Favreina murciensis* (CUVILL.,BASSOUL. y FOURCADE) y miliólidos. S. del Molar (norte).

10.- Rotálidos (cf. *Stensiöina surrentina* TORRE), *Spiroplectammina* sp. Sierra del Príncipe.

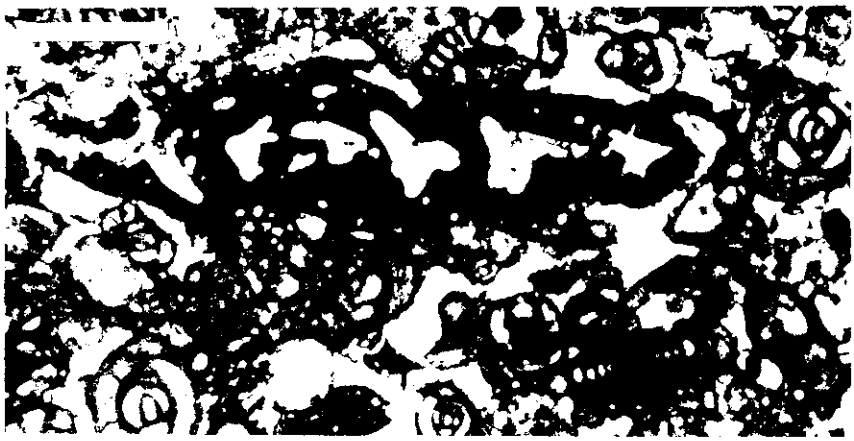
11.- *Broekinella neumannae* GENDROT, *Reticulinella reicheli* (CUVILL. *et al.*), *Cuneolina pavonia* D'ORB. S. del Príncipe.

---

[1]Lámina tomada de Ramírez del Pozo y Martín Chivelet (*in litt.*)



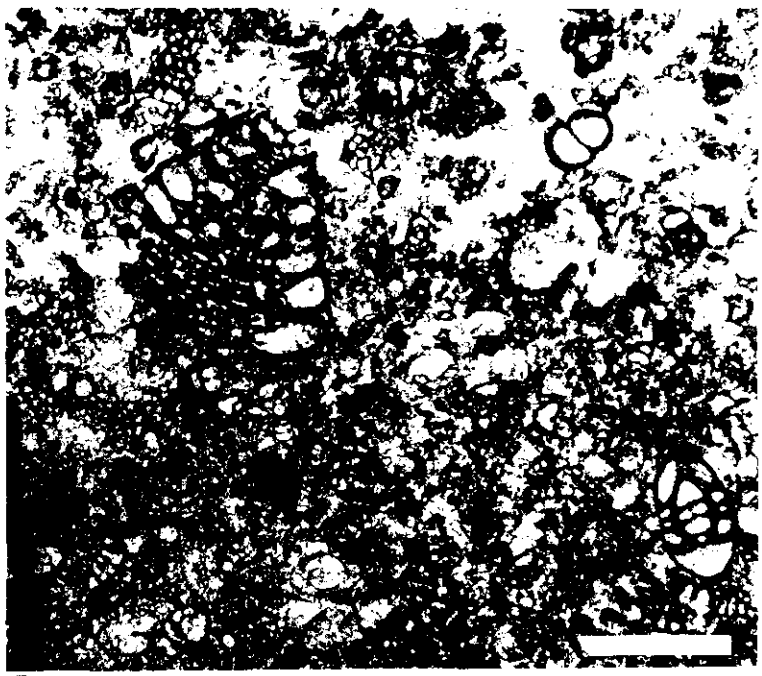
1



3



2



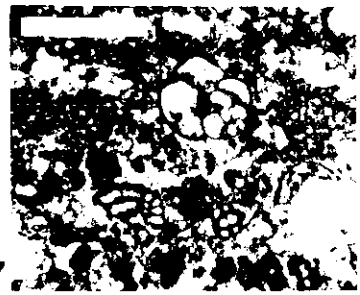
5



4



6



7



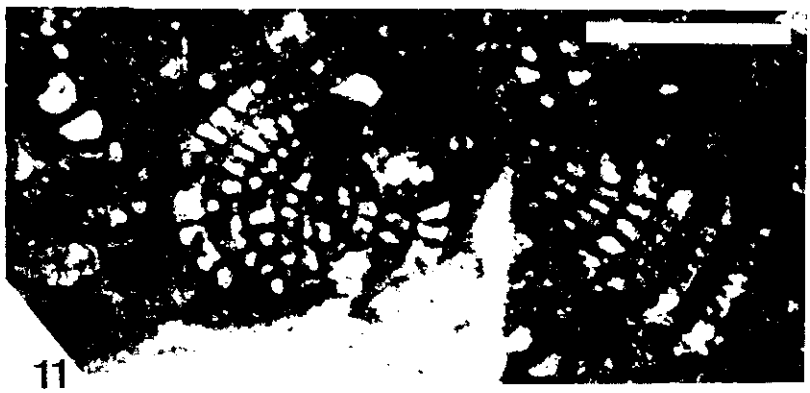
8



9



10

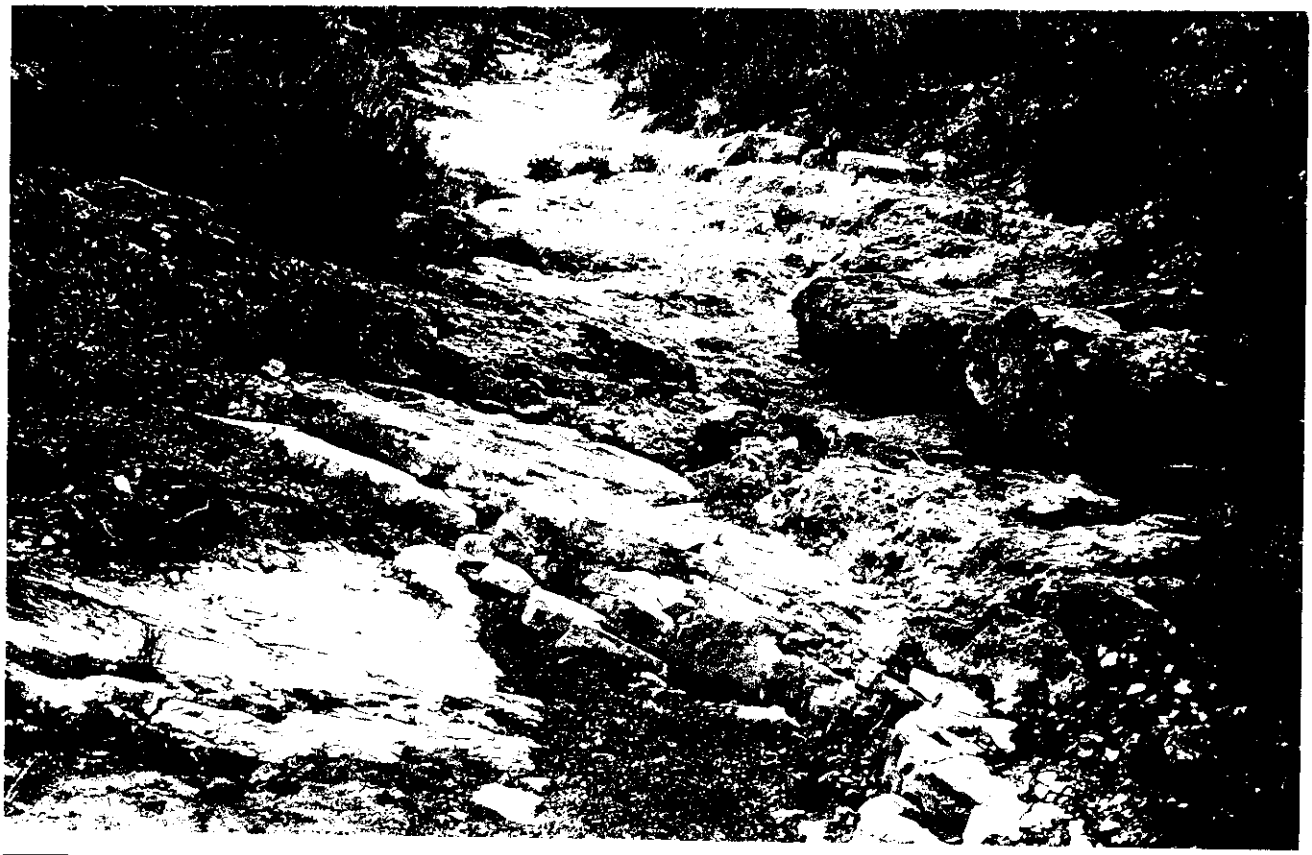


11

Lámina XXX

Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Vista parcial de la unidad en la localidad tipo.

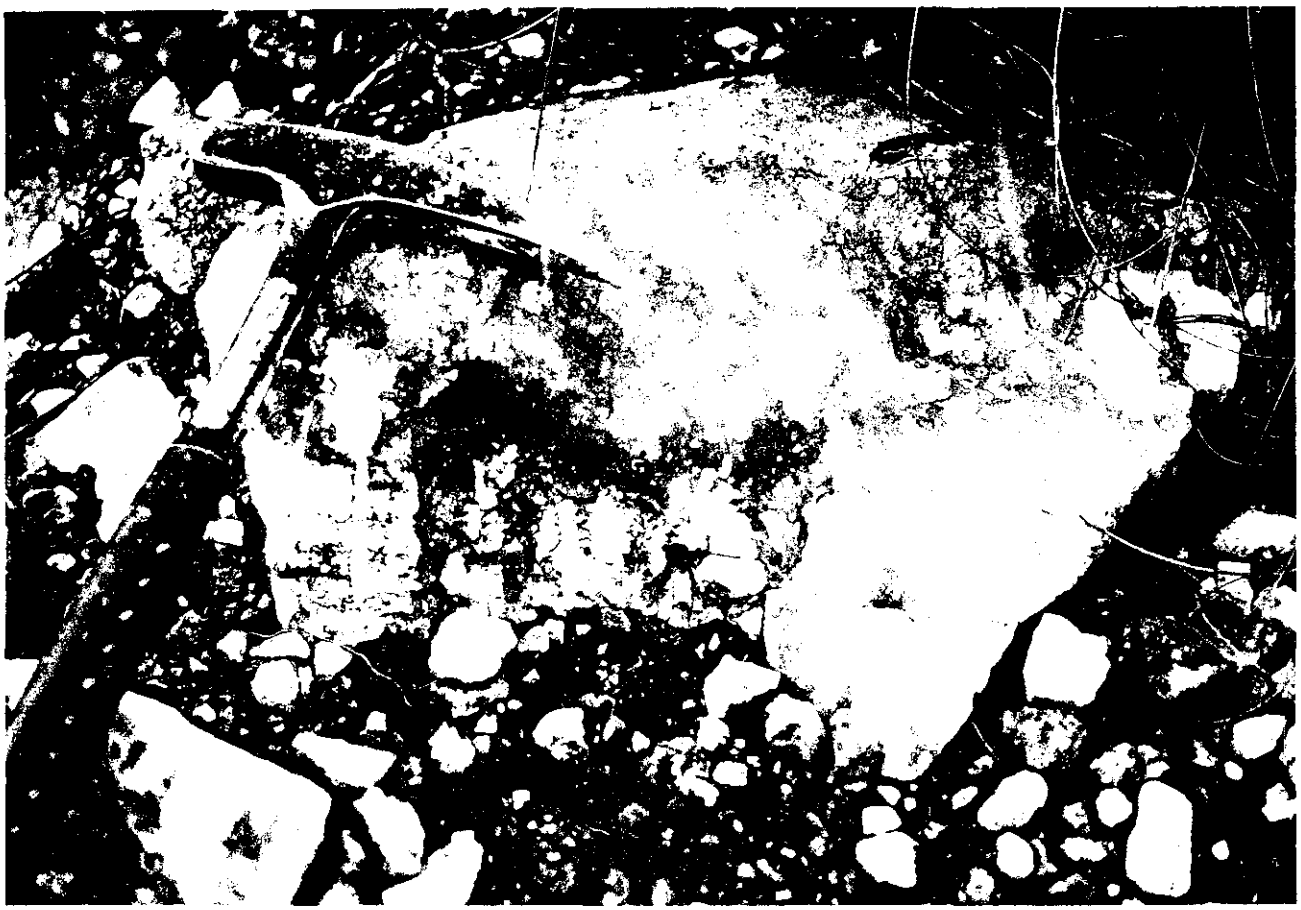
Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Localidad tipo. Huellas de raíces sobre el techo de un banco de calizas.

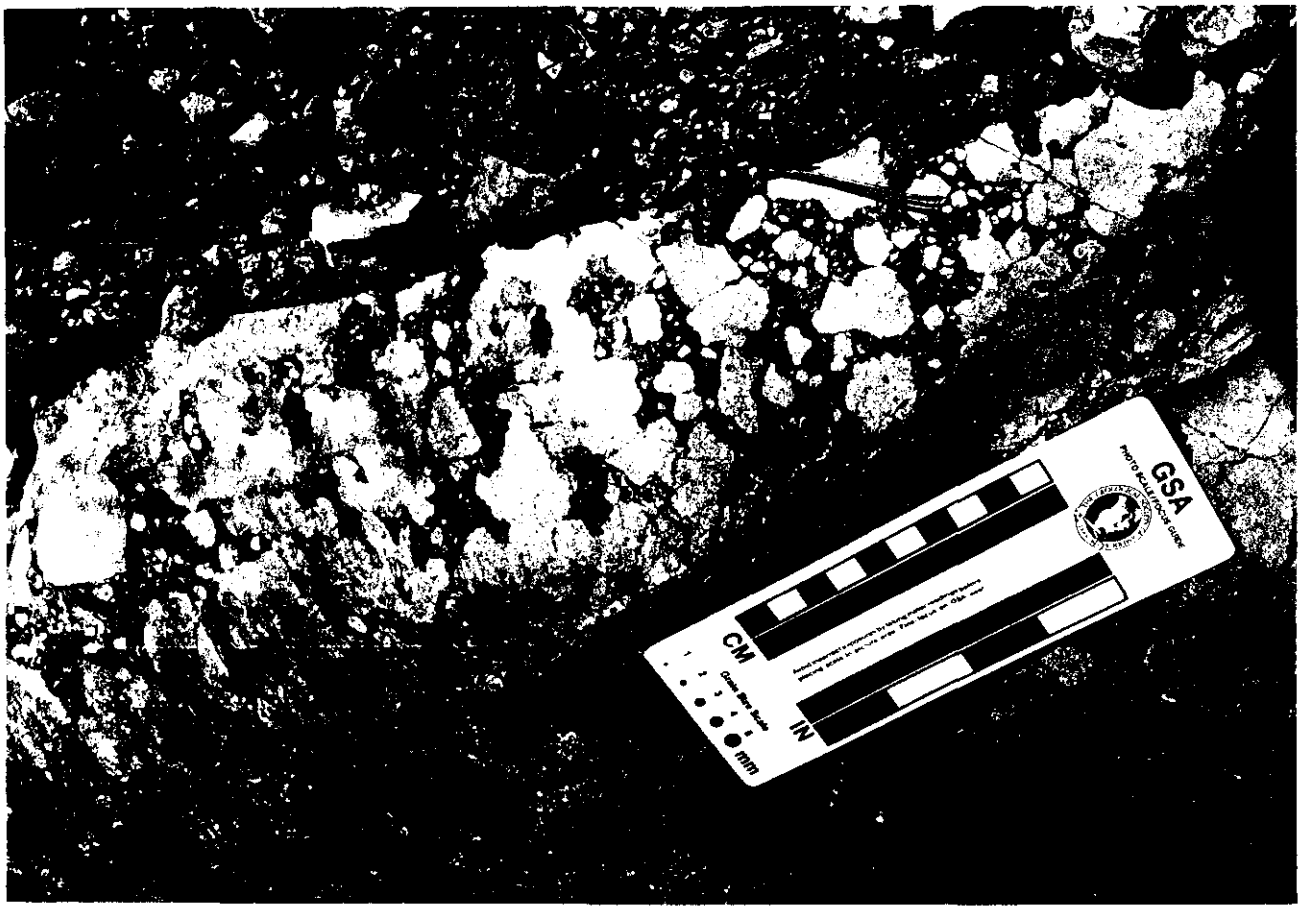




Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Localidad tipo. Desarrollo edáfico (calizas ennegrecidas) sobre una caliza micrítica de origen lacustre somero. Obsérvense las huellas de raíces subverticales y con morfología irregular, a favor de las cuales penetran las calizas ennegrecidas.

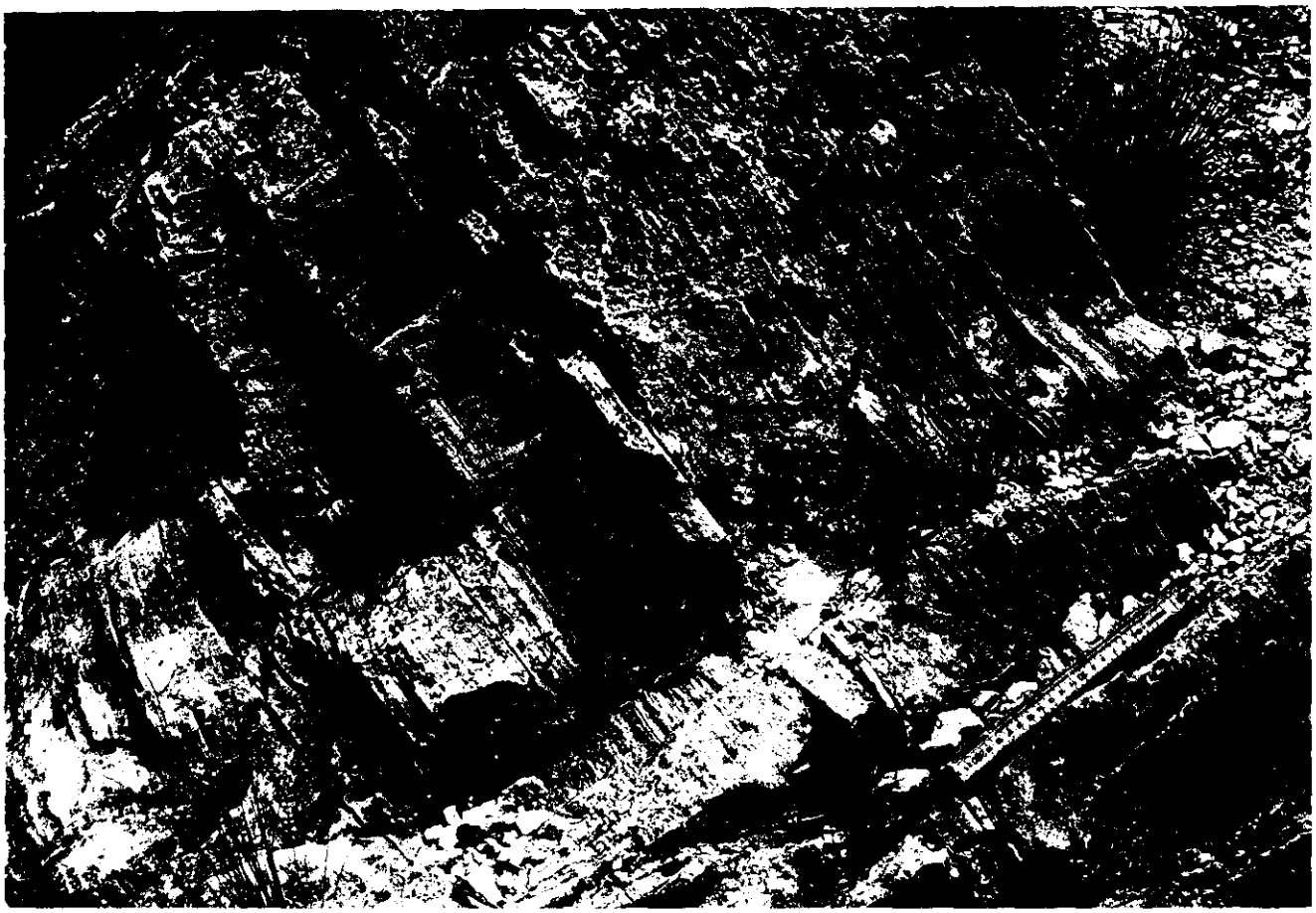
Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Localidad tipo. Brechificaciones de origen edáfico (por bioturbación de raíces y desecación) sobre calizas micríticas de origen lacustre somero. A favor de la porosidad generada por la brechificación se introdujeron sedimentos micríticos ricos en materia orgánica (calizas ennegrecidas).




GSA
CM
IN
mm

Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Serie de la Sierra del Molar sur. Dolomías con fina laminación horizontal. Ésta viene producida por la alternancia de niveles estromatolíticos y pequeños niveles de carácter calcarenítico.

Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Serie de la Sierra del Molar sur. Dolomías finamente arenosas que presentan un aspecto lajoso. Éste está provocado por la sucesión de niveles centimétricos de carácter calcarenítico (de grano fino y con laminaciones de *ripples*) y, en menor proporción, de pasadas estromatolíticas.





Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Serie de la Sierra del Príncipe norte. Detalle de un *thicket* de rudistas (sección horizontal). Muchos de los individuos (secciones transversales) están en posición de vida (posición subvertical). Sin embargo, la mayoría están "tumbados" (secciones longitudinales) y presentan una orientación preferente, que podría ser el reflejo de la acción de las corrientes dominantes.

Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Serie de la Sierra del Príncipe norte. Secciones transversales de hippurítidos del *thicket* de la fotografía superior. Las formas de mayor tamaño (señaladas con flechas) corresponden a *Vaccinites* sp. aff. *loftusi* (WOODWARD), y las de menor tamaño a *Hippurites* sp. gr. *canaliculatus* ROLL. DU ROQ.





Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Serie de la Sierra del Príncipe norte. Varias secciones transversales y una longitudinal de *Hippurites* sp. gr. *canaliculatus* ROLL. DU ROQ.

Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Serie de la Sierra del Príncipe norte. Secciones transversales de *Hippurites* sp. gr. *canaliculatus* ROLL. DU ROQ.



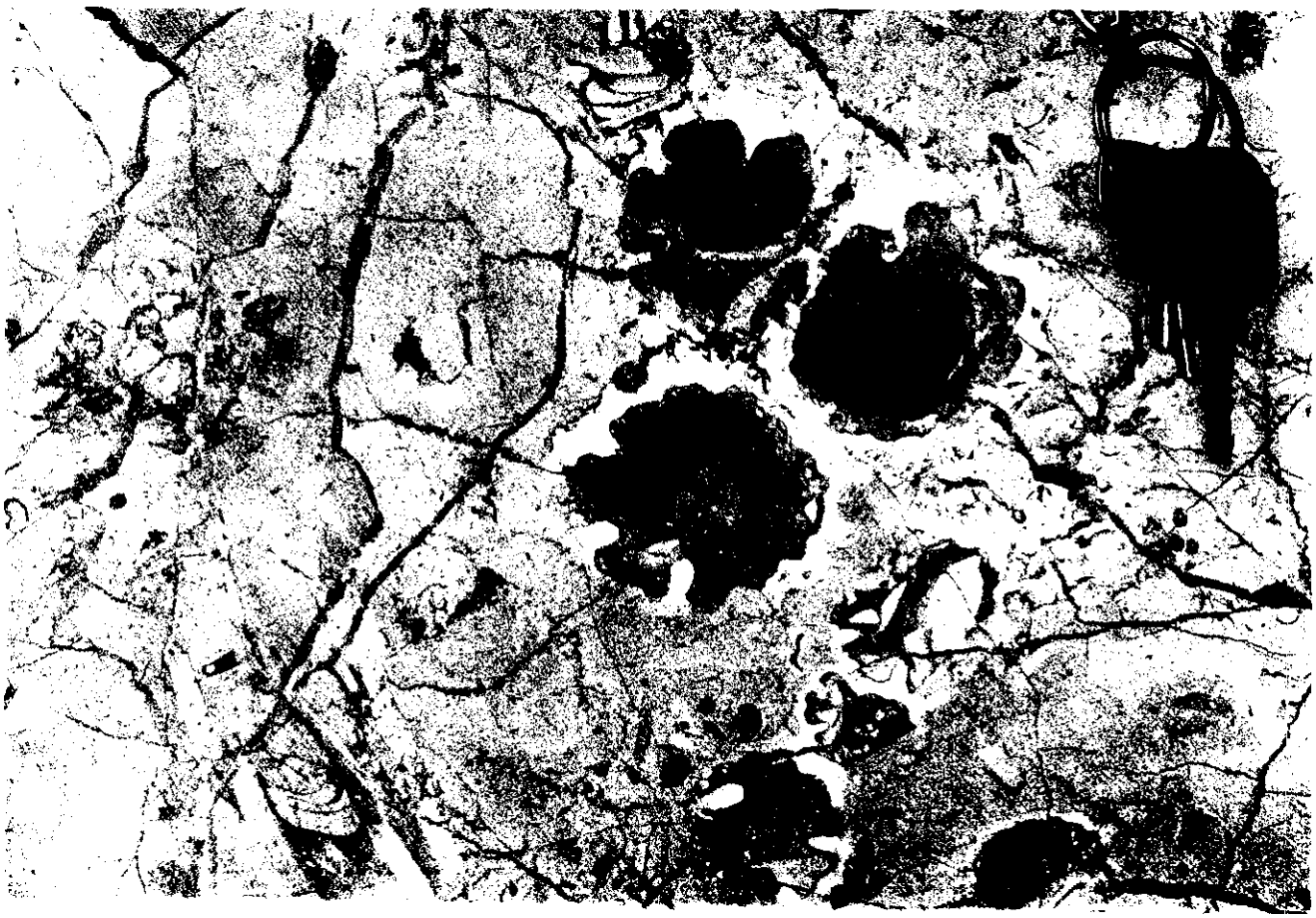


Lámina XXXV[1]

Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel. Biozona de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. Escala: mm

1.- *Lacazina elongata* MUN.-CHALM., Sierra de los Gavilanes.

2.- *Lacazina elongata* MUN.-CHALM., *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM., *Idalina antiqua* d'ORB.. Sierra de las Moratillas.

3.- *Nezzazatinella ("Valvul.") picardi* HENSON, S. del Molar sur.

4.- *Cuneolina pavonia augusta* CUSHM., S. del Molar sur.

5.- *Paleodictyoconus* sp. S. del Molar norte.

6.- *Scandonea samnitica* DE CASTRO. S. del Príncipe.

7.- *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). S. del Príncipe.

Formación Calizas de la Rambla de los Gavilanes. Biozonas de *S. parthenopeia* DE CASTRO y de *Murciella cuvillieri* FOUR. Escala mm.

8.- *Cuneolina cylindrica* HENSON. Sierra de la Cingla. Biozona de *S. parthenopeia*.

9.- *Aeolisaccus kotori* RADOICIC y *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO. S. de los Gavilanes. Biozona de *S. parthenopeia*.

10.- *Rhapydionina liburnica* (STACHE), *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO) y *Scandonea samnitica* DE CASTRO. S. de la Cingla. Biozona de *M. cuvillieri*.

11.- *Murciella cuvillieri* FOURCADE. S. del Cuchillo. Zona de *M. cuvillieri*.

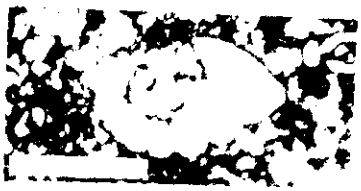
12.- *Murciella cuvillieri* FOURCADE. S. de los Gavilanes, Zona de *M. cuvillieri*.

---

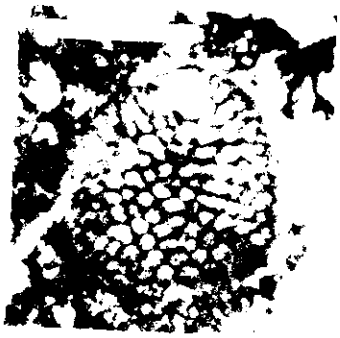
[1]Lámina tomada de Ramírez del Pozo y Martín Chivelet (*in litt.*)


1


2


3


4


5


6


7


8


9


11


12

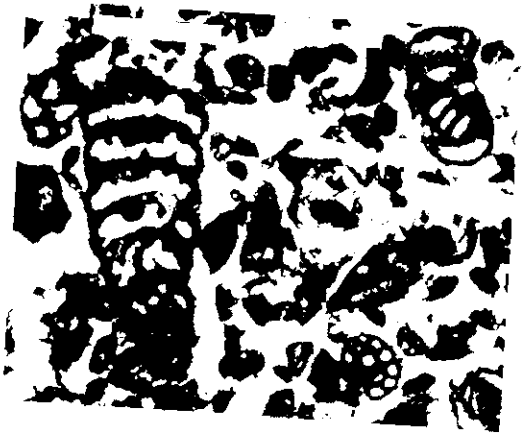
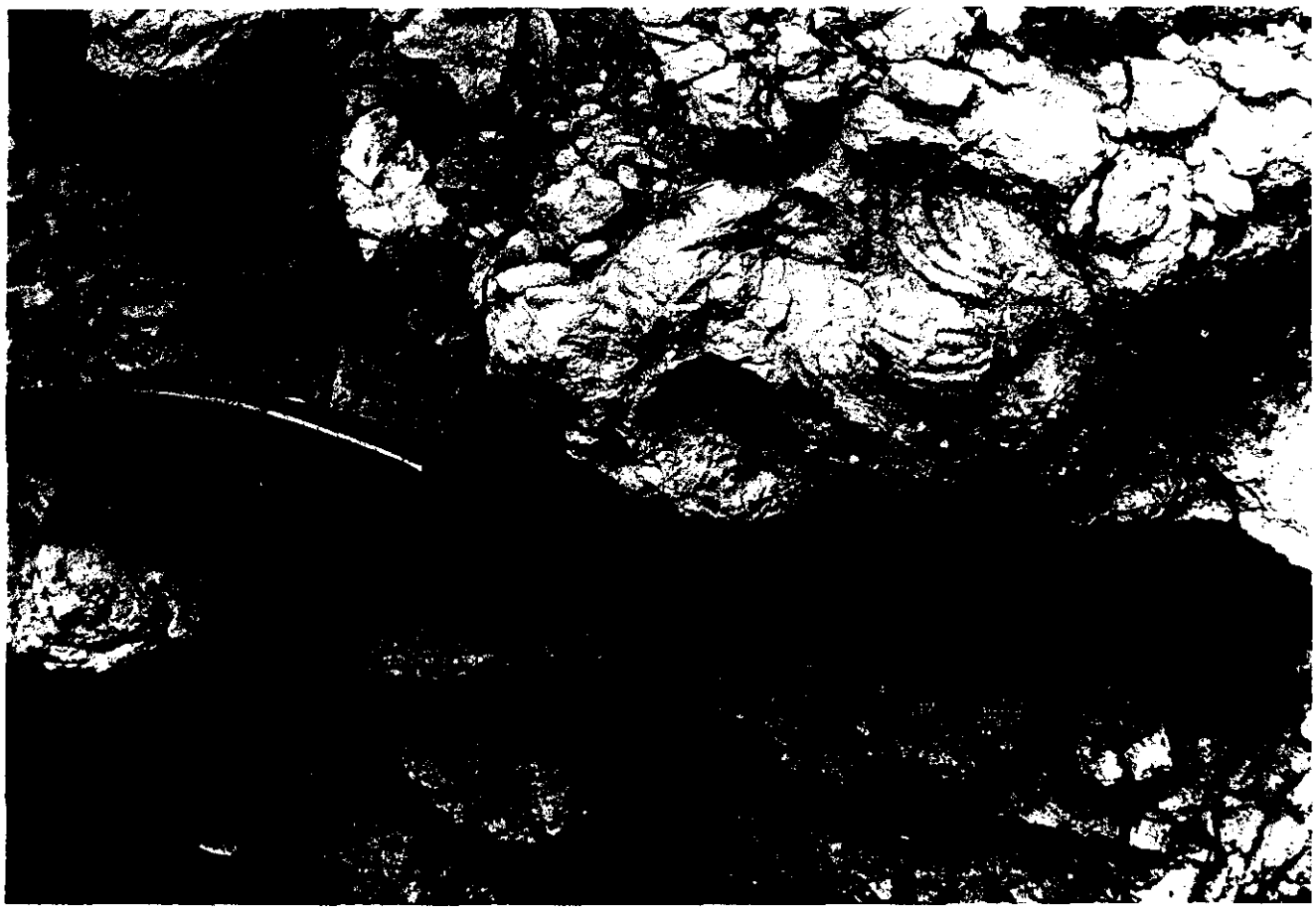

10

Lámina XXXVI

Formación Calizas del Carche. Vista parcial de la unidad en la localidad tipo, cerca de Raspay.

Formación Calizas del Carche. Sierra del Carche. Calizas margosas con moldes de inocerámidos.





Formación Margas de los Cerrillares. Tramos margosos de la base de la unidad en las proximidades de la finca "El Madroño". Son margas verdes (desarrolladas en lagos costeros) sobre las que se desarrollaron abundantes nódulos carbonáticos de origen edáfico.

Formación Margas de los Cerrillares. Paquete de calizas margosas de la parte superior de la unidad en su localidad tipo. Estas calizas presentan abundantes huellas de raíces, que provocan intensa desestratificación y llegan a generar una disyunción prismática vertical.

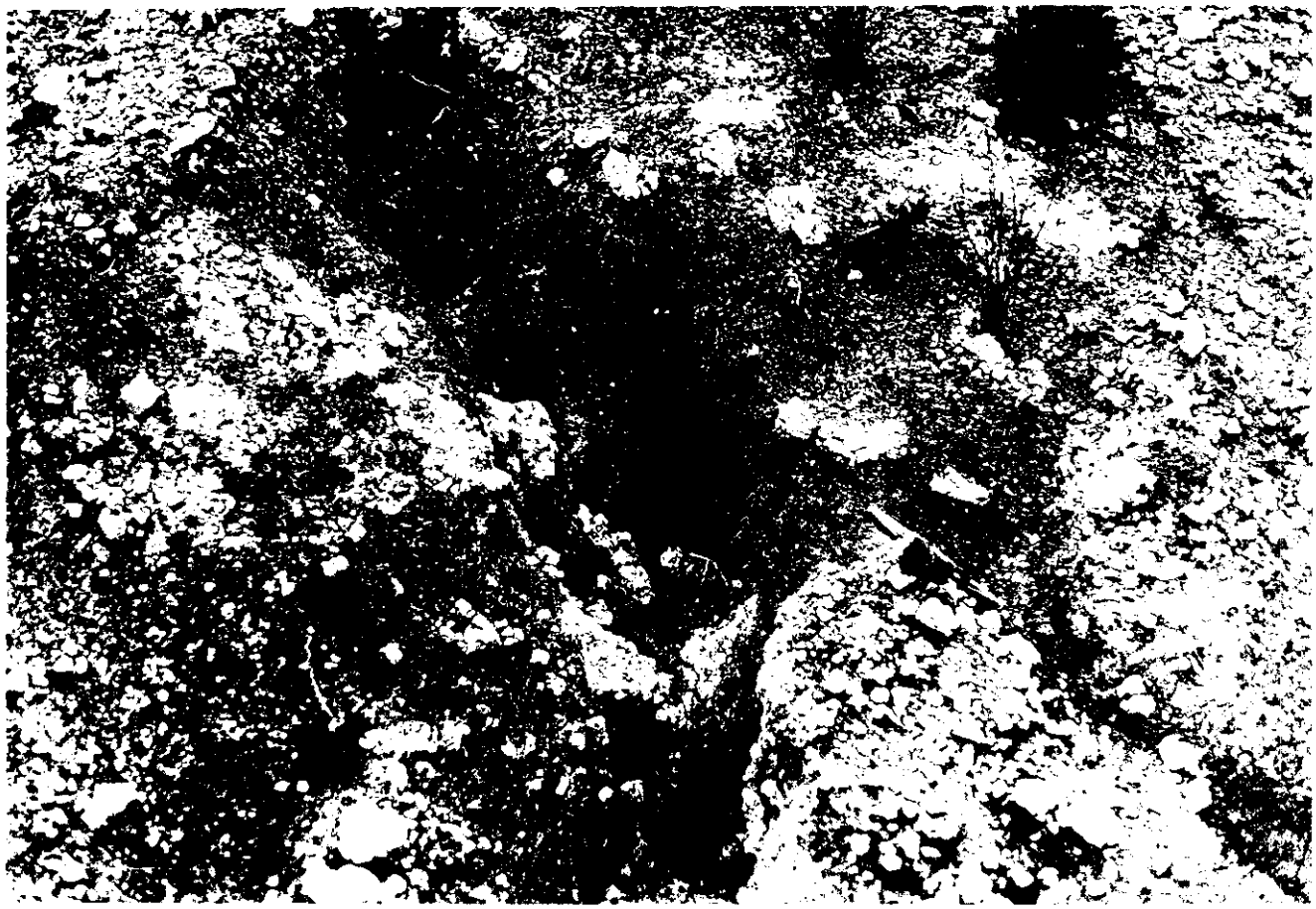




Lámina XXXVIII

Formación Calizas arenosas del Molar. Aspecto general de la unidad en su localidad tipo.

Formación Calizas arenosa del Molar. Aspecto parcial de la unidad en la Cuerda del Patojo. Cuerpos calizos masivos de morfología irregular que corresponden a bioconstrucciones de rudistas y corales.





Lámina XXXIX[1]

Formación Calizas del Carche.
Escala: mm

1.- *Globotruncana* s.l., *Heterohelix* sp. y calcisferas. Solana del Sopalmo, Zona de *G.(G.) elevata.*

2.- *Globotruncana* s.l. y calcisferas. Solana del Sopalmo, Zona de *G.(G.) calcarata.*

3.- Calcisferas. Solana del Sopalmo, Zona de *G.(G.) falsostuarti.*

Formación Calizas arenosas del Molar
Escala: mm

4.-*Lepidorbitoides socialis* (LEYM.) y calcisferas. Sierra Larga, Zona de *S. calcitrapoides.*

5.- *Sulcoperculina dickersoni* (PALMER) var. *vermunti* (THIADENS) y calcisferas. Sierra Larga (El Hornillo), Zona de *S. calcitrapoides.*

6.- *Orbitoides media* (D'ARCH.), Cuerda del Patojo, Zona de *S. calcitrapoides.*

7.- *Siderolites calcitrapoides* LAM., Cuerda del Patojo, Zona de *S. calcitrapoides.*

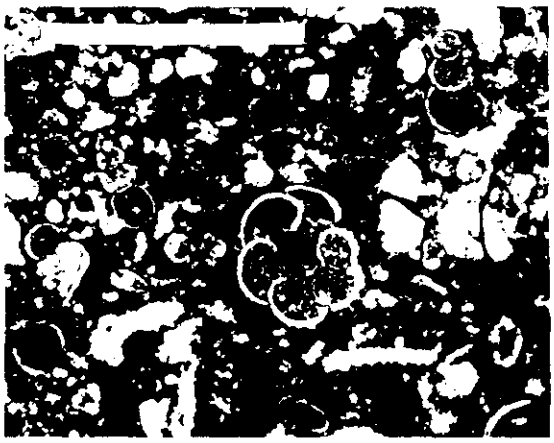
8.- *Clypeorbis mamillata* (SCHLUMB.), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMB.), *Sulcoperculina dickersoni vermunti* (THIADENS), Sierra Larga (El Hornillo), Zona de *S. calcitrapoides.*

9.- *Omphalocyclus macroporus* (LAM.), Sierra de la Cingla, Zona de *S. calcitrapoides.*

10.-*Planorbulina cretae* (MARSSON), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.). Cuerda del Patojo, Zona de *S. calcitrapoides.*

---

[1]Lámina tomada de Ramírez del Pozo y Martín Chivelet (*in litt.*)

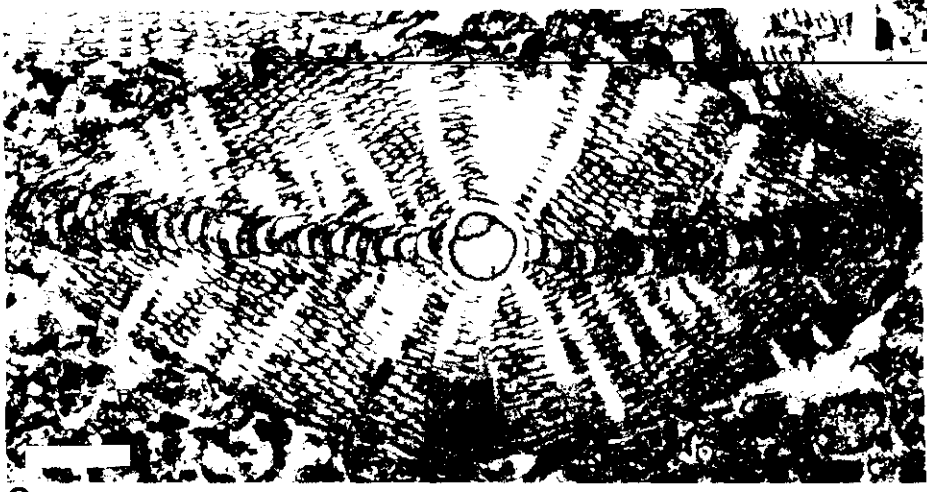

1


2


3

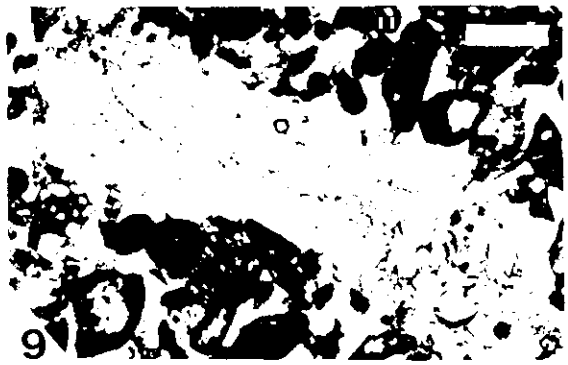

4


5


6


7


8


9


10

Formación Margas de Raspay. Aspecto parcial de la unidad en la Sierra del Carche (en las proximidades de Raspay). Son margas masivas verdes con abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos.

Límite Cretácico - Terciario en la Sierra del Carche (proximidades de Raspay). Las calizas de la parte superior de la fotografía corresponden al Paleoceno (no basal). Éstas de apoyan sobre la Formación Margas de Raspay (Maastrichtiense superior), cuyos tramos superiores pueden observarse en la fotografía. Entre ambos litosomas se encuentra un nivel intensamente ferruginizado, bioturbado y encostrado que marca el límite Cretácico - Terciario en este sector del Altiplano.





ANEXO III. ENCARTES

R.T. 2047

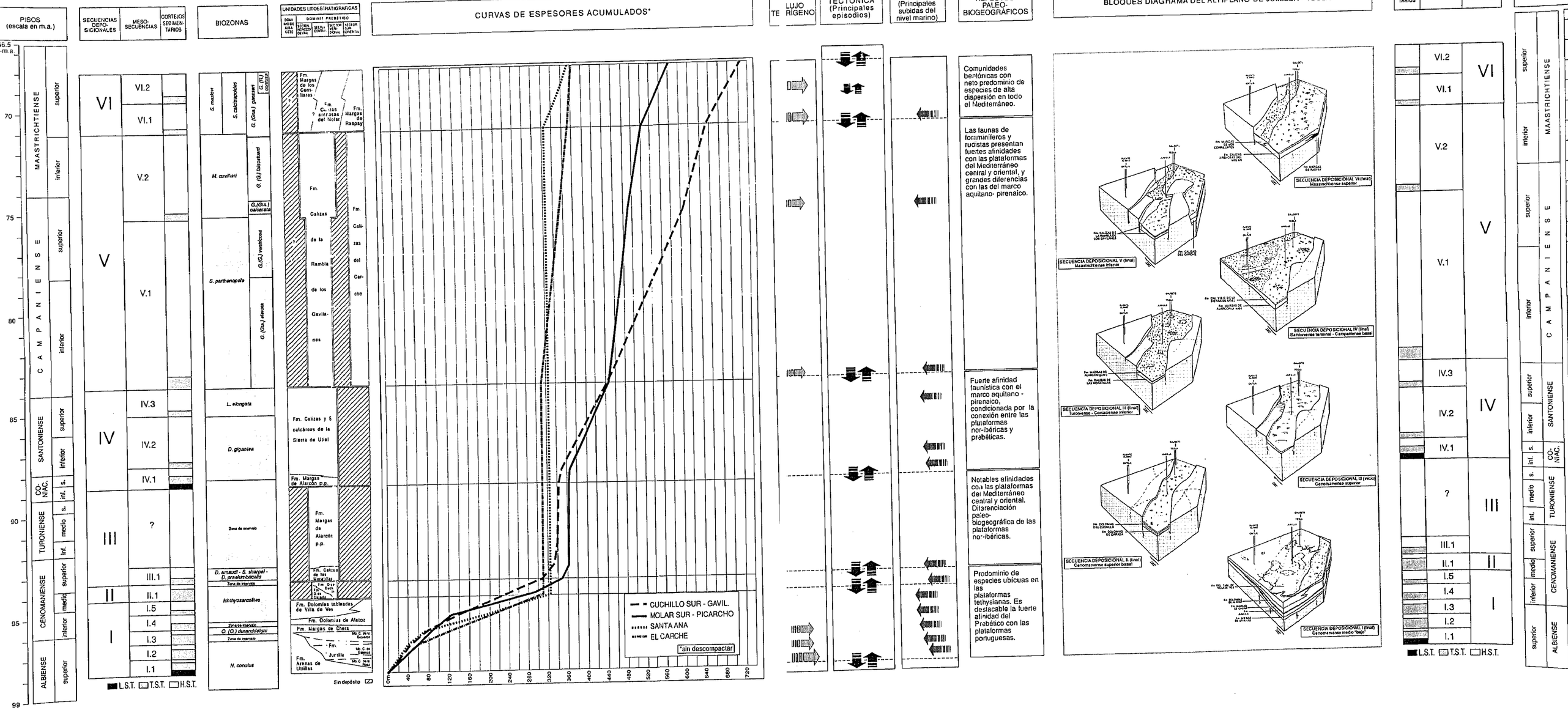
T
723

A.53-15/277-X

EL CRETÁCICO SUPERIOR DEL ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA

J. MARTÍN CHIVELET (1992)

FACTORES DE CONTROL EN LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS



R. T. 2047

X-53-151277-X

762

EL CRETÁCICO SUPERIOR DEL ALTIPLANO DE JUMILLA - YECLA

J. MARTÍN CHIVELET (1992)

